

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**“CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS NELSONITAS
PRECÁMBRICAS DEL COMPLEJO GNEIS NOVILLO, NE DE
MÉXICO”**

TESIS

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

PRESENTA

RAYMUNDO CASAS GARCÍA

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE DE 2014



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

**“CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS NELSONITAS
PRECÁMBRICAS DEL COMPLEJO GNEIS NOVILLO, NE DE MÉXICO”**

que presenta

RAYMUNDO CASAS GARCÍA

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Director de Titulación

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE DE 2014



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

La Tesis

**“CARACTERIZACIÓN PETROLÓGICA DE LAS NELSONITAS
PRECÁMBRICAS DEL COMPLEJO GNEIS NOVILLO, NE DE MÉXICO”**

que presenta

RAYMUNDO CASAS GARCÍA

ha sido aceptada como requisito parcial para optar al grado de

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo.

Comité de Titulación

Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández

Dr. Peter Schaaf

M.C. Augusto A. Rodríguez Díaz

LINARES, NUEVO LEÓN

OCTUBRE DE 2014

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.

Raymundo Casas García

Octubre de 2014

“We make a living by what we get, but we make a life by what we give”
Winston Churchill

“Try not to become a man of success, but rather try to become a man of value”
Albert Einstein

“Science is the best antidote to the poison of enthusiasm and superstition”
Adam Smith



John C. Holden

DEDICATORIA

A quienes luchan día a día por sus sueños.

A mi familia.

A la memoria de Guillermo Alanís (†).

A Sabine Breitzkreuz y Benjamin Bühler.

“No puedes vencer a alguien que no se rinde”

George Herman Ruth

AGRADECIMIENTOS

A Dios, simplemente por permitirme estar aquí.

A la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por las becas otorgadas durante los estudios de posgrado. A SRK Consulting México S.A.P.I. de C.V. por su apoyo económico para la realización de este trabajo. A la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT) por el apoyo económico a través del Programa Integral de Fortalecimiento Institucional (PIFI), que se tradujo en estancias de investigación en el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

A mi asesor, tutor, profesor y amigo Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, por su apoyo en el plano académico y personal no sólo durante la maestría, sino a lo largo de 8 años. A mis co-asesores, Dr. Peter Schaaf y M.C. Augusto Rodríguez Díaz por el gran interés y sus valiosos aportes a este trabajo, así como por las facilidades otorgadas en los laboratorios del Centro de Geociencias y del Instituto de Geofísica de la UNAM. Al Dr. Bodo Weber (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada) por contribuir inicialmente con algunas ideas para este proyecto y al Dr. Carlos Schulze (UNAM) por algunos comentarios sobre la mineralogía de las nelsonitas.

A todos los docentes de la FCT/UANL, en especial a los profesores del área de Geodinámica: Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, Dr. Fernando Velasco Tapia, Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta y Dr. Gabriel Chávez Cabello. También a los profesores que enriquecieron esta tesis durante los seminarios de investigación, especialmente al Dr. Uwe Jenchen.

A todo el personal administrativo de la FCT, especialmente a la Subdirección de Posgrado a cargo del Dr. Fernando Velasco Tapia. A Karla Casas por realizar los trámites necesarios.

Al personal técnico de la FCT: M.P. Guillermo Alanís (†) por la elaboración de las secciones delgadas y al M.C. Federico Viera Décida por su asesoría en el Laboratorio de Trituración y Molienda.

A la Profra. Manuelita María González Ramos, por la revisión del abstract, así como por sus siempre atinados consejos.

A mis amigos de posgrado (Maestría): Carmen, Jorge, Aurora, Javier, Felipe, César, Silverio, Raúl, Miguel, Paulina (y Charly FCF), Rocío, Édgar, Edith; a los doctorantes Luis Ramos y Aurora Zavala y muchas más personas que faltan. Sin ustedes el posgrado no hubiera sido el mismo. Los extrañaré.

Durante estos dos años, tuve la oportunidad de conocer a gente extraordinaria en diversos cursos y conferencias. Quisiera agradecer al Dr. Guillermo Alvarado Induni del Instituto Costarricense de Electricidad y al Prof. Dr. Christoph Breitzkreuz de la TU Bergakademie Freiberg por la impartición de diversos cursos. A colegas y amigos Alemanes, Costarricenses, Colombianos, Dominicanos, Estadounidenses y demás. Al Dr. Christoph Breitzkreuz y a su esposa Sabine, además de Alexander Repstock, Ela Šodczyk, Benjamin Bühler y demás amigos que hicieron mi estancia en Alemania

placentera. También al grupo multi-continental 2013 del Centro de Texturas Volcánicas del Instituto de Geología en Freiberg, Alemania.

A todos mis amigos que siempre han estado ahí. Rolando, Rosy, Abi, Naye, Claudia, Diana, Juan Carlos, Gonzalo, Xavier, Omar, Ailed, Tomás, Iván, Pablo, Raúl, Octavio, Daniel, Abel y a todos aquellos a quienes involuntariamente omito, pero que de una u otra forma han sido parte importante en este trayecto.

<u>CONTENIDO</u>	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	I
LISTA DE TABLAS	X
RESUMEN	XI
ABSTRACT	XII
1. GENERALIDADES.....	1
1.1. INTRODUCCIÓN	1
1.2. NELSONITAS: ORIGEN, ROCAS ASOCIADAS, DEPÓSITOS Y EMPLEO EN LA INDUSTRIA	2
1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	11
1.4. TRABAJOS PREVIOS	13
1.5. JUSTIFICACIÓN	15
1.6. HIPÓTESIS DE TRABAJO	15
1.7. OBJETIVOS Y METAS	15
1.8. METODOLOGÍA	16
2. MARCO TECTÓNICO GLOBAL-REGIONAL.....	19
2.1. EL SUPERCONTINENTE DEL MESOPROTEROZOICO: EL ROMPECABEZAS DE RODINIA	19
2.2. SOBRE LA OROGÉNESIS GRENVILLIANA: METAMORFISMO Y TECTÓNICA	28
2.3. BASAMENTO PROTEROZOICO DE MÉXICO: GONDWANA vs. LAURENCIA	43
2.4. BASAMENTO PALEOZOICO DEL NE DE MÉXICO	57
3. GEOLOGÍA LOCAL DEL ANTICLINORIO HUIZACHAL-PEREGRINA.....	61
3.1. INTRODUCCIÓN	61
3.2. ESTRATIGRAFÍA DEL BASAMENTO	62
3.3. SOBREVISTA DEL COMPLEJO GNEIS NOVILLO	64
3.4. NELSONITAS	70
4. ANÁLISIS PETROGRÁFICO.....	73
4.1. INTRODUCCIÓN Y PRINCIPIOS BÁSICOS DEL MÉTODO	73
4.2. PREPARACIÓN DE MUESTRAS	75
4.3. MICROSCOPIA Y CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA	75
4.4. ANÁLISIS PETROGRÁFICO	76
5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL.....	83
5.1. GENERALIDADES SOBRE PROCESOS MAGMÁTICOS ASOCIADOS A ROCAS RICAS EN ÓXIDOS DE Fe-Ti	83
5.2. METODOLOGÍA ANALÍTICA: FUNDAMENTOS, PROCEDIMIENTO Y RESULTADOS DE LA ESPECTROMETRÍA	89

6. ANÁLISIS MINERALOQUÍMICO.....	110
6.1. SULFUROS	110
6.2. ÓXIDOS	115
6.3. FOSFATOS	121
7. DISCUSIÓN.....	128
7.1. PETROGRAFÍA	128
7.2. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL	130
7.3. QUÍMICA MINERAL	137
7.4. MODELO PETROGENÉTICO	141
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	146
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	148
ANEXOS.....	178

LISTA DE FIGURAS

Figura	Descripción	Página
1.1	Modelo esquemático que ilustra la formación de nelsonitas (magma rico en Fe-Ti-P) por medio de procesos de inmiscibilidad líquida. Modificado de ZHOU <i>et al.</i> (2013).	5
1.2	Modelo esquemático para la generación de nelsonitas por medio de procesos de cristalización fraccionada. Modificado de TOLLARI <i>et al.</i> (2008). t: tiempo.	7
1.3	Diagrama ternario de composición modal para plagioclasa (Pl), piroxeno (Px) y olivino (Ol) para la clasificación y nomenclatura de rocas gabroicas. Modificado de STRECKEISEN (1976).	8
1.4	Mapa tectonoestratigráfico de México y parte de Centroamérica (Guatemala y Belice) modificado de CAMPA-URANGA & CONEY (1983). El área de estudio (☆) se sitúa en el SW del estado de Tamaulipas, donde afloran las rocas basales del terreno Sierra Madre en la estructura conocida como el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Nótese la cercanía del AHP con los terrenos Coahuila y Maya. E.E.U.U.: Estados Unidos.	11
1.5	Localización y vías de acceso al Anticlinorio Huizachal-Peregrina y a sus principales cañones, entre ellos el Cañón Novillo. Se muestran de manera generalizada las litologías del basamento de la Sierra Madre Oriental. Carb: Carbonífero, Mis: Mississippico, Pér: Pérmico, Sil: Silúrico. Mapa modificado de EHRICKE (1998) y de DE LEÓN-BARRAGÁN (2012).	12
2.1	Mapa simplificado y reducido de Rodinia. Modificado de LI <i>et al.</i> (2008).	20
2.2	Mapa geológico generalizado de parte de Sudamérica que muestra las fronteras del cratón de Amazonia (posición actual) y sus distintas provincias geocronológicas. Imagen adaptada de CARDONA <i>et al.</i> (2010a) y RAMOS (2010).	21
2.3	Mapa tectónico generalizado de Norteamérica. Se observa la disposición de los terrenos precámbricos de Laurencia (provincias arqueanas y cinturones orogénicos proterozoicos). Mapa basado en DAVIDSON (2008) y BARTHOLOMEW & HATCHER (2010). ONQ: Orógeno New Quebec, RC: <i>Rift</i> Continental, TRVM: Terreno <i>River Valley</i> de Minnesota.	22
2.4	Localización (en el presente) de los bloques corticales que conforman Báltica (Europa oriental). Modificado de BOGDANOVA <i>et al.</i> (2008).	23
2.5	Ensamble de Rodinia a los ca. 1,050 Ma. Modificado de LI <i>et al.</i> (2008).	24

- 2.6 Mapa geodinámico simplificado de Rodinia (~1 Ga) con énfasis en la conexión Amazonia-Laurencia-Báltica. Se aprecian los cratones pre-grenvillianos y los cinturones grenvillianos generados durante las colisiones orogénicas entre los bloques corticales. Figura adaptada de HOFFMAN (1991), TOHVER *et al.* (2002), TOHVER *et al.* (2004), LI *et al.* (2008) y WEBER *et al.* (2010). Ch: Chortis, Ox: Oaxaquia, SF: São Francisco. 25
- 2.7 Modelo de rompimiento de Rodinia a los ~750 Ma (a) y a los ~550 Ma (b). Modificado de LI *et al.* (2008). 27
- 2.8 Reconstrucción de Gondwana hacia el término de la Orogenia Pan-Africana-Brasileña (Neoproterozoico-Cámbrico). La colisión entre Gondwana del Oeste y Gondwana del Este produjo el Orógeno de África del Este (OAE). El Escudo Arábigo-Nubiano (EAN) representa un terreno pan-africano al norte del OAE. Basado en AVIGAD & GVIRTZMAN (2009) y ERIKSSON *et al.* (2012). Mad: Madagascar, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, SL: Sri Lanka. 28
- 2.9 Representación esquemática de la formación de granulitas de alta presión y ultra-alta temperatura en un ambiente de subducción-acreción-colisión. a) Generación de granulitas de alta presión durante subducción (trayectoria P-T a favor de las manecillas del reloj). b) Origen de granulitas de ultra-alta temperatura por rompimiento de la placa subducida y ascenso de la astenósfera (trayectoria P-T en contra de las manecillas del reloj). Modificado de TOURET & HUIZENGA (2012). 32
- 2.10 Subdivisiones tectónicas de la Provincia Grenville. a) Distribución de corteza de Laurencia retrabajada y terrenos acrecionados del Mesoproterozoico tardío. b) Subdivisión de la Provincia Grenville en cinturones con base en edades de metamorfismo y segmentos con diferentes valores de presión durante el metamorfismo. RIVERS (2008). aPA: Cinturón alóctono de Presión Alta, aPM: cinturón alóctono de Presión Media, aPM-B: cinturón alóctono de Presión Media a Baja. 33
- 2.11 Modelo de la evolución tectónica de la Provincia Grenville. a) Metamorfismo y exhumación del segmento aPA (A) y el segmento de presión media del aPM-B (B) sobre la CLA. b) Inicio del colapso orogénico local en la corteza superior a los ca. 1,050 Ma y colapso orogénico en la corteza media a los ca. 1,020 Ma. c) Formación del FG y metamorfismo de alto grado en el CPA mientras la corteza inferior (C) y la corteza media (D) son rápidamente sepultadas y exhumadas. RIVERS (2008). aPB: cinturón alóctono de Presión Baja, LDA: Límite de Despegue Alóctono, pPA: cinturón para-autóctono de Presión Alta, pPM: cinturón para-autóctono de Presión Media. 36
- 2.12 Mapa geológico generalizado de Norteamérica, Centroamérica y el Caribe que denota la distribución de rocas grenvillianas (color rojo). Modificado de TOLLO (2005). 1: Provincia Grenville (Canadá) y traza del cinturón sepultado en E.E.U.U., 2: macizos grenvillianos en el Orógeno Appalachian (E.E.U.U.; color azul), 3: Llano *Uplift* (E.E.U.U.), 4: microcontinente Oaxaquia (México), 5: Bloque de Chortis (Centroamérica) y 6: Complejo Socorro en Cuba (Caribe). 37

- 2.13 Mapa geológico regional simplificado de Sudamérica que muestra los distintos bloques de basamento pre-andino de Los Andes. Se observan en color rojo las exposiciones de rocas grenvillianas más importantes en Los Andes, además del Cinturón Sunsas, la contraparte sudamericana del Cinturón Grenville de Norteamérica. Adaptado de CARDONA *et al.* (2010a), RAMOS (2010) y BLEY DE BRITO NEVES (2011). 39
- 2.14 Cratones precámbricos y cinturones orogénicos del Mesoproterozoico (color rojo) y Neoproterozoico (color gris) de África. Figura adaptada de BUCHWALDT *et al.* (2008), DE WAELE *et al.* (2008), JACOBS *et al.* (2008) y ABDELSALAM *et al.* (2011). Algunos cinturones orogénicos de edad grenvilliana son: 1: Kibara, 2: Irumide, 3: Lurio y 4: Namaqua-Natal. 40
- 2.15 Ubicación de orógenos grenvillianos (color rojo) importantes en Asia. Mapa elaborado con base en las aportaciones de SONG *et al.* (2012), DASGUPTA *et al.* (2013), KRÖNER *et al.* (2013a) y KRÖNER *et al.* (2013b). 1: Ghats del Este, 2: Complejo Vijayan, 3: Cinturón plegado y cabalgado de Tianshan y 4: Bloque de Tarim (BT), Bloque de Qaidam-Qilian (BQQ) y Bloque Yangtze (BY). MC: Mar Caspio, MN: Mar Negro. 41
- 2.16 Mapa geológico simplificado que muestra la ubicación de las rocas de edad grenvilliana (línea roja discontinua) en Australia. Modificado de MORRISSEY *et al.* (2011). 42
- 2.17 Disposición de rocas de edad grenvilliana y caledoniana en Europa. a) Localización regional de rocas relacionadas al Orógeno Sueco-Noruego (edad grenvilliana; color rojo) y de rocas asociadas al Orógeno Caledoniano (Paleozoico; color azul). CGO: Complejo de Gneises del Oeste. b) Mapa geológico generalizado del SW de la Península de Escandinavia que muestra los terrenos del Orógeno Sueco-Noruego. Figuras adaptadas de TOLLO (2005), PIPER (2009), BINGEN *et al.* (2011) y VIOLA *et al.* (2011). 43
- 2.18 Mapa tectónico de México donde se muestran elementos geológicos relacionados con Oaxaquia y sus límites. Mapa construido con base en QUINTERO-LEGORRETA & GUERRERO-GARCÍA (1985); RUIZ *et al.* (1988); RUDNICK & CAMERON (1991); SEDLOCK *et al.* (1993); ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.* (1995); LAWLOR *et al.* (1999); McDOWELL *et al.* (1999); WEBER & KÖHLER (1999); BICKFORD *et al.* (2000); MORENO *et al.* (2000); LOPEZ *et al.* (2001); DUCEA *et al.* (2004); KEPPIE (2004); MOLINA-GARZA & IRIONDO (2005); BARKER & REED (2010). Ca: El Carrizalillo, CO: Complejo Oaxaqueño, COOM: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon, E.E.U.U.: Estados Unidos, ET: El Toro, F: Frente del COOM, FCh: Falla Chacalapa, FM: Franklin Mountains, GdC: Golfo de California, GG: Gneis Guichicovi, GH: Gneis Huiznopala, GN: Gneis Novillo, GSD: Grupo Santo Domingo, GV: Grupo Ventura, KH: Kilbourne Hole, LF: Los Filtros (Sierra del Cuervo), Ll: Llano *Uplift*, LO: La Olivina, LU: Las Uvas, MMS: Megacizalla Mojave-Sonora, Ox: Oaxaquia, SC: Sierra del Carmen, SFPM: Sistema de Fallas Polochic-Motagua, TC: Terreno Caborca, TCh: Terreno Chihuahua, TG: Terreno Guerrero, TM: Terreno Maya, TMA: Trinchera Meso-Americana, To: Tomóchic, VH: Van Horn, ZI: Zona Interior del COOM. Para explicación refiérase al texto. 46

- 2.19 Modelo paleogeográfico y tectónico para Oaxaquia y bloques continentales adyacentes sin considerar una colisión arco-continente, *i. e.* Avalonia (terreno peri-gondwánico) contra Amazonia; *e. g.* KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010). Modificado de WEBER *et al.* (2010). Este modelo hace referencia a una conexión cercana entre Los Andes Colombianos y Oaxaquia, además de sugerir una relación entre este último y el terreno Telemarkia?. La correlación con el modelo resumido de KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010) es: etapa 1=a, etapa 2=b, etapas 3 y 4=c, etapa 5=d. AC: Andes Colombianos, Am: Amazonia, AO: África del Oeste, Ba: Báltica (Orógeno Sueco-Noruego), C: Congo, Ch: Chortis, G: Groenlandia, K: Kalahari, La: Laurencia, Ox: Oaxaquia, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, Te: Telemarkia. Sin escala. 47
- 2.20 Disposición tentativa de las provincias paleoproterozoicas del SW de Laurencia y NW de México, específicamente en el estado de Sonora. Además, se observan las provincias de Nd delimitadas de forma aproximada. Modificado de ARVIZU *et al.* (2009). 1: Canteras-Puerto Peñasco, 2: Sierra Prieta, 3: Cerros San Luisito, 4: Quitovac y 5: Cabeza Prieta-Pinacate. Az: Arizona, BC: Baja California, Ca: California, E.E.U.U.: Estados Unidos, Nv: Nevada. 53
- 2.21 Modelo paleogeográfico que muestra la localización del Cinturón Granjeno-Acatlán y el Cinturón Sonora-Ouachita-Marathon en la porción noroccidental de Pangea. También se muestra la Secuencia Sedimentaria Paleozoica, el Arco del Carbonífero en el NE de México y el Arco Permo-Triásico en el oriente del país. En la parte inferior, el perfil A-A' representa la evolución tectónica del margen occidental para el Carbonífero-Pérmico y el Pérmico-Triásico. Figura modificada de BARBOZA-GUDIÑO *et al.* (2011) con base en aportaciones de TORRES *et al.* (1999) y ARVIZU & IRIONDO (2011). 1: Los Filtros y Carrizalillo, 2: Lindavista y Nueva Delicias, 3: Cd. Victoria, 4: Altotonga y cinturón granítico sepultado, 5: Montenegro y La Mixtequita, 6: Batolito de Chiapas y 7: Sierra Pinta. 59
- 3.1 Columna estratigráfica para el basamento del NE de México. Dicha columna está basada en GURSKY (1996) y STEWART *et al.* (1999). Sin escala. 64
- 3.2 a) Detalle del Gneis Novillo (ortogneis) donde se observan sus bandas claras (de composición cuarzo-feldespática) y oscuras (ricas en piroxenos y granates), b) red estereográfica de los planos de foliación con rumbo NW-SE del Gneis Novillo en el Cañón Novillo (número de datos: 86), c) afloramiento de la *suite* AMCG donde se observa un plegamiento isoclinal y d) diagrama de discriminación tectonomagmática (en ppm) de Y vs. Nb para rocas graníticas de PEARCE *et al.* (1984). Datos de CAMERON *et al.* (2004). GAV: Granitos de Arco Volcánico, GDO: Granitos de Dorsal Oceánica, GI: Granitos de Intraplaca, GSC: Granitos *Syn*-Colisionales. 68
- 3.3 Gráfica de edad vs. temperatura que muestra la curva de enfriamiento para el Gneis Novillo. Imagen modificada de KEPPIE *et al.* (2006). 70
- 3.4 Cata de exploración localizada en el cuerpo anortosítico del Gneis Novillo. 2624699N, 140472913E; coordenadas UTM. 71

3.5	La cata tiene una profundidad promedio de ~40 cm y una dirección NE-SW. 2624699N, 140472913E; coordenadas UTM.	72
4.1	Representación esquemática general de la trayectoria de luz en un microscopio de luz transmitida (a) y en un microscopio de luz reflejada (b).	74
4.2	Microfotografías de características generales en las nelsonitas. a) Apatitos globulares embebidos en ilmenita (textura granoblástica general; muestra Ne3), b) rutilo magmático pseudomorfo en el borde de una ilmenita en muestra Ne3; nótese las maclas polisintéticas, c) texturas de reemplazamiento en óxidos de Fe-Ti por enriquecimiento en Ti y oxidación (muestra Ne10) y d) agregado cristalino de apatito, el cual eventualmente puede formar bandas en muestra Ne4. a) - d) por microscopía de luz transmitida (NX; 4x). Ap: apatito, Chl: clorita, Hem: hematita, Ilm: ilmenita, Py: pirita, Qtz: cuarzo y Rt: rutilo. Abreviaturas recomendadas por la Subcomisión de sistemática para rocas metamórficas (SCMR; siglas en inglés) en FETTES & DESMONS (2007).	77
4.3	Microfotografías de indicios de inmiscibilidad líquida. a) y b) Apatitos con estructura <i>ocelli</i> dentro de ilmenitas (textura poikilítica) en las muestras Ne3 y Ne13, respectivamente. c) y d) Sulfuros de Fe, algunos con forma de “gotas” (muestras Ne1 y Ne2, respectivamente). a) y b) por microscopía de luz transmitida (NX; 4x); c) y d) por microscopía de luz reflejada (Nll; 10x). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 4.2.	79
4.4	Microfotografías de texturas de intercrecimiento y reemplazamiento. a) Ilmenita con finas lamelas de exsolución de hematita (muestra Ne2; 20x), b) y c) reemplazamiento de ilmenitas por rutilos en los bordes y centro del cristal (rutilos pseudomorfos) en la muestra Ne8 (4x) y d) pirita con corona de hematita (muestra Ne1). a), b) y c) por microscopía de luz transmitida (NX, NX y Nll, respectivamente); d) por microscopía de luz reflejada (Nll; 20x). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 4.2.	80
4.5	Microfotografías de evidencias de recristalización por metamorfismo y deformación. a) Junta triple (120°) entre cristales de ilmenita formando un arreglo cristalino poligonal asemejando un mosaico (muestra Ne4), b) y c) fracturas en rutilo y apatito por eventos posteriores a la formación de las nelsonitas en las muestras Ne3 y Ne8, respectivamente y d) zona de brechamiento indicada por los bordes angulosos de los óxidos de Fe-Ti (muestra Ne3). Todos los incisos por microscopía de luz transmitida (a y d Nll; b y c NX, 4x). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 4.2.	82
5.1	Esquema general sobre los principales procesos responsables de la diferenciación magmática. Modificado de WILSON (1993).	85
5.2	Diagramas bivariados de $Fe_2O_{3[Total]}$ vs. óxidos de elementos mayores (TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , MnO , Cr_2O_3 , CaO y P_2O_5) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores están dados en % wt. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.	95

- 5.3 Diagramas bivariados de TiO_2 vs. óxidos de elementos mayores (SiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$, Al_2O_3 , MgO , MnO , Cr_2O_3 , CaO y P_2O_5) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores para los óxidos están dados en % wt. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso. 97
- 5.4 Diagrama bivariado de $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$ vs. V para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$ están dados en % wt.; mientras que para el V, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso. 98
- 5.5 Diagramas bivariados de $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$ vs. elementos traza (Zr, Zn, Ni, Co, Cu y Nb) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$ están dados en % wt.; mientras que para los elementos traza, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso. 99
- 5.6 Diagramas bivariados de $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$ vs. elementos traza (Sr, La, Ce y Nd) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$ están dados en % wt.; mientras que para los elementos traza, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso. 100
- 5.7 Diagrama ternario AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio) para las anortositas y rocas gabroicas (ferrogabros) de la suite AMCG del Cañón Novillo de CAMERON *et al.* (2004). Línea divisoria entre la serie toleítica y calco-alcalina según IRVINE & BARAGAR (1971). La línea punteada en la serie toleítica corresponde a la tendencia de Fenner; en la serie calco-alcalina es la tendencia de Bowen. $\text{FeO}_{[\text{Tot}]}$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y MgO en % wt. 101
- 5.8 Diagramas de variación tipo Harker de SiO_2 vs. óxidos de elementos mayores ($\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$, TiO_2 , P_2O_5 y CaO) para las nelsonitas, anortositas (este trabajo) y ferrogabros de la suite AMCG (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Los valores están dados en % wt. La línea punteada separa (donde es posible) las anortositas de los ferrogabros. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7. 102
- 5.9 Diagrama de variación tipo Harker de SiO_2 vs. Sr para las nelsonitas, anortositas (este trabajo) y ferrogabros de la suite AMCG (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Los valores de SiO_2 están dados en % wt.; mientras que para el Sr, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7. 103
- 5.10 Diagramas de variación tipo Harker de SiO_2 vs. elementos traza (Zr, Y, Nb y Rb) para las nelsonitas, anortositas (este trabajo) y ferrogabros de la suite AMCG (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Los valores de SiO_2 están dados en % wt.; mientras que para los elementos traza, están expresados en ppm. La línea punteada separa (donde es posible) las anortositas de los ferrogabros. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7. 104

5.11	Patrones de Elementos de Tierras Raras para las nelsonitas y anortositas de la <i>suite</i> AMCG del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN <i>et al.</i> (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1). El campo gris corresponde a las nelsonitas.	105
5.12	Patrones de Elementos de Tierras Raras para las nelsonitas (acercamiento del campo gris de la Fig. 5.11) del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN <i>et al.</i> (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1). Para leyenda refiérase a la Fig. 5.11.	105
5.13	Diagrama bivariado de REE _{Tot} vs. P ₂ O ₅ para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de REE _{Tot} están dados en ppm; mientras que para el P ₂ O ₅ , están expresados en % wt. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.	106
5.14	Diagrama Multielementos para las nelsonitas y anortositas de la <i>suite</i> AMCG del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados al manto primordial con valores propuestos por McDONOUGH <i>et al.</i> (1991, 1992); véase Anexo I (tabla AI.2). El campo gris corresponde a las nelsonitas. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.11.	107
5.15	Diagrama Multielementos para las nelsonitas (acercamiento del campo gris de la Fig. 5.14) del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados al manto primordial con valores propuestos por McDONOUGH <i>et al.</i> (1991, 1992); véase Anexo I (tabla AI.2). Para leyenda refiérase a la Fig. 5.11.	108
5.16	Diagrama ternario con composiciones de fundidos inmiscibles en basalto toleítico de PHILPOTTS (1982). Se observa la composición del basalto toleítico, así como de los campos de fundidos inmiscibles (ahora vidrios). Estos últimos están conectados por una línea discontinua, la cual atraviesa el campo de inmiscibilidad de ROEDDER (1951). Se graficaron también los datos de las nelsonitas, rocas anortosíticas (este trabajo) y ferrogabros (CAMERON <i>et al.</i> , 2004). El campo de inmiscibilidad sugerido para estas rocas está señalado por el color gris. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7.	109
6.1	a) Imagen de retrodispersión (BSE; siglas en inglés) de pirita con bordes subredondeados en el punto Ne1P1-1, b) gráfica de energía (keV: kiloelectron Volt) vs. intensidad para pirita (punto Ne1P2-1), c) imagen de retrodispersión tomada mediante el equipo SEM de una pirrotina con hábito globular (Ne1P2-2) y d) análisis semi-cuantitativo (EDS) de una pirrotina en el punto Ne1P2-2. Ap: apatito, Hem: hematita, Ilm: ilmenita, Po: pirrotina, Py: pirita y Rt: rutilo. Abreviaturas recomendadas por la Subcomisión de sistemática para rocas metamórficas (SCMR; siglas en inglés) en FETTES & DESMONS (2007).	114
6.2	a) Imagen de retrodispersión de ilmenita y un par de rutilos granulares; uno de ellos similar al hábito de “gotas” de los apatitos (punto Ne1P4-2), b) gráfica EDS para una ilmenita en el punto Ne1P4-3, c) imagen BSE con acercamiento a un rutilo granular alargado (Ne2P1) y d) análisis semi-cuantitativo de un rutilo (Ne1P4-2). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 6.1.	119

6.3	a) Imagen de retrodispersión de apatitos con hábitos de glóbulos capturada por el equipo SEM (punto Ne2P2), b) gráfica bivariable de un análisis semi-cuantitativo en apatito para el punto Ne2P4-4, c) imagen de retrodispersión con acercamiento al REE(PO ₄) en Ne1P6 y d) análisis EDS de un fosfato de LREE para Ne1P4-1. Para abreviaturas refiérase a la Fig. 6.1.	126
6.4	Patrones de Elementos de Tierras Raras para apatitos de nelsonitas del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN <i>et al.</i> (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1).	127
7.1	Gráfico de ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb vs. ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb para rocas de corteza continental donde se observan las muestras de feldespatos de la <i>suite</i> AMCG de CAMERON <i>et al.</i> (2004).	134
7.2	Resumen esquemático de un modelo de formación de una <i>suite</i> AMCG. Después de un proceso de laminación o adelgazamiento, la astenósfera asciende hacia la corteza inferior (1), en donde por decompresión adiabática ocurre fusión parcial (2). Este magma derivado del manto se emplaza por <i>underplating</i> en la base de la corteza inferior y comienza a fraccionarse (3). Ya sea que la roca fuente haya sido un gabro rico en Al (?) o que el mismo magma haya causado fusión parcial en la corteza (?), el líquido resultante es rico en Al. Cuando el magma está suficientemente enriquecido, cristaliza la plagioclasa, la cual, por ser menos densa que otros minerales máficos (<i>e. g.</i> piroxenos y olivinos), flota y se acumula en la parte superior de la cámara magmática. Las grandes cantidades de plagioclasa, al ser menos densas que la corteza en general, ascienden a través de fracturas o debilidades corticales (4) y finalmente se emplazan como anortositas masivas (5). Los fundidos mantélicos (2) pueden proveer calor hacia la corteza inferior (6) resultando en su fusión parcial (7). La diferenciación de estos magmas corticales conlleva al emplazamiento de plutones félsicos (8) petrogenéticamente no relacionados a las anortositas. Modelo adaptado de ASHWAL (1993) y TOLLO (2005).	136
7.3	Diagrama discriminativo Ti + V vs. Ca + Al + Mn para composiciones de óxidos con Fe. Los valores están dados en % wt. BIF: Formaciones de Hierro Bandeado, siglas en inglés; IOCG: Óxidos de Fe-Cobre-Oro, siglas en inglés. Los cuadros huecos representan ilmenitas de las nelsonitas del Gneis Novillo. Gráfico de DUPUIS & BEAUDOIN (2011).	137
7.4	Diagrama ternario del sistema FeO-TiO ₂ -Fe ₂ O ₃ que muestra las composiciones de las ilmenitas y los rutilos de las nelsonitas del Gneis Novillo. Se observan las soluciones sólidas completas entre miembros extremos (titanomagnetita-magnetita, ilmenita-hematita y ferropseudobrookita-pseudobrookita). Los valores están dados en % wt. Los cuadros huecos representan ilmenitas y ferropseudobrookitas; mientras que los cuadros rellenos son rutilos de las nelsonitas del Gneis Novillo. Modificado de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964).	138

- 7.5 Patrones de Elementos de Tierras Raras para apatitos de nelsonitas y rocas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito de distintas localidades. SUF: Saint Urbain/Furnace (Canadá), SUB: Saint Urbain/Bignell (Canadá), L: Labrieville (Canadá), R: Roseland (E.E.U.U.), SII: Sept-Îles Intrusive (Canadá), GLI: Grader Layered Intrusive (Canadá), HesNor: Hesnes (Noruega), KydNor: Kydlandsvatn (Noruega) y EigNor: Eigeroy (Noruega). El campo gris corresponde a los apatitos de nelsonitas del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN *et al.* (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1). Los análisis de los apatitos de muestras de Norteamérica y Noruega son de ROELANDTS & DUCHESNE (1979), DYMEK & OWENS (2001), CHARLIER *et al.* (2008) y TOLLARI *et al.* (2008) y están reportados en el Anexo III (tabla AIII.1). 141
- 7.6 Modelo tectónico de la colisión del arco de islas de Oaxaquia contra Amazonia. Modificado de WEBER *et al.* (2010). AC: Andes Colombianos, Am: Amazonia, AO: África del Oeste, Ba: Báltica (Orógeno Sueco-Noruego), C: Congo, Ch: Chortis, G: Groenlandia, K: Kalahari, La: Laurencia, Ox: Oaxaquia, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, Te: Telemarkia. Sin escala. 142
- 7.7 Escenario tectónico para el término del arco continental en Amazonia. Modificado de WEBER *et al.* (2010). Para leyenda refiérase a la Fig. 7.6. Sin escala. 142
- 7.8 Generación del magmatismo AMCG y formación de las nelsonitas del Gneis Novillo por procesos de inmiscibilidad líquida. a) Rompimiento de la placa subducida, ascenso de astenósfera y aporte de calor para la fusión parcial de la corteza inferior de Oaxaquia. Modificado de WEBER *et al.* (2010). b) Acercamiento de la sección a) donde se muestra con más detalle la evolución del magma cortical que generó la *suite* AMCG y las nelsonitas, estas últimas por inmiscibilidad líquida. c) Representación esquemática de la incorporación de los elementos en los minerales principales de las anortositas (izquierda) y nelsonitas (derecha) durante la fraccionación e inmiscibilidad líquida del magma gabro-anortosítico. Ap: apatito, Ilm: ilmenita, Pl: plagioclasa, Rt: rutilo y Sulf: sulfuros. Para explicación con mayor detalle refiérase al texto. Para el resto de la leyenda refiérase a la Fig. 7.6. Sin escala. 144
- 7.9 Metamorfismo granulítico de Oaxaquia (corteza inferior) durante la Orogenia Zapotecana. Modificado de WEBER *et al.* (2010). Para leyenda refiérase a la Fig. 7.6. Sin escala. 145

LISTA DE TABLAS

Tabla	Descripción	Página
5.1	Composición química de elementos mayores (% wt.) y traza (ppm) en bruto para las nelsonitas del Cañón Novillo (para coordenadas véase sección 3.4). Los valores con < indican que sus concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. PPI: Pérdida por Ignición, Σ : Suma.	91
5.2	Composición química de elementos mayores (% wt.) y traza (ppm) en bruto para las anortositas (este trabajo) y ferrogabros (CAMERON <i>et al.</i> , 2004) del Cañón Novillo (coordenadas no reportadas para ferrogabros). Los valores con < indican que sus concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. PPI: Pérdida por Ignición Σ : Suma, espacio en blanco: dato no disponible.	92
5.3	Composición química de elementos mayores (% wt.) reajustados en base seca para las nelsonitas del Cañón Novillo. Σ : Suma.	93
5.4	Composición química de elementos mayores (% wt.) reajustados en base seca para las anortositas (este trabajo) y ferrogabros (CAMERON <i>et al.</i> , 2004) del Cañón Novillo. Σ : Suma.	93
6.1	Composición química puntual en sulfuros de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt.	113
6.2	Fórmulas teóricas y calculadas para doce puntos de sulfuros en nelsonitas analizados por EMPA. * Cálculo en el Anexo II (tabla AII.1).	115
6.3	Composición química puntual en óxidos de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt.	117
6.4	Fórmulas teóricas y calculadas para veintitrés puntos de óxidos en nelsonitas analizados por EMPA. * Cálculo en el Anexo II (tabla AII.2). Nota para la fórmula calculada: el Fe incluye Fe^{3+} y Fe^{2+} .	120
6.5	Composición química puntual en apatitos de nelsonitas por LA-ICP-MS para algunos elementos traza, REE y un elemento mayor (Ca). Los valores están dados en ppm.	124
6.6	Composición semi-cuantitativa puntual en fosfatos de REE de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt.	127

RESUMEN

El Gneis Novillo es un complejo metamórfico granulítico (Mesoproterozoico; ~ 1 Ga) que representa la unidad basal más antigua de la provincia morfoestructónica Sierra Madre Oriental. Este complejo se encuentra expuesto en el núcleo del Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP), macroestructura que se localiza a ~ 10 km al oeste de Cd. Victoria, Tamps., en el NE de México. El gneis está conformado por una amplia variedad de protolitos ígneos y sedimentarios que responden a un desarrollo tectónico complicado. Dentro de los protolitos ígneos destacan un conjunto de rocas gabroicas y rocas potásicas (~ 1.2 Ga) que fueron intrusionadas por una *suite* de Anortositas-Mangeritas-Charnockitas-Granitos (AMCG; ~ 1 Ga), además de dos generaciones de diques (pre- y post-metamórficos) y cuerpos lenticulares compuestos de óxidos de Fe-Ti y apatito, conocidos como nelsonitas. Todas las unidades magmáticas mencionadas conforman el denominado ortogneis, el cual aflora únicamente en el Cañón Novillo del AHP.

El presente estudio tuvo por objetivo establecer un modelo petrogenético para la generación de las nelsonitas del Cañón Novillo, además de evaluar su potencial como menas de óxidos de Fe-Ti y apatito mediante una caracterización petrográfica y geoquímica (roca total y mineral).

Los resultados indican que las nelsonitas están formadas por una asociación mineralógica de ilmenita + apatito \pm rutilo \pm Fe-pseudobrookita \pm pirrotina \pm pirita \pm fosfatos de REE en una textura granoblástica general; además de otras texturas específicas de exsolución y reemplazamiento. Los apatitos y sulfuros forman estructuras *ocelli*, indicadores de inmiscibilidad líquida. Evidencias de una recristalización por metamorfismo estático y deformación se denotan por juntas triples en ilmenitas y fracturas en fases minerales presentes. La generación de las nelsonitas ocurrió en un ambiente de intraplaca (caso atípico) durante la formación de anortositas masivas, a partir de una fuente empobrecida de origen cortical. Mecanismos de inmiscibilidad líquida separaron fracciones del magma generado durante el magmatismo AMCG. Una parte del magma se enriqueció en Si y otro, en Fe-Ti-P-S-LREE; formando así las anortositas y las nelsonitas del Gneis Novillo, respectivamente. Probablemente, el P y S formaron líquidos independientes dentro del fundido rico en Fe-Ti (textura *ocelli*). Las condiciones magmáticas poco oxidantes (baja fO_2) en un sistema cerrado propiciaron la generación de las nelsonitas. Una evolución del magma, probablemente similar a la tendencia de Fenner, causó los estadios de oxidación tardíos para formar las texturas de exsolución y reemplazamiento.

ABSTRACT

The Novillo Gneiss is a granulitic metamorphic complex (Mesoproterozoic; ~1 Ga) that represents the oldest basal unit of the Sierra Madre Oriental province. This complex is exposed in the core of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium (HPA) located 10 km west of Cd. Victoria, Tamaulipas in NE Mexico. The gneiss is composed of a wide variety of igneous and sedimentary protoliths, which corresponds to a complicated tectonic evolution. Among the igneous protoliths, the older potassic and gabbroic rocks (~1.2 Ga) may be mentioned. These were intruded by an Anorthosite-Mangerite-Charnockite-Granite suite (AMCG). In addition to these rocks, two different generations of dykes (pre- and post-metamorphic) and lenticular bodies composed of Fe-Ti oxides and apatite, known as nelsonites, are also found within the gneiss. All of the aforementioned magmatic units form up the orthogneiss, which outcrops exclusively in the Novillo Canon of the HPA.

The present study was focused on establishing a petrogenetic model for the formation of nelsonites from the Novillo Canon, as well as on evaluating their potential as Fe-Ti oxide and apatite ores by means of petrographical and geochemical (whole rock and mineral) analysis.

The results indicate that the nelsonites have a mineralogical association of ilmenite + apatite \pm rutile \pm Fe-pseudobrookite \pm pyrrhotite \pm pyrite \pm REE-phosphates in an overall granoblastic texture, apart from other specific textures such as exsolution and replacement. Apatites and sulphurs exhibit *ocelli* structures, which are indicative of liquid immiscibility. Evidences for recrystallization during static metamorphism and stages of deformation were observed on the 120° triple junctions in ilmenites and on mineral fractures. Formation of nelsonites occurred in an intraplate setting (atypical case) during the anorthositic magmatism from a depleted crustal source. Liquid immiscibility mechanisms separated two fractions of this magma. One was enriched in Si, and the other was Fe-Ti-P-S-LREE rich, therefore generating the anorthosites and nelsonites from Novillo Gneiss, respectively. Probably, P and S formed independent liquids inside the Fe-Ti rich melt (*ocelli* textures). The magmatic conditions were little oxidizing (low fO_2) in the closed system, therefore permitting the formation of nelsonites. An evolution of magma, probably similar to that of a Fenner trend, caused the late stages of oxidation to form the exsolution and replacement textures.

1. GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN

Las nelsonitas son rocas poco comunes compuestas por óxidos de Fe-Ti y apatito (*e. g.* KOLKER, 1982; DARLING & FLORENCE, 1995), y forman parte de un grupo de rocas ricas en Fe-Ti-P, también conocidas como rocas “FTP” (*e. g.* MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007). Actualmente, no existe una idea clara sobre el origen de esta litología (DYMEK & OWENS, 2001). Diversas hipótesis han sido planteadas acerca de la petrogénesis de las nelsonitas (*e. g.* FORCE, 1991; DUCHESNE, 1999). Además, la falta de una nomenclatura bien establecida para las rocas “FTP” sigue siendo un aspecto a resolver (*e. g.* MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007). Generalmente estas rocas han sido asociadas a complejos proterozoicos anortosíticos de tipo masivo (*e. g.* PHILPOTTS, 1967; ASHWAL, 1982, 1993; OWENS & DYMEK, 1992; MORISSET, 2008; MORISSET *et al.*, 2010). En México han sido reportados únicamente tres sitios con exposiciones de nelsonitas: Pluma Hidalgo y Huitzo, en Oaxaca y Cd. Victoria, en Tamaulipas (ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978). Las localidades anteriores corresponden a afloramientos precámbricos y sólo la primera tuvo una actividad minera relevante en la Mina Tisur (PAULSON, 1964), donde actualmente se extrae rutilo (TiO_2) a pequeña escala y regionalmente se encuentra como asignación minera “Rosy” en etapa de exploración por el Servicio Geológico Mexicano (SE-SGM-CGMinería, 2011). Cabe destacar que las investigaciones realizadas sobre estas rocas en México son escasas.

El análisis petrológico de las unidades proterozoicas es fundamental para la comprensión de la evolución geodinámica del basamento de México. Por consiguiente, sus resultados tienen implicaciones tectónicas relevantes para la geología regional del país. Por otro lado, si se considera la geología económica, el titanio puede representar un área de oportunidad para la industria minera de México debido a sus diversos campos de aplicación (*e. g.* campo aeroespacial, química, entre otros; DILL, 2010).

La presente tesis es el primer estudio petrológico formal de las nelsonitas que ocurren dentro del complejo mesoproterozoico Gneis Novillo en el NE de México. Este trabajo tuvo como objetivo aportar información que contribuye al entendimiento del desarrollo geológico del basamento precámbrico, así como evaluar el potencial de estas rocas como menas de óxidos de Fe-Ti y apatito mediante un estudio petrográfico y geoquímico (roca total y mineral). Esta tesis pretende ser un revulsivo en la investigación en México sobre estos depósitos titaníferos para brindar mejores pautas en su exploración y explotación.

1.2. NELSONITAS: ORIGEN, ROCAS ASOCIADAS, DEPÓSITOS Y EMPLEO EN LA INDUSTRIA

1.2.1. Origen

Rocas “FTP”

Una amplia variedad de rocas enriquecidas en Fe, Ti y P (también llamadas rocas “FTP”) están asociadas espacial y temporalmente con anortositas proterozoicas de tipo masivas (*e. g.* ANDERSON, 1966; PHILPOTTS, 1967; ROELANDTS & DUCHESNE, 1979; KOLKER, 1982; OWENS & DYMEK, 1992; ASHWAL, 1993; MARKL *et al.*, 1998; DUCHESNE, 1999; ÅREBÄCK & STIGH, 2000; DYMEK & OWENS, 2001; MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007; MORISSET *et al.*, 2010), por lo que se asume que estas rocas experimentaron una evolución geodinámica compleja (DUCHESNE, 1999).

Estas rocas “FTP”, aunque en menor cantidad, también han sido relacionadas a complejos ígneos alcalinos (FORCE, 1991; HURAI *et al.*, 1998) y a zonas superiores de intrusiones estratificadas máficas-ultramáficas, tales como: Bushveld en Sudáfrica (*e. g.* TEGNER *et al.*, 2006), Skaergaard en Groenlandia (*e. g.* HUMPHREYS, 2011), Complejo Duluth en E.E.U.U. (*e. g.* SEVERSON, 1995), Kiglapait (Complejo plutónico Nain) en Canadá (*e. g.* MORSE, 1996), Bjerkreim-Sokndal en Noruega (*e. g.* WILSON *et al.*, 1996), además de otras pequeñas intrusiones estratificadas gabroicas en Finlandia (KÄRKKÄINEN & BORNHORST, 2003), entre otros ejemplos.

A los cuerpos rocosos “FTP”, algunos de gran tamaño, comúnmente se les encuentra en forma de sills, diques, capas, vetillas, lentes y cuerpos masivos concordantes y discordantes (*e. g.* KOLKER, 1982; EPLER *et al.*, 1986; FORCE & CARTER, 1986; OWENS & DYMEK, 1992; McLELLAND *et al.*, 1994; DUCHESNE, 1999; DYMEK & OWENS, 2001; MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007).

Las rocas de este particular grupo se caracterizan por estar compuestas de proporciones variables de óxidos de Fe-Ti, apatito, piroxeno y olivino con o sin minerales accesorios (*e. g.* sulfuros, espinela hercínica y biotita; MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007; TOLLARI *et al.*, 2008), siendo composiciones mineralógicas inusuales comparadas con rocas ígneas comunes (DYMEK & OWENS, 2001; MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007). Sin embargo, las rocas “FTP” presentan dos complicaciones principales.

La primera es su nomenclatura no sistematizada. Según MORISSET *et al.* (2010), diversos sistemas de clasificación han sido propuestos con base en la mineralogía del depósito (*e. g.* magnetita, ilmenita \pm apatito; DUCHESNE, 1999) y en la composición de la roca encajonante (*e. g.* ferrodiorita, anortosita; GROSS, 1996; CORRIVEAU *et al.*, 2007). Estas rocas pueden ser referidas mediante diversos nombres (OWENS & DYMEK, 1992; MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007), tales como: nelsonitas (WATSON, 1907; PHILPOTTS, 1967), gabro-norita de óxidos y apatito (OAGN, siglas en inglés; OWENS & DYMEK, 1992), jotunita, ferrogabro, ferrodiorita, intrusiones ultramáficas ricas en óxidos (OUI, siglas en inglés; SEVERSON, 1988), gabro-nelsonita y nelsonita con matriz de troctolita o jotunita (HARGRAVES, 1962; HUNTINGTON, 1979; PHILPOTTS, 1981; EALES & CAWTHORN, 1996; HIGGINS, 2005). Hasta la fecha, no existe un consenso sobre las relaciones entre los diferentes tipos de rocas “FTP” (DYMEK & OWENS, 2001).

La segunda complicación es su petrogénesis. La controversia persiste sobre el origen de las rocas ricas en Fe-Ti-P (TOLLARI *et al.*, 2008) y sus depósitos de menas no-sedimentarias, los cuales también están variablemente enriquecidos en Cu, Au, U y Elementos de Tierras Raras (REE, siglas en inglés; *e. g.* La, Ce, Nd, etc.; CLARK & KONTAK, 2004). Existe una amplia variedad de hipótesis para explicar su génesis, pero no se ha establecido un acuerdo generalizado (DYMEK & OWENS, 2001; MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007).

El estudio petrológico de las rocas “FTP” es de interés debido a: 1) su potencial como menas de óxidos de Fe-Ti y apatito (MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007; MORISSET *et al.*, 2010), 2) su inusual composición y paragénesis mineral comparada con otras rocas ígneas (OWENS & DYMEK, 1992) y 3) a sus restricciones petrogenéticas para algunas rocas magmáticas encajonantes (MIRMOHAMMADI *et al.*, 2007).

Nelsonitas: definición, mineralogía y geoquímica general

Posiblemente, el tipo de roca “FTP” más extraña sea la nelsonita (TOLLARI *et al.*, 2008), aunque CLARK & KONTAK (2004) consideran que las nelsonitas representan el miembro menos controversial del espectro de rocas “FTP”, puesto que pocos autores han cuestionado su origen magmático. WATSON (1907) fue el primero en aplicar el término nelsonita a una serie de diques compuestos aproximadamente de una tercera parte de apatito y dos terceras partes de óxidos de Fe-Ti. Estos cuerpos subvolcánicos fueron localizados en los condados de Nelson (localidad tipo) y Amherst en Virginia, E.E.U.U. en

asociación directa con lo que se conocería más tarde como la Anortosita Roseland (HERZ, 1969). Una característica importante de las nelsonitas es que muestran texturas equigranulares homogéneas y no presentan minerales silicatados (DYMEK & OWENS, 2001; TOLLARI *et al.*, 2008).

En un estudio posterior y más detallado, WATSON & TABER (1913) documentaron varios tipos de nelsonita con fases de óxidos, tales como: rutilo, ilmenita y/o magnetita, siendo la nelsonita de ilmenita la más común. Así, WATSON & TABER (1913) propusieron la siguiente definición: “La nelsonita es una roca ígnea rara compuesta principalmente por apatito y óxidos de Fe-Ti (magnetita, ilmenita o rutilo)”. Décadas después, la Subcomisión para la Sistemática de Rocas Ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS; siglas en inglés) definió a la nelsonita como una roca de tipo dique con textura granular que consiste esencialmente de ilmenita y apatito con o sin rutilo (Le MAITRE, 1989).

La mayor parte de las nelsonitas aparecen asociadas a complejos anortosíticos proterozoicos de tipo masivo (*e. g.* KOLKER, 1982; DYMEK & OWENS, 2001). Éstas también ocurren en intrusiones estratificadas toleíticas (McCANN *et al.*, 1998; RIPLEY *et al.*, 1998) e incluso en asociación con basaltos alcalinos de acuerdo a HURAI *et al.* (1998). Esta variedad de ambientes geológicos indica que la nelsonita se puede formar potencialmente en asociación con magmas básicos dentro de un amplio rango de altas temperaturas (CLARK & KONTAK, 2004). Las nelsonitas también aparecen asociadas con rocas tanto plutónicas como volcánicas de composiciones que van de alcalinas a calcialcalinas (HILDEBRAND, 1986; FRIETSCH & PERDAHL, 1995) y composiciones intermedias (KOLKER, 1982).

Hipótesis de formación para nelsonitas

La evidencia de campo sugiere que numerosos cuerpos de óxidos de Fe-Ti fueron emplazados como líquidos, lo que indica un origen magmático. Sin embargo, no hay datos experimentales que concluyan que existen magmas ricos en óxidos de Fe-Ti (*e. g.* LINDSLEY, 2003). Las hipótesis para la formación de depósitos de menas de óxidos de Fe-Ti se pueden resumir en dos modelos principales (MORISSET *et al.*, 2010): 1) inmiscibilidad líquida, donde un magma rico en Fe-Ti-P se separa física y químicamente de otro magma silicatado durante su enfriamiento (*e. g.* PHILPOTTS, 1967; KOLKER, 1982; Fig. 1.1) y 2) por cristalización fraccionada a partir de un magma silicatado, saturación en minerales de óxidos y una subsecuente acumulación de éstos (*e. g.* DYMEK & OWENS, 2001; CHARLIER *et al.*, 2010; Fig. 1.2).

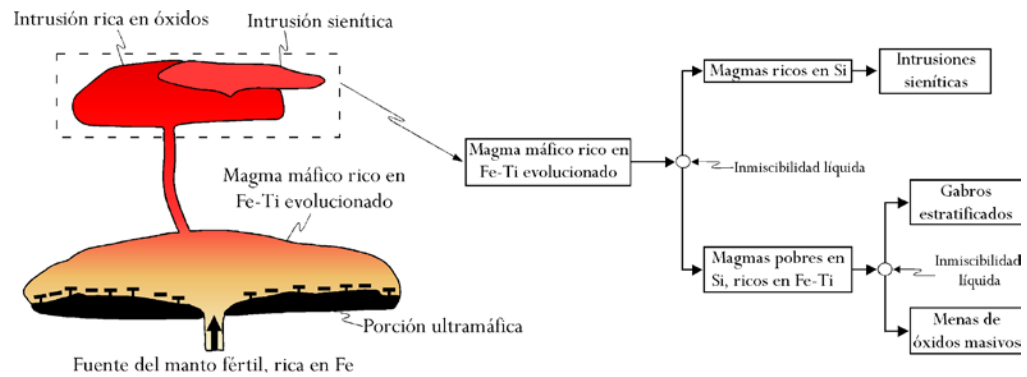


Figura 1.1. Modelo esquemático que ilustra la formación de nelsonitas (magma rico en Fe-Ti-P) por medio de procesos de inmiscibilidad líquida. Modificado de ZHOU *et al.* (2013).

PHILPOTTS (1967) dio apoyo a la idea de que las nelsonitas son el producto de la cristalización de un líquido inmiscible en coexistencia con otro de composición diorítica y generados por diferenciación de un magma gabroide. Este autor remarcó que en muchas nelsonitas la relación en volumen entre óxidos de Fe-Ti y apatito era de 2:1 y, con base en una investigación del sistema pseudoternario magnetita-apatito-diorita, atribuyó que esta relación constituía una mezcla eutéctica, la cual es inmiscible con un magma diorítico. Así mismo, en su trabajo reportó fundidos con composición de ilmenita-apatito a una temperatura $\sim 1,400$ °C y demostró que la abundancia de fósforo ayuda a segregar y fluidificar un magma rico en Fe.

Los experimentos de EPLER (1987) no pudieron generar fundidos inmiscibles ricos en óxidos, pero demostraron que el fósforo y el hierro aumentan mutuamente sus solubilidades en los líquidos silicatados que coexisten con cristales de óxidos de Fe-Ti. Así, la asociación entre el apatito y los óxidos de Fe-Ti probablemente refleja una coprecipitación de un magma parental silicatado.

KOLKER (1982) señaló que las nelsonitas poseen en general una composición modal de 2/3 de óxidos y 1/3 de apatito, apoyando la relación 2:1 que PHILPOTTS (1967) sugirió como mezcla eutéctica. No obstante, LINDSLEY (2003) explicó que esta relación mineralógica varía ampliamente y que pone en duda la existencia de una relación eutéctica, además de que la temperatura reportada por PHILPOTTS (1967) para fundidos ricos en Fe-Ti-P es muy alta y no es realista para las condiciones de la corteza.

La hipótesis de que las nelsonitas se originan como un líquido inmiscible separado de magmas parentales de composición ferrodiorítica es aceptada por diversos autores (*e. g.* BOLSOVER & LINDSLEY, 1983; NASLUND, 1983; EPLER *et al.*, 1986; FORCE & CARTER, 1986; FORCE, 1991; JAKOBSEN *et al.*, 2005).

Cabe destacar que, hasta la fecha no se han podido generar experimentalmente líquidos con óxidos de Fe-Ti (LINDSLEY, 2003). Aunado a esto, el modelo de la inmiscibilidad líquida no es apto para la generación de rocas monominerálicas y no apoya la posible saturación temprana de óxidos de Fe-Ti, lo cual es evidenciado *e. g.* en la ocurrencia de cumulos de plagioclasa e ilmenita en la base de la secuencia estratigráfica de los depósitos de Tellnes en Noruega (CHARLIER *et al.*, 2006).

Por otra parte, mecanismos de cristalización fraccionada a partir de magmas máficos y la posterior acumulación de apatito y óxidos de Fe-Ti por efecto de segregación o decantación gravitativa de minerales han sido propuestos como alternativa a la inmiscibilidad líquida (*e. g.* EMSLIE, 1975; GOLDBERG, 1984; McLELLAND *et al.*, 1994; EALES & CAWTHORN, 1996; NASLUND *et al.*, 2002; BARNES *et al.*, 2004).

BATEMAN (1951) consideró la cristalización fraccionada como el proceso de la diferenciación magmática causante de la consolidación de minerales residuales ricos en fierro, a partir de un magma de composición gabroide. Estudios experimentales recientes han demostrado que el apatito y los óxidos de Fe-Ti pueden cristalizar de un magma máfico que ha experimentado cristalización fraccionada (*e. g.* TOLLARI *et al.*, 2006). Los resultados sugieren que la acumulación de óxidos y apatito puede producir nelsonitas. Sin embargo, estos experimentos han generado asociaciones que no corresponden con nelsonitas *sensu stricto* (*i. e.* gabro-noritas y troctolitas; TOLLARI *et al.*, 2008).

DYMEK & OWENS (2001) propusieron que las nelsonitas eran producto del desarrollo de cumulos. Más tarde, CHARLIER *et al.* (2008) sugirieron un modelo similar en el cual un magma parental rico en TiO_2 y P_2O_5 se segregó por densidad, formando primeramente capas de ilmenita. Posteriormente, ocurrió una temprana saturación atípica de apatito en el magma que, junto con la cristalización de ilmenita y la segregación gravitacional de ilmenita + apatito relativo a la plagioclasa, formó las nelsonitas. El mecanismo propuesto para el enriquecimiento de ilmenita fue la remoción lateral de plagioclasa debido a su relativa flotabilidad en el denso magma ferrodiorítico.

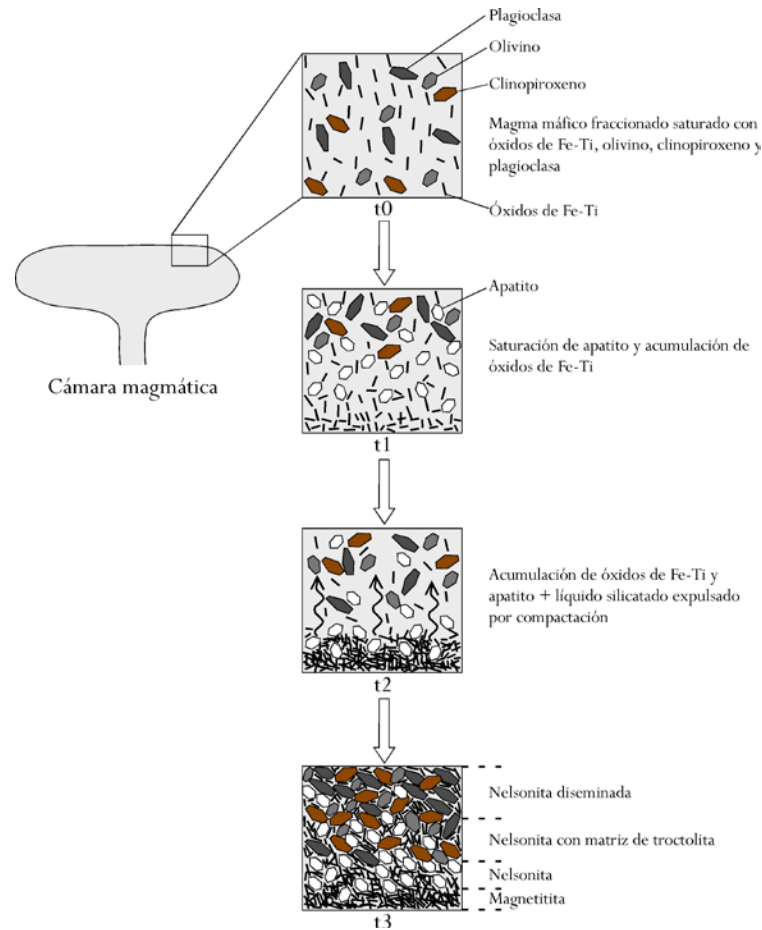


Figura 1.2. Modelo esquemático para la generación de nelsonitas por medio de procesos de cristalización fraccionada. Modificado de TOLLARI *et al.* (2008). t: tiempo.

Rocas ricas en Fe-P (magnetita pobre en Ti y apatito) pertenecientes al depósito El Laco en Chile, y erróneamente llamadas nelsonitas por DARLING & FLORENCE (1995), han sido relacionadas también a un origen ígneo, *i. e.* a un vulcanismo de magmas no viscosos de composición alcalina-calcialcalina (PARK, 1961; FRUTOS & OYARZUN, 1975; HENRÍQUEZ & MARTIN, 1978). Para otros depósitos de óxidos de Fe de edad proterozoica, algunos autores (*e. g.* ROSS, 1941; HITZMAN *et al.*, 1992; GOW *et al.*, 1994) sugirieron una génesis relacionada con circulación de soluciones hidrotermales en la corteza superior a temperaturas submagmáticas, una hipótesis poco aceptada.

1.2.2. Rocas asociadas con las nelsonitas

Para comprender la génesis de las nelsonitas es necesario también conocer qué rocas aparecen asociadas a éstas. Por ello, en este subcapítulo se definen brevemente las litologías más comunes que se encuentran relacionadas en tiempo y espacio a las nelsonitas.

Debido a que las nelsonitas generalmente aparecen dentro de complejos anortosíticos, las rocas relacionadas a estos últimos son de especial interés. HALL (1996) dividió a las rocas ígneas que ocurren dentro de estos complejos en cuatro grupos de acuerdo a sus características geoquímicas:

1. Anortosita, gabro, (leuco-) norita y (leuco-) troctolita. Estas rocas son comagmáticas y poseen relaciones iniciales bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703 – 0.706), lo que indica una fuente del manto. Las rocas de este grupo son consideradas como rocas gabroicas (GILL, 2010).

La anortosita es una roca plutónica leucocrática que consiste de plagioclasa ($\geq 90\%$; anortita) con pequeñas cantidades de piroxeno (Le MAITRE, 1989; GILL, 2010). El gabro es una roca plutónica compuesta por plagioclasa cálcica, piroxeno (clinopiroxeno si es gabro *sensu stricto*) y óxidos de Fe (también puede contener olivino y/u hornblenda). La norita es una roca gabroica formada por plagioclasa (bitownita, labradorita o andesina) y ortopiroxeno. Finalmente, la troctolita es una variedad del gabro que consiste de plagioclasa cálcica y olivino con poco o nada de piroxeno (Le MAITRE, 1989; Fig. 1.3).

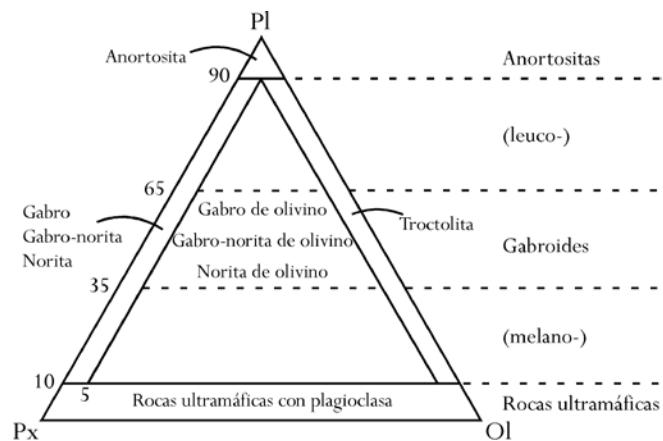


Figura 1.3. Diagrama ternario de composición modal para plagioclasa (Pl), piroxeno (Px) y olivino (Ol) para la clasificación y nomenclatura de rocas gabroicas. Modificado de STRECKEISEN (1976).

2. Jotunita, ferrogabro y ferrodiorita. Representan constituyentes menores en los complejos anortosíticos, pero tienen composiciones distintivas: altos contenidos en Fe, Ti, y P y relaciones altas de FeO/MgO.

La jotunita es un miembro de la serie de las charnockitas equivalente a una monzonorita de hiperstena (ortopiroxeno). El ferrogabro es una variedad del gabro (con plagioclasas cálcicas) donde los piroxenos y los olivinos son ricos en Fe. Por su parte, la ferrodiorita difiere del ferrogabro al contener plagioclasas sódicas (Le MAITRE, 1989).

3. Charnockita. Término aplicado para cualquier granito (con cuarzo y feldespato alcalino) de hiperstena. La charnockita fue originalmente definida como un tipo de granito de hiperstena específico asociado a otros miembros de lo que fue denominada como la serie de las charnockitas, abarcando desde granitos hasta peridotitas de hiperstena y piroxenitas (Le MAITRE, 1989).
4. Mangerita. Es un miembro intermedio de la serie de rocas charnockíticas, equivalente a una monzonita de hiperstena (Le MAITRE, 1989). Entre sus características geoquímicas importantes destacan su alto contenido de álcalis y Fe, además de su baja concentración de Si (HALL, 1996).

Es de resaltar la existencia de la denominada *suite* AMCG (Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito), la cual asocia temporal y espacialmente algunas rocas comagmáticas previamente citadas. Se sugiere que la formación de esta *suite* es a través de fusión parcial de corteza inferior (LONGHI *et al.*, 1999).

1.2.3. Generalidades sobre depósitos de Ti en complejos anortosíticos y diferencias entre las nelsonitas y los depósitos de tipo Kiruna

Los mayores depósitos de titanio del mundo se encuentran asociados a complejos anortosíticos (VILLANOVA *et al.*, 2009) donde el principal tipo de mineralización son los depósitos de óxidos de Fe-Ti (CHARLIER *et al.*, 2008), mismos que pueden ser afectados por procesos metamórficos (KORNELIUSSEN, 2003). En algunas regiones, el metamorfismo relacionado con eventos corticales mayores transformaron las rocas con ilmenita (FeTiO_3) a rocas con rutilo (TiO_2), fenómeno que se puede expresar como sigue: $(9\text{FeTiO}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{ss}} + \text{O}_2 = (5\text{FeTiO}_3 + 3\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{ss}} + 4\text{TiO}_2$ (HAGGERTY, 1976). Debido a que el rutilo es un mineral raro en depósitos de óxidos de Fe-Ti (MORISSET *et al.*, 2010) y es más valuado que la ilmenita, la ocurrencia de estos procesos tienen una importancia económica (KORNELIUSSEN, 2003).

Dentro del amplio espectro de rocas “FTP”, las nelsonitas constituyen una fuente importante de titanio (DARLING & FLORENCE, 1995). El titanio se ubica como el noveno elemento más abundante en la corteza terrestre (0.86% de Ti, o bien 1.4% de TiO_2 ; TUREKIAN, 1977). Éste se presenta en minerales del grupo de los óxidos y silicatos presentes en rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, aunque únicamente los óxidos de Ti poseen valor económico (FORCE, 1991).

Para diferenciar rocas ricas en óxidos de hierro (con magnetita/hematita y bajos contenidos de Ti) de las nelsonitas (con ilmenita y altos contenidos de Ti), diversos trabajos realizados durante las décadas de los 80's y 90's propusieron una tipología de depósitos formados en un ambiente tectónico extensional. Esta clasificación incluye tres grupos: 1) Olympic Dam (Australia) caracterizado por brechas hematíticas con contenidos importantes de Cu, U y Au, 2) Kiruna (Suecia) caracterizado por depósitos de magnetita (pobre en Ti) y apatito con cantidades subordinadas de Cu y Au y 3) Bayan Obo (Mongolia Exterior, China) con grandes acumulaciones de REE y Nb (TRITLLA *et al.*, 2002).

Es importante aclarar que a diferencia de las nelsonitas, los depósitos de tipo Kiruna poseen contenidos menores en Ti, apareciendo magnetita o hematita y presentan cantidades variables de apatito. También contienen Cu, Au, U o REE. Al igual que las nelsonitas, su origen ha sido controversial y se sigue debatiendo si es magmático o hidrotermal (RAKOVAN, 2007).

1.2.4. Empleo del Ti en la industria

El titanio tiene muchas ventajas sobre otros metales, *e. g.* posee alta resistencia a la corrosión, insensibilidad magnética, alto punto de fusión, baja conductividad térmica, bajo coeficiente de expansión, alta resistividad eléctrica y sus compuestos no son tóxicos. Éstos, a su vez, encuentran aplicación en el campo de la aeronáutica, la industria química, en la nanotecnología, en el sector salud y en la industria metalúrgica. Existen dos mercados principales para el titanio: 1) en la elaboración de pigmentos y 2) como metal (GARNAR & STANAWAY, 1994; DILL, 2010).

El principal uso del titanio es para la producción de pigmentos (blanqueamiento). El rutilo es usado para la fabricación de pinturas, plásticos, tinta para impresión y cosméticos. Con la anatasa (TiO₂; un polimorfo del rutilo) se manufactura papel, textiles, jabones y productos farmacéuticos (FORCE, 1991; GARNAR & STANAWAY, 1994; DILL, 2010).

En cuanto al titanio como metal, éste se emplea principalmente para la fabricación de motores para aviones, en diversas aplicaciones aeroespaciales y en estructuras de aeronaves en general (GARNAR & STANAWAY, 1994). En la rama de la medicina, el titanio se utiliza en prótesis.

1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La ubicación geográfica del área de estudio comprende las cercanías de Cd. Victoria, Tamaulipas en el NE de México. Geológicamente, la zona de interés se localiza en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP), el cual expone el basamento de la provincia morfotectónica Sierra Madre Oriental (SMOr). Esta estructura se ubica en el terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre (Fig. 1.4; CAMPA-URANGA & CONEY, 1983) y yace a escasos ~10 km al oeste de Cd. Victoria (Fig. 1.5).

El área de trabajo es el Cañón Novillo (CN), uno de los numerosos cañones que cortan al AHP. Estratigráficamente, el área de interés se restringe a las rocas nelsoníticas dentro del complejo precámbrico Gneis Novillo. La única vía de acceso al CN es a través de la carretera federal No. 101 San Luis Potosí – Cd. Victoria. En el km 170 se accede a un camino de terracería, el cual conduce directamente hacia el cañón (véase Fig. 1.5).

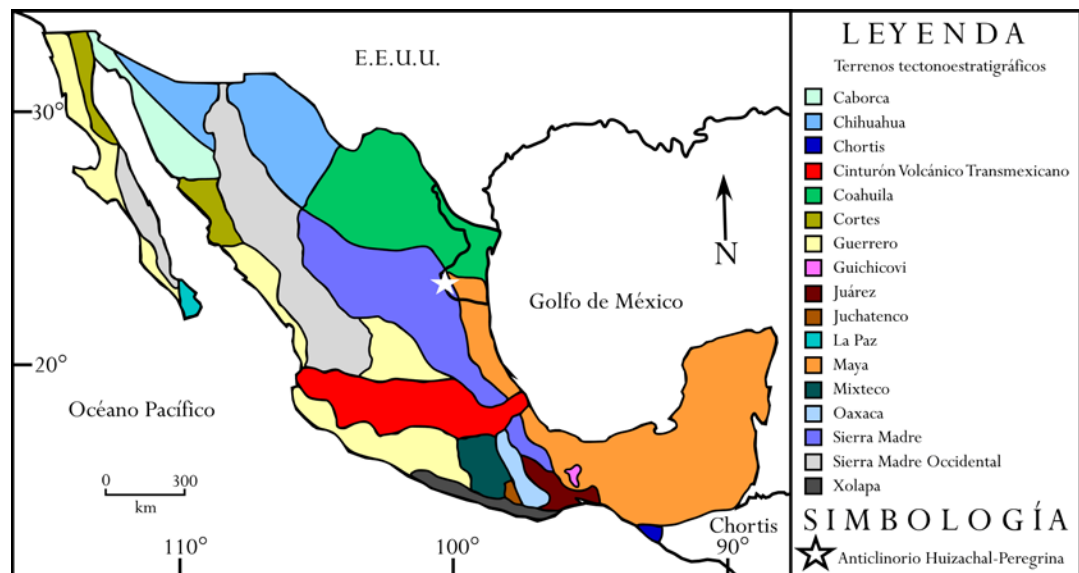


Figura 1.4. Mapa tectonoestratigráfico de México y parte de Centroamérica (Guatemala y Belice) modificado de CAMPA-URANGA & CONEY (1983). El área de estudio (☆) se sitúa en el SW del estado de Tamaulipas, donde afloran las rocas basales del terreno Sierra Madre en la estructura conocida como el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Nótese la cercanía del AHP con los terrenos Coahuila y Maya. E.E.U.U.: Estados Unidos.

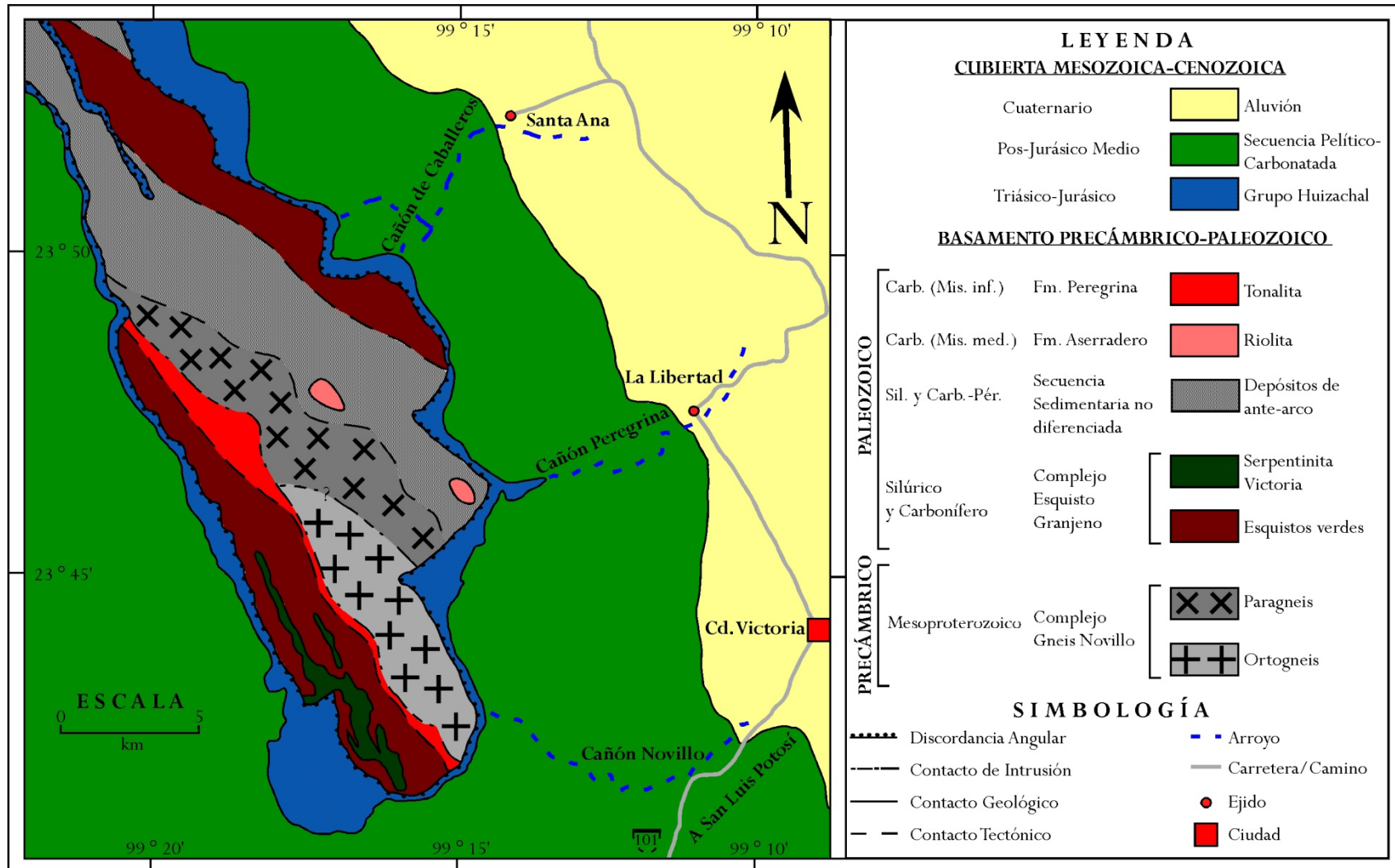


Figura 1.5. Localización y vías de acceso al Anticlinorio Huizachal-Peregrina y a sus principales cañones, entre ellos el Cañón Novillo. Se muestran de manera generalizada las litologías del basamento de la Sierra Madre Oriental. Carb: Carbonífero, Mis: Mississippico, Pér: Pérmico, Sil: Silúrico. Mapa modificado de EHRICKE (1998) y de DE LEÓN-BARRAGÁN (2012).

1.4. TRABAJOS PREVIOS

En los últimos años se han realizado una gran cantidad de estudios sobre las distintas litologías del basamento de la SMO_r. Las nelsonitas forman parte de la unidad basal más antigua denominada Gneis Novillo. Para tener un marco de referencia claro, se presentan trabajos realizados en México sobre estas rocas, además de investigaciones selectas llevadas a cabo en distintos países alrededor del mundo.

Los trabajos existentes que hacen referencia a las nelsonitas expuestas en distintas localidades en México son:

PAULSON (1964) reportó la mineralogía de los depósitos titaníferos (nelsonitas) en la anortosita (complejo gnésico) de Pluma Hidalgo, Oaxaca. Basado principalmente en evidencia microscópica, este autor concluyó que los minerales de titanio y el apatito de las nelsonitas se formaron como minerales deutéricos como resultado de fluidos del magma residual a partir del cual la anortosita cristalizó (origen por hidrotermalismo).

Otros trabajos sobre los depósitos titaníferos pertenecientes a Pluma Hidalgo fueron realizados durante el tiempo en que el área fue explorada y explotada por Republic Steel Corp., tales como: GONZÁLES-REYNA (1942, 1956), GILLSON (1949) y THAYER (1960). Sin embargo, éstos fueron reportes breves y contribuyeron con poca información técnica.

ORTEGA-GUTIÉRREZ (1978) realizó un trabajo de reconocimiento geológico del Gneis Novillo y algunas unidades del Esquisto Granjeno, así como del cuerpo granítico (tonalita) que yace entre ambos complejos. El estudio se desarrolló en los cañones Novillo y Peregrina del AHP, al poniente de Cd. Victoria, Tamps. Este autor llevó a cabo una descripción esencialmente petrográfica y estructural de las litologías mencionadas, además de estudiar las rocas asociadas particularmente al Gneis Novillo, entre las cuales se encuentran variedades petrológicas del gneis (ortogneis, paragneis y gneis cataclástico), diques básicos y rocas metamorizadas con estructuras ígneas preservadas (meta-anortositas, diques pre-metamórficos y nelsonitas). En este estudio se propuso un modelo genético de inmiscibilidad líquida por diferenciación de un magma gabro-anortosítico para explicar la génesis de las nelsonitas pre-metamórficas del Gneis Novillo.

Contrario a México, la caracterización mineralógica y geoquímica de depósitos de óxidos de Fe-Ti a nivel mundial han sido siempre del interés de países potencia en el ámbito minero (*e. g.* Canadá y E.E.U.U.). Algunos de los trabajos más importantes sobre estos cuerpos nelsoníticos son:

MIRMOHAMMADI *et al.* (2007) llevaron a cabo un trabajo mineralógico y geoquímico para determinar la naturaleza y el origen de rocas ricas en Fe-Ti-P en la intrusión máfica-ultramáfica de Qareaghaj en Irán. Se determinaron composiciones de elementos mayores y traza en roca total por Espectrometría de Emisión Atómica y Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES e ICP-MS; siglas en inglés), respectivamente. El análisis químico mineral se llevó a cabo por Microsonda Electrónica (EMPA; siglas en inglés). Estos autores sugirieron que un magma parental ferrobásaltico rico en P se pudo formar por cristalización fraccionada a profundidad en un sistema abierto, cerca de la cámara magmática del intrusivo Qareaghaj. Sin embargo, hicieron hincapié en que se requerirían más estudios para determinar si las rocas de Fe-Ti-P están relacionadas con líquidos inmiscibles o representan diferenciados extremos de magmas parentales ferrobásalticos.

TOLLARI *et al.* (2008) realizaron un estudio para determinar la génesis de las nelsonitas del Intrusivo Sept-Îles en Canadá. La concentración de elementos traza, particularmente los REE en apatitos fue medida mediante la técnica de Espectrometría de Masas por Ablación Láser (LA-ICP-MS; siglas en inglés). Aunado a estos análisis, se midieron también contenidos de elementos mayores en óxidos de Fe-Ti (*e. g.* MgO). La composición de los apatitos fue recalculada para los magmas parentales propuestos para las nelsonitas. Estos autores concluyeron que las nelsonitas pudieron haberse formado por cristalización fraccionada de un magma diorítico seguido por la saturación de óxidos de Fe-Ti y apatito.

MORISSET *et al.* (2010) evaluaron el proceso que llevó a la cristalización, composición y concentración de los depósitos de ilmenita en las anortositas de Saint Urbain y Lac Allard en Québec, Canadá. Mediante análisis geoquímicos por Fluorescencia de Rayos X (XRF; siglas en inglés) y química mineral por EMPA determinaron que la ilmenita y el rutilo en los depósitos son fases magmáticas que se segregaron y acumularon por decantación gravitacional de magmas residuales enriquecidos en Fe-Ti (ferrobásalticos, jotuníticos) siguiendo la cristalización de las anortositas (roca encajonante). Además, concluyeron que los magmas que formaron las menas evolucionaron bajo condiciones esencialmente cerradas a oxígeno.

1.5. JUSTIFICACIÓN

En virtud de los trabajos previos, es claro que los estudios realizados hasta la fecha a nivel mundial no han sido contundentes en cuanto a discernir un proceso genético general para las nelsonitas, ni tampoco establecer una sistemática para la nomenclatura de las rocas “FTP”. Estos factores son aún más evidentes y significativos en México debido a las escasas investigaciones realizadas sobre nelsonitas.

La generación de información petrológica sobre estas rocas es clave para establecer el papel que jugaron dentro de los complejos de edad grenvilliana (~ 1 Ga; Cañón Novillo, Pluma Hidalgo y Huitzo) y tratar de comprender su íntima relación con rocas encajonantes (anortosíticas) bajo un contexto global. Considerando el aspecto económico, un modelo de formación para las nelsonitas es crucial para tratar de predecir la variación mineralógica de estos depósitos, los cuales pueden representar una fuente importante de titanio y/o fósforo y deben ser considerados como área de oportunidad para la geología económica del país.

1.6. HIPÓTESIS DE TRABAJO

WEBER *et al.* (2010) postularon que las rocas mesoproterozoicas del microcontinente Oaxaquia (*suite* AMCG y rocas encajonantes) en el noreste, centro y sur de México tienen un origen por fusión parcial de corteza inferior sin contribución de material mantélico. Con base en lo anterior, la hipótesis del presente trabajo propone que las nelsonitas del complejo Gneis Novillo fueron generadas por fusión parcial de corteza inferior probablemente durante la etapa pico del magmatismo AMCG ($\sim 1,010$ Ma), siguiendo un modelo genético similar al sugerido por WEBER *et al.* (2010). Así mismo, se propone que procesos de inmiscibilidad líquida (*e. g.* PHILPOTTS, 1967, 1981; KOLKER, 1982; BOLSOVER & LINDSLEY, 1983; EPLER, 1987; FORCE, 1991) fueron involucrados durante la separación de magmas que dieron lugar a la formación de las nelsonitas.

1.7. OBJETIVOS Y METAS

1.7.1. Objetivos

El objetivo fundamental de esta tesis fue desarrollar un modelo petrogenético para las nelsonitas del Gneis Novillo dentro del contexto geodinámico del basamento precámbrico de México (~ 1 Ga), además de evaluar el potencial de estas rocas como menas de óxidos de Fe-Ti y apatito.

Esto conllevó una caracterización petrológica atendiendo aspectos mineralógicos y geoquímicos. Para tal efecto se trazaron tres objetivos particulares:

1. Establecer las asociaciones mineralógicas que constituyen a las nelsonitas.
2. Reconocer las fases minerales de óxidos de Fe-Ti y sulfuros (posibles menas) presentes en las muestras.
3. Determinar el ambiente geológico de formación de las rocas y evaluar la evolución del magma que dio origen a las nelsonitas.

1.7.2. Metas

Para alcanzar los objetivos anteriores, fue preciso cumplir con las siguientes metas:

1. Localizar en campo los cuerpos nelsoníticos en el Gneis Novillo y tomar muestras.
2. Realizar un estudio petrográfico detallado para identificar las fases minerales presentes en las rocas.
3. Cuantificar las concentraciones de elementos mayores y traza en roca total.
4. Determinar composiciones químicas cuantitativas puntuales en apatitos y fases metálicas (óxidos de Fe-Ti y sulfuros).

1.8. METODOLOGÍA

Para lograr el objetivo principal de este trabajo fue necesario seguir sistemáticamente una serie de procesos que engloban métodos de campo, de laboratorio y de gabinete. A continuación se describen de manera general tales procedimientos:

1. Revisión y consulta bibliográfica.- Se llevó a cabo una compilación de tesis, artículos, libros, reportes técnicos, etc., a fin de identificar el estado del arte en el conocimiento geológico del área de interés, así como información petrológica de las nelsonitas.
2. Muestreo.- Una vez localizado en campo el área particular de estudio, se procedió a tomar muestras de las nelsonitas. Se consideró que las rocas se encontraran frescas (sin alteraciones) y que la cantidad por muestra fuera adecuada (5 – 10 kg) para la elaboración de láminas delgadas y los análisis geoquímicos y mineraloquímicos.
3. Preparación de muestras.- Para el estudio petrográfico se prepararon secciones delgado-pulidas en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT/UANL). Las láminas delgadas para el análisis por microsonda electrónica se prepararon en el Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México (CGEO/UNAM). Para los análisis geoquímicos las rocas fueron pulverizadas en el Laboratorio de Trituración y Molienda de la FCT/UANL.
4. Petrografía.- Las secciones delgado-pulidas fueron sujetas a un análisis petrográfico en el Laboratorio de Mineralogía de la FCT/UANL. Las fases minerales en estas láminas fueron observadas mediante microscopía de luz transmitida y luz reflejada (para óxidos y sulfuros). Dicho estudio microscópico fue la base para la selección de las muestras que fueron tratadas para la química en roca total y en minerales.
5. Análisis geoquímicos.- Las muestras de roca pulverizada se trabajaron a través de distintas técnicas analíticas. Se aplicaron las técnicas de ICP-AES e ICP-MS para los elementos mayores y traza, respectivamente. Dichos análisis fueron realizados en los laboratorios comerciales Acme.
6. Mineraloquímica.- Los análisis químicos puntuales de algunos óxidos y sulfuros se llevaron a cabo mediante la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Los fosfatos (apatitos) fueron analizados en el

Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGEO/UNAM por Espectrometría de Masas con Ablación Láser.

7. Integración e interpretación de resultados.- Toda vez que los puntos anteriores fueron cumplidos, los resultados obtenidos se discutieron con el propósito de confirmar o refutar la hipótesis propuesta en el trabajo.

2. MARCO TECTÓNICO GLOBAL-REGIONAL

2.1. EL SUPERCONTINENTE DEL MESOPROTEROZOICO: EL ROMPECABEZAS DE RODINIA

2.1.1. Introducción y generalidades sobre Rodinia

El ciclo de los supercontinentes es un concepto fundamental dentro de la geología y está implícito en la estratigrafía secuencial del Fanerozoico (ERIKSSON *et al.*, 2012). Los supercontinentes son ensamblajes de todos o casi todos los bloques continentales de la Tierra (ROGERS & SANTOSH, 2003) y se forman por colisiones sucesivas de unidades corticales más pequeñas a lo largo de suturas orogénicas. Estas acreciones van de la mano con la desaparición de porciones de la litósfera oceánica existentes entre los bloques continentales. Al mismo tiempo, los terrenos de alto grado metamórfico (gneises) son originados en las raíces de los cinturones que resultan de dichas colisiones continentales (CORDANI *et al.*, 2003).

Mucha de la información sobre la historia de estas enormes masas corticales se basa en edades de estabilización de cratones individuales (ROGERS & SANTOSH, 2003). Los cratones son bloques continentales estables que se desarrollaron con historias similares en diferentes tiempos en la historia geológica (ROGERS, 1996). Típicamente, un cratón comienza con la generación de gneises y cinturones de rocas verdes (*Greenstone Belts*: rocas ígneas básicas metamorfizadas o alteradas; JACKSON, 1997) por algunos cientos de millones de años y luego se torna estable en decenas de millones de años. Se sabe que se alcanza la estabilización con el cierre del sistema isotópico en la roca total (*e. g.* Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd), con la intrusión de plutones no deformados (post-tectónicos) y con la acumulación de sedimentos de plataforma sobre el basamento recién formado (ROGERS & SANTOSH, 2003).

En la década de los 70's, se comenzó a gestar la hipótesis sobre la existencia de un supercontinente durante el Mesoproterozoico como resultado de la Orogenia Grenville. Probablemente, VALENTINE & MOORES (1970) fueron los primeros en reconocer este gran bloque continental, el cual nombraron Pangea I. Más tarde, tal supercontinente fue referido por McMENAMIN & McMENAMIN (1990) como Rodinia (del ruso *rodit* = engendrar).

La configuración de Rodinia (Fig. 2.1) tomó lugar entre los 1,300 y 900 Ma (LI *et al.*, 2008), llegando a su máxima extensión a los ~1,100 Ma (GREGORY *et al.*, 2009). Sin embargo, la duración del supercontinente, sus diversas reconstrucciones, su cronología, su modo de acreción y posterior

disgregación, así como la paleogeografía de los cratones que participaron en su formación, aún representan temas de debate (DALZIEL, 1991; HOFFMAN, 1991; MOORES, 1991; KARLSTROM *et al.*, 2001; LI *et al.*, 2008).



Figura 2.1. Mapa simplificado y reducido de Rodinia. Modificado de LI *et al.* (2008).

2.1.2. Cratones relacionados con el origen del basamento mesoproterozoico de México

Durante el ensamble de Rodinia, un gran número de terrenos de menores dimensiones (arcos de islas o microcontinentes) ocuparon los espacios entre los cratones existentes en ese tiempo. La colisión de Amazonia, Laurencia y Báltica resultó crítica en la formación de los terrenos metamórficos de alto grado de Oaxaquia y Chortis (aunque este último en menor extensión), los cuales representan los basamentos de buena parte de México y Centroamérica, respectivamente (DONNELLY *et al.*, 1990; ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995; LI *et al.*, 2008) y son piezas clave en la reconstrucción del supercontinente.

Amazonia

El cratón de Amazonia forma el núcleo de Sudamérica (Fig. 2.2), abarcando gran parte de Brasil, así como partes de países vecinos hacia el norte y oeste. Este cratón está expuesto en dos áreas: 1) el Escudo de Guyana y 2) el Escudo Central Brasileño o Guaporé. Hacia el este y sur, cinturones orogénicos del Neoproterozoico (*i. e.* Cinturón Pan-Africano-Brasileño; CARDONA *et al.*, 2010a) forman el contacto con el cratón de São Francisco; mientras que, al suroeste y noroeste el cratón amazónico es truncado por el Orógeno Andino del Fanerozoico (JOHANSSON, 2009).

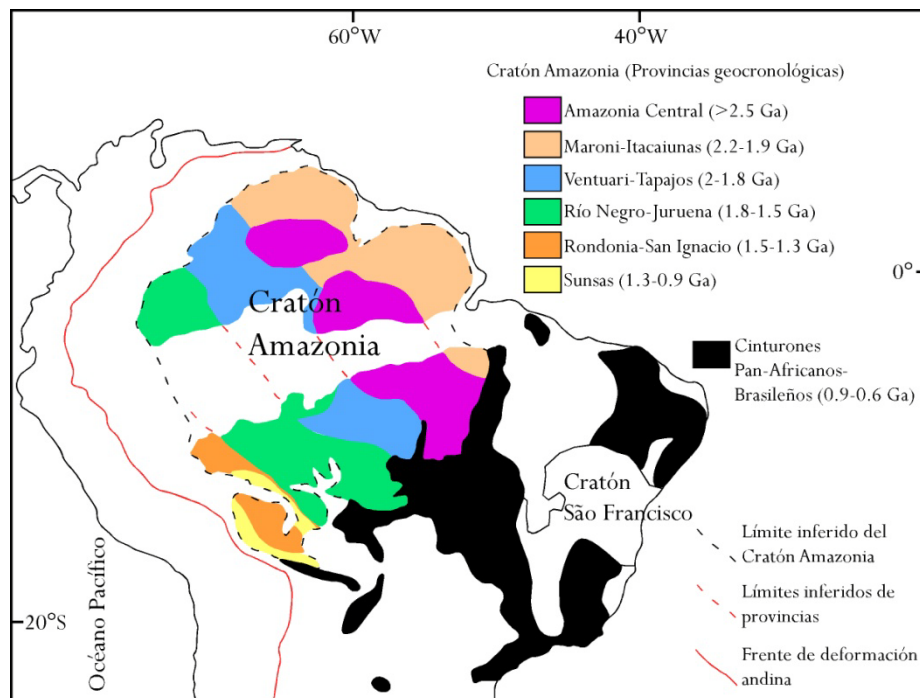


Figura 2.2. Mapa geológico generalizado de parte de Sudamérica que muestra las fronteras del cratón de Amazonia (posición actual) y sus distintas provincias geocronológicas. Imagen adaptada de CARDONA *et al.* (2010a) y RAMOS (2010).

Laurencia

Laurencia ocupó la parte central de Rodinia (Fig. 2.3; *cf.* Fig. 2.6) de acuerdo con reconstrucciones pioneras (*e. g.* DALZIEL, 1991; HOFFMAN, 1991; MOORES, 1991) y con el modelo integral más reciente desarrollado por LI *et al.* (2008).

Este continente se define como una amalgamación de cratones arqueanos (*e. g.* Wyoming, Slave, Superior y Nain) separados o bordeados por cinturones orogénicos de distintas edades proterozoicas (DAVIDSON, 2008).

Al norte de Laurentia, estos cinturones son del Paleoproterozoico medio (*e. g.* Wopmay, Trans-Hudson y New Quebec); mientras que hacia el sur, se ubican los cinturones del Paleoproterozoico tardío (*e. g.* Yavapai y Mazatzal; DAVIDSON, 2008).

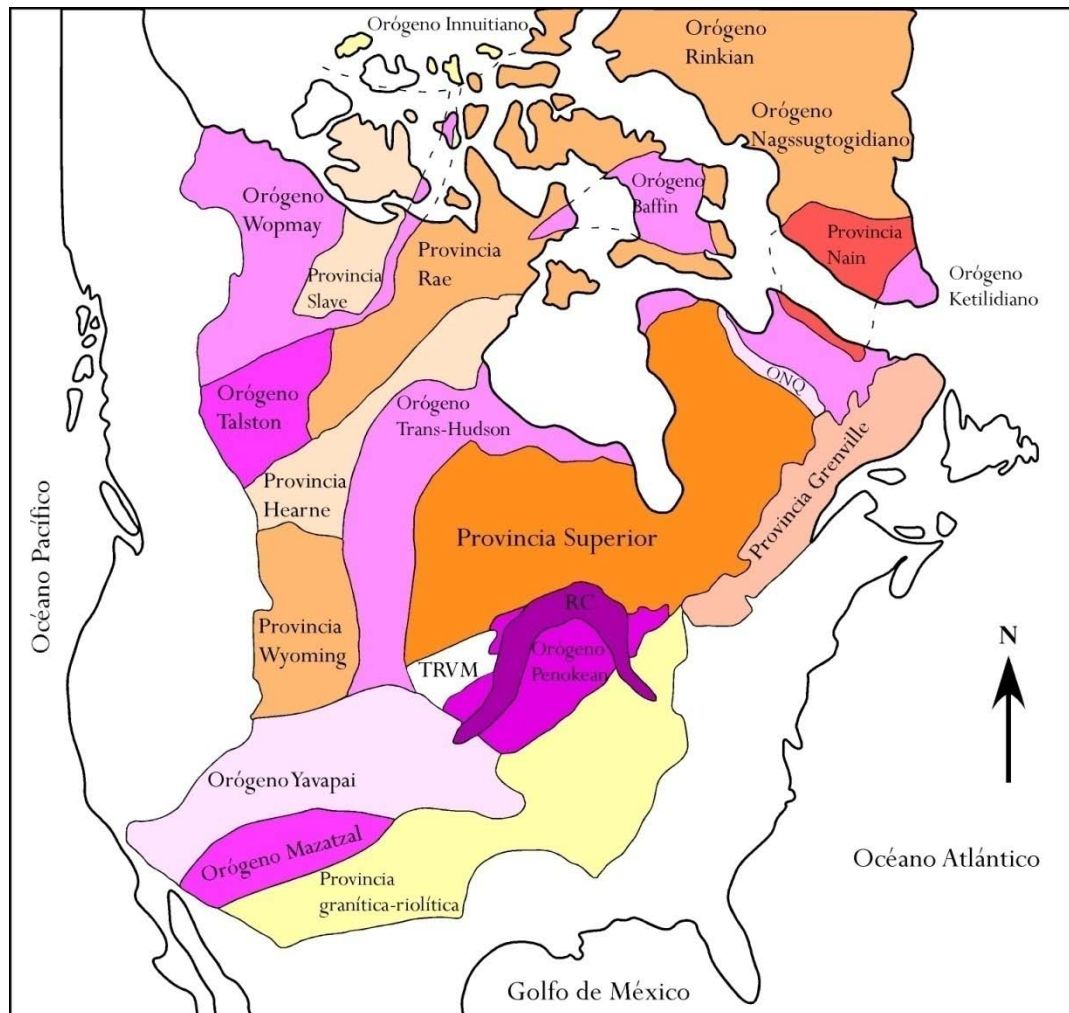


Figura 2.3. Mapa tectónico generalizado de Norteamérica. Se observa la disposición de los terrenos precámbricos de Laurentia (provincias arqueanas y cinturones orogénicos proterozoicos). Mapa basado en DAVIDSON (2008) y BARTHOLOMEW & HATCHER (2010). ONQ: Orógeno New Quebec, RC: *Rift Continental*, TRVM: *Terreno River Valley* de Minnesota.

Báltica

Báltica es la masa continental precámbrica que ocupa casi enteramente la mitad nororiental de Europa (BOGDANOVA *et al.*, 2008; Fig. 2.4). Se localiza al oeste de los Montes Urales y al noreste de la Zona de Sutura Trans-Europea (JOHANSSON, 2009).

Este continente se formó entre los 2.0 – 1.7 Ga por las colisiones sucesivas de tres segmentos corticales autónomos: 1) Fennoscandia, 2) Sarmatia y 3) Volgo-Uralia (BOGDANOVA, 1993; GORBATSCHEV & BOGDANOVA, 1993), cada uno con un núcleo cratónico arqueano (JOHANSSON, 2009).

Fennoscandia incluye el Escudo Báltico; mientras que, Sarmatia expone corteza antigua en el Escudo Ucraniano y parcialmente en el Macizo de Voronezh (BOGDANOVA *et al.*, 2008). El basamento predominantemente arqueano de Volgo-Uralia está cubierto en su totalidad por rocas sedimentarias del Fanerozoico (BOGDANOVA *et al.*, 2008; JOHANSSON, 2009). El ensamble de Báltica comenzó a los ca. 2 Ga, cuando los bloques de Sarmatia y Volgo-Uralia se unieron para formar el protocratón Volgo-Sarmatia. No fue hasta los 1.8 – 1.7 Ga cuando esta masa cortical se acrecionó con el segmento de Fennoscandia para formar Báltica (BOGDANOVA *et al.*, 2008).

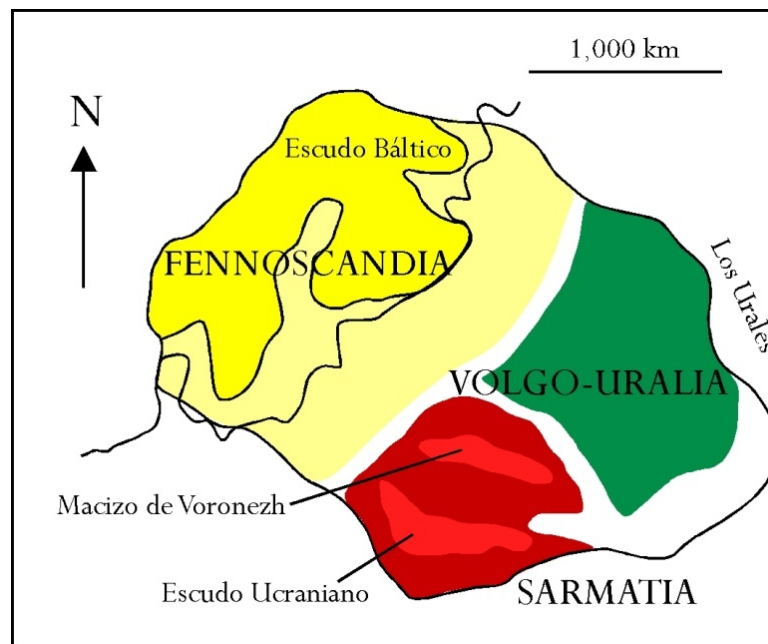


Figura 2.4. Localización (en el presente) de los bloques corticales que conforman Báltica (Europa oriental). Modificado de BOGDANOVA *et al.* (2008).

2.1.3. Tectónica: ensamble, modelos palinspáticos y fragmentación de Rodinia

Ensamble de Rodinia con énfasis en la conexión Laurentia-Báltica-Amazonia

Rodinia fue formado entre 1,300 – 900 Ma (Fig. 2.5), mediante una serie de eventos orogénicos diacrónicos a escala mundial, participando virtualmente todos los bloques continentales existentes en ese periodo. El supercontinente duró ~150 Ma después de su completo ensamble (LI *et al.*, 2008).

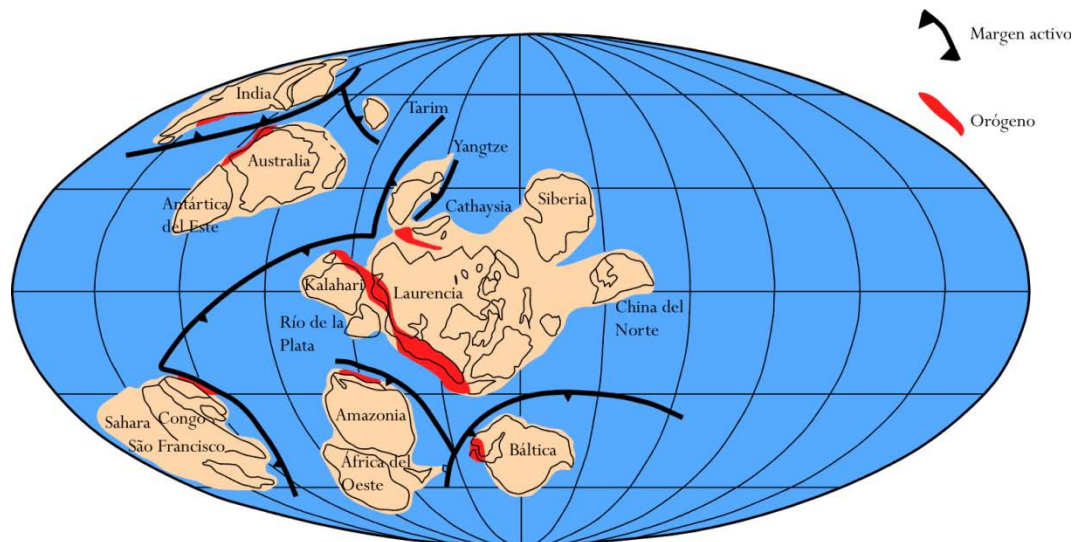


Figura 2.5. Ensamble de Rodinia a los ca. 1,050 Ma. Modificado de LI *et al.* (2008).

En las reconstrucciones geodinámicas precámbricas se asume frecuentemente una conexión cercana entre Laurentia y Báltica, basada en correlaciones geológicas (*e. g.* KARLSTROM *et al.*, 2001). Por otra parte, Amazonia es ubicada usualmente al sureste de Laurentia y al oeste de Báltica (TOHVER *et al.*, 2002; TOHVER *et al.*, 2004; LI *et al.*, 2008). La colisión entre estos tres continentes generó las Orogenias Grenville, Sueco-Noruega y Sunsas en Laurentia, Báltica y Amazonia, respectivamente.

Sin embargo, no existen concordancias en los episodios orogénicos entre estos tres cinturones (BINGEN *et al.*, 2008; SANTOS *et al.*, 2008), por lo que se presume una participación de bloques corticales (Oxaquia y Chortis) en la colisión Amazonia-Báltica (*e. g.* LI *et al.*, 2008; WEBER *et al.*, 2010) y movimientos sinistralles en la colisión Amazonia-Laurentia (TOHVER *et al.*, 2002; TOHVER *et al.*, 2004; Fig. 2.6). Esto podría explicar algunas diferencias entre los cinturones, tales como los tiempos de los eventos orogénicos (JOHANSSON, 2009).

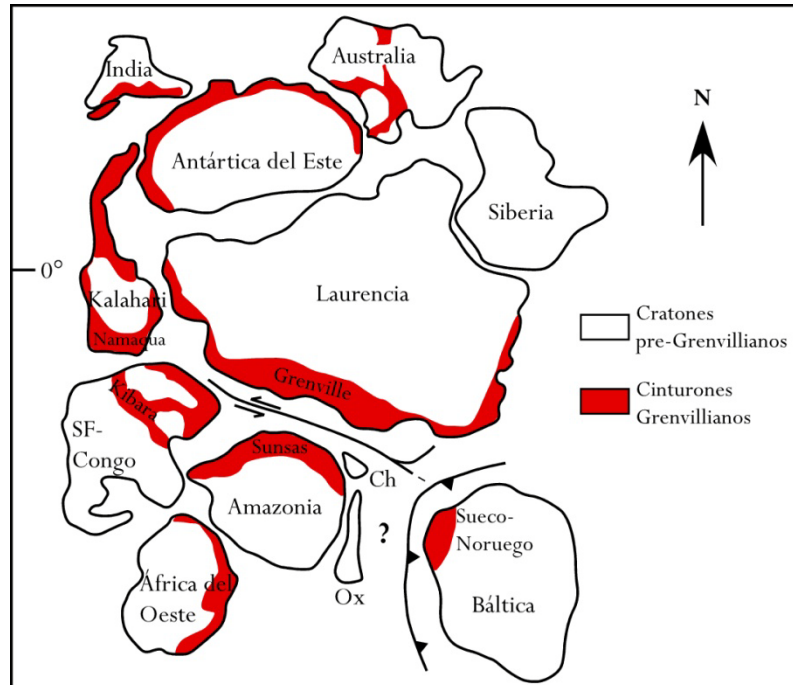


Figura 2.6. Mapa geodinámico simplificado de Rodinia (~1 Ga) con énfasis en la conexión Amazonia-Laurencia-Báltica. Se aprecian los cratones pre-grenvillianos y los cinturones grenvillianos generados durante las colisiones orogénicas entre los bloques corticales. Figura adaptada de HOFFMAN (1991), TOHVER *et al.* (2002), TOHVER *et al.* (2004), LI *et al.* (2008) y WEBER *et al.* (2010). Ch: Chortis, Ox: Oaxaquia, SF: São Francisco.

Reconstrucciones palinospáticas

El concepto de Rodinia atrajo especial atención cuando se publicaron los trabajos de DALZIEL (1991), HOFFMAN (1991) y MOORES (1991), los cuales trataban acerca de la configuración y fragmentación del supercontinente (LI *et al.*, 2008). Las tres propuestas tienen en común una conexión entre el oeste de Laurentia, Australia y Antártica del Este (conocida como SWEAT: *Southwest North America-East Antarctic*, siglas en inglés; MOORES, 1991), la cual fue reconocida anteriormente por otros autores (EISBACHER, 1985; BELL & JEFFERSON, 1987).

LI *et al.* (2008) realizaron una síntesis sobre la historia de ensamble y fragmentación de Rodinia, donde describen las siguientes configuraciones más importantes para este megacontinente:

1. Hipótesis SWEAT.- La propuesta más antigua y, probablemente, mejor conocida. Esta conexión posiciona el suroeste de Norteamérica frente a Antártica del Este y está basada en DALZIEL (1991), HOFFMAN (1991) y MOORES (1991).

2. Hipótesis *Missing Link*.- LI *et al.* (1995) plantearon que China del Sur se encontraba entre Australia, Antártica del Este y Laurencia.
3. Hipótesis AUSWUS (*Australia-Southwest United States*).- Según KARLSTROM *et al.* (1999) y BURRETT & BERRY (2000), Australia estaba localizada frente al suroeste de Estados Unidos.
4. Hipótesis AUSMEX (*Australia-Mexico*).- WINGATE *et al.* (2002) argumentaron que existió una conexión entre Australia (norte de Queensland) y el sur de Laurencia (México).
5. Hipótesis Siberia I.- Siberia estaba posicionada al poniente del presente margen oeste de Laurencia (SEARS & PRICE, 2000).
6. Siberia II.- Siberia yacía a una distancia desconocida del margen norte de Laurencia de acuerdo a PISAREVSKY *et al.* (2008).

Las conexiones SWEAT, *Missing Link* y Siberia II fueron adaptadas para la construcción del mapa geodinámico de Rodinia (véase Fig. 2.1) de LI *et al.* (2008). Además, las posiciones específicas de Báltica y de Amazonia siguieron las configuraciones de HOFFMAN (1991; reconstrucción basada en geología) y de WEIL *et al.* (1998; reconstrucción paleomagnética). Así mismo, los segmentos menores de Oaxaquia y Chortis fueron ubicados conforme a KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (1999) y KEPPIE & RAMOS (1999).

Es de destacar el modelo SAMBA (*South America-Baltica*) propuesto por JOHANSSON (2009), el cual conecta el norte de Amazonia con el suroeste de Báltica en un lapso de 1.8 – 0.8 Ga. Esta configuración es similar a la realizada por LI *et al.* (2008), pero difiere significativamente en la orientación de Amazonia y en la posición de África del Oeste, además de no considerar los terrenos Oaxaquia y Chortis.

Dispersión de Rodinia

Al igual que su formación, el rompimiento de Rodinia ocurrió de manera diacrónica. La formación de superplumas en el manto, causadas por la acumulación de placas subducidas alrededor del supercontinente, conllevaron a procesos de *rifting* continental entre *ca.* 825 – 740 Ma (LI *et al.*, 2008). KARLSTROM *et al.* (2001) también señalan eventos de *rifting* a los ~800 – 755 Ma y ~600 – 550 Ma.

CAWOOD *et al.* (2001) sugirieron que la separación de Rodinia ocurrió en dos etapas: a los ~760 y ~570 Ma. La primera dispersión mayor (Fig. 2.7a) ocurrió a lo largo del margen poniente de Laurencia a

los ~ 750 Ma (LI *et al.*, 2008). Por otra parte, el *rifting* en el este y sur de Laurentia (separación entre Amazonia y Laurentia) pudo comenzar también a los ~ 750 Ma (FETTER & GOLDBERG, 1995) pero la fragmentación se dio hasta los $\sim 615 - 570$ Ma (Fig. 2.7b), lo que se interpreta como la apertura del Océano Iapetus, primero entre Laurentia y Báltica y después entre Laurentia y Amazonia (CAWOOD *et al.*, 2001).

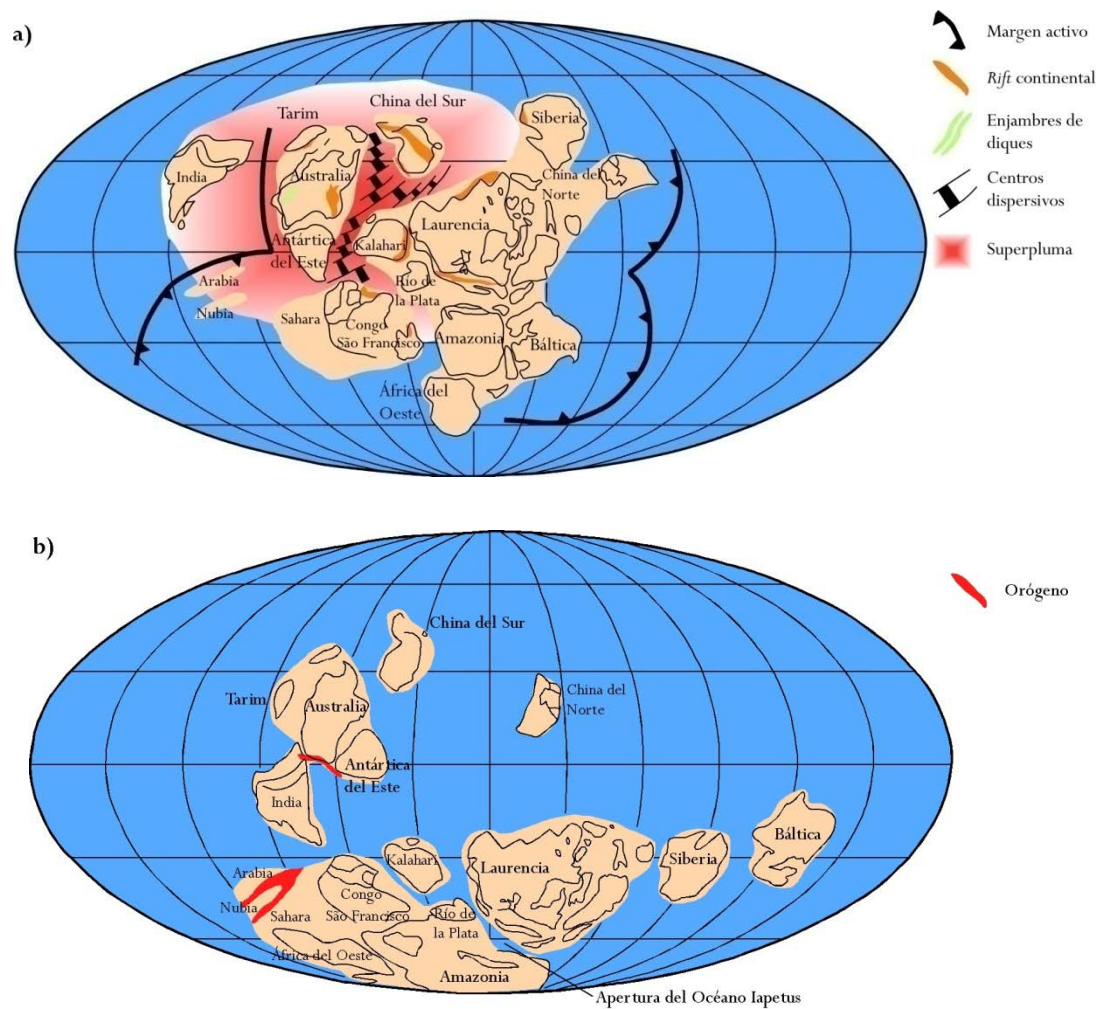


Figura 2.7. Modelo de rompimiento de Rodinia a los ~ 750 Ma (a) y a los ~ 550 Ma (b). Modificado de LI *et al.* (2008).

Después de la fragmentación de Rodinia siguió el ensamble del continente Gondwana (GREGORY *et al.*, 2009). La configuración de Gondwana, cuya formación se completó a los 540 – 530 Ma (LI *et al.*, 2008), es generalmente discutida en términos de la acreción de Gondwana del Este (India, Antártica del Este, Madagascar, Australia y Sri Lanka) y Gondwana del Oeste (África y Sudamérica; ERIKSSON *et al.*, 2012; Fig. 2.8).

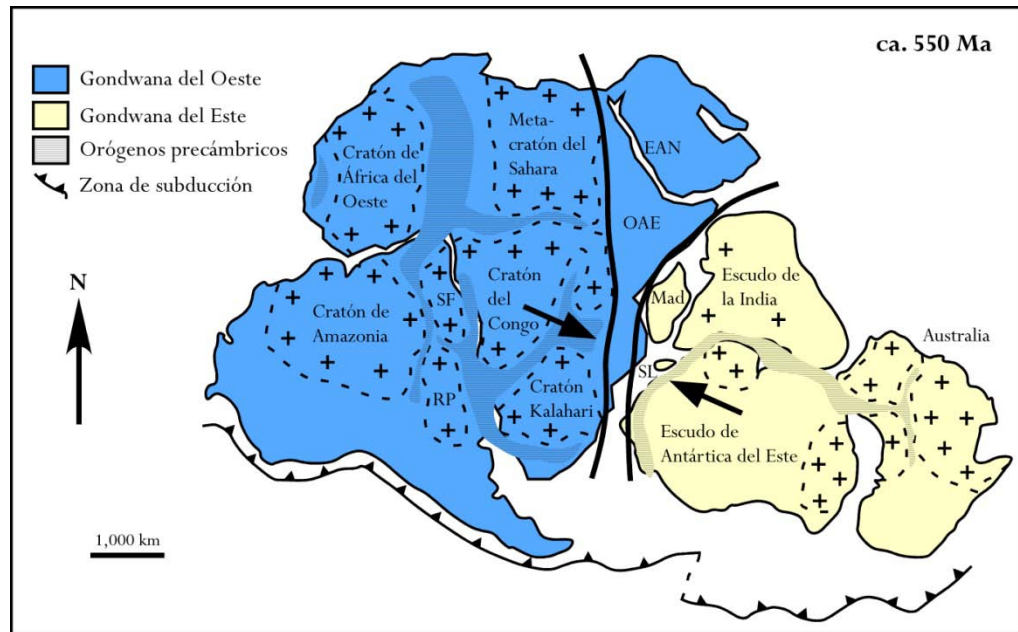


Figura 2.8. Reconstrucción de Gondwana hacia el término de la Orogenia Pan-Africana-Brasileña (Neoproterozoico-Cámbrico). La colisión entre Gondwana del Oeste y Gondwana del Este produjo el Orógeno de África del Este (OAE). El Escudo Árabe-Nubiano (EAN) representa un terreno pan-africano al norte del OAE. Basado en AVIGAD & GVIRTZMAN (2009) y ERIKSSON *et al.* (2012). Mad: Madagascar, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, SL: Sri Lanka.

2.2. SOBRE LA OROGÉNESIS GRENVILLIANA: METAMORFISMO Y TECTÓNICA

2.2.1. Nociones generales sobre metamorfismo relacionadas con la Orogenia Grenville

Definición de metamorfismo

La Subcomisión para la Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR; siglas en inglés) de la IUGS define el metamorfismo como el proceso que conlleva a cambios mineralógicos y/o estructurales y/o químicos en una roca en estado sólido (FETTES & DESMONS, 2007). Estos cambios se deben a condiciones físicas y/o químicas que difieren de aquéllas que ocurren normalmente en la zona de intemperismo, cementación y diagénesis. El metamorfismo también incluye el proceso de fusión parcial (migmatitas), siempre y cuando la mayor parte de la roca permanezca en estado sólido (bajo grado de fusión parcial; BUCHER & FREY, 1994).

Metamorfismo orogénico y facies de granulita

Metamorfismo orogénico

El metamorfismo regional ocurre sobre áreas extensas y se encuentra asociado a procesos tectónicos de gran escala (FETTES & DESMONS, 2007). Por lo general, este tipo de metamorfismo corresponde a recristalizaciones dinámicas bajo esfuerzos anisótropos, además de ser polifásico (KORNPROBST, 2003).

En particular, el metamorfismo orogénico está asociado con márgenes de placas convergentes, ocurriendo durante el desarrollo de arcos de islas, arcos continentales y zonas de colisión continental. Su carácter dinamo-térmico involucra uno o más episodios orogénicos combinados con elevados gradientes geotérmicos y deformación (regímenes contraccionales y extensionales). Todo lo anterior es producto de variaciones en los movimientos de las placas tectónicas, colisiones continentales, colapsos post-orogénicos, entre otros procesos (WINTER, 2001; BEST, 2003; FETTES & DESMONS, 2007).

Sin embargo, el descubrimiento de rocas de ultra-alta presión en cinturones orogénicos colisionales ha revolucionado la interpretación clásica de temas como: metamorfismo prógrado y retrógrado en cinturones metamórficos regionales, geocronología de episodios metamórficos, origen de texturas metamórficas, diagramas P-T-t (presión-temperatura-tiempo), series de facies metamórficas, modelos de exhumación y el papel de los fluidos durante el metamorfismo regional. Debido a esto, el marco teórico de la petrología metamórfica sigue ofreciendo paradigmas y debe ser reestructurado considerando los conceptos anteriores (MARUYAMA *et al.*, 2010).

Concepto de facies metamórficas

ESKOLA (1915) desarrolló el concepto de facies metamórficas y enfatizó que la asociación mineral es la característica genéticamente determinante de las rocas metamórficas. En su trabajo propuso una relación entre la paragénesis y la composición original de una roca bajo cierto grado metamórfico. No obstante, BUCHER & FREY (1994) señalaron dos complicaciones en la definición anterior: 1) las facies metamórficas incluyen ensambles minerales que cubren rangos variables de composición y condiciones metamórficas amplias (por lo que se emplean minerales índices para la determinación de facies metamórficas) y 2) no se hace alusión a la cantidad de fluidos (*e. g.* VERNON & CLARKE, 2008) durante el proceso metamórfico (los límites de las facies metamórficas dependen de la presión, temperatura y cantidad de fluidos).

Facies de granulita

Las facies de granulita se caracterizan por la presencia de ensambles mineralógicos altamente deshidratados o anhidros a temperaturas elevadas durante el metamorfismo orogénico. Particularmente en las metabasitas, la paragénesis mineral crítica es $\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz}$. El granate también es común y pueden presentarse hornblenda y/o biotita (aunque estos dos son muy raros debido a su alto contenido de agua). La hornblenda puede permanecer estable en las metabasitas en la zona inferior de las facies de granulita, pero en las zonas superiores se deshidrata, por lo que los orto- y clinopiroxenos reemplazan a la hornblenda (BUCHER & FREY, 1994; WINTER, 2001).

El origen de las rocas en facies de granulita es complejo y controversial. No obstante, existe un acuerdo general acerca de dos puntos (WINTER, 2001):

1. Las rocas en facies de granulita se generan por altas temperaturas que rondan en promedio los ~ 700 °C, pero pueden exceder los 1,000 °C. Esto sugiere que las granulitas son producto de engrosamiento cortical y exceso de calor. Además, las granulitas engloban un amplio rango de presión.
2. Las granulitas son anhidras. La única razón por la que las rocas no se funden en su mayor parte es porque no se dispone de suficiente H_2O . La generación de las granulitas es promovida por baja presión de agua (BUCHER & FREY, 1994), por lo que el CO_2 reemplaza al H_2O . Esto demuestra que las condiciones granulíticas no implican la eliminación de todos los fluidos.

Por otro lado, existe frecuentemente una relación directa entre fusión parcial y granulitización, o de forma más específica, entre migmatitas y la aparición de las asociaciones de facies de granulita (KORNPROBST, 2003).

Es bien conocido que la mayoría de las exposiciones de rocas en facies de granulita se encuentran en áreas erosionadas de los escudos continentales precámbricos. Es así como los terrenos con facies de granulita representan las raíces profundas de cortezas continentales (WINTER, 2001). Sin embargo, BOHLEN & METZGER (1989) demostraron que las granulitas también pueden tener su origen en la corteza media.

Geoquímicamente las rocas en facies de granulita tienden a estar empobrecidas en elementos litófilos de ión grande (LILE; siglas en inglés) y otros elementos incompatibles (WINTER, 2001). Sigue siendo tema de debate si el empobrecimiento se debe a fluidos, fundidos o diferencias en la composición inicial (SØRENSEN & WINTER, 1989).

Las granulitas de corteza inferior (base de los continentes) pertenecen a dos series: 1) granulitas de alta presión y 2) granulitas de ultra-alta temperatura (Fig. 2.9a y b). Los procesos de la tectónica actual permiten la coexistencia entre el metamorfismo de alta presión y el metamorfismo de ultra-alta temperatura (TOURET & HUIZENGA, 2012). Debido a esta dualidad, MIYASHIRO (1961) propuso el concepto de cinturones metamórficos en par.

Las granulitas de alta presión (Fig. 2.9a) son generadas por engrosamiento cortical durante la etapa de subducción. Por otra parte, las granulitas de ultra-alta temperatura (Fig. 2.9b) son producto de extensión cortical, donde la adición de calor puede ser aportada por el emplazamiento de intrusiones derivadas del manto (*e. g.* magmas gabroicos) durante el metamorfismo. El metamorfismo de estas últimas ocurre en la presencia de fluidos con contenidos altos de CO₂ de fuente mantélica (contenidos bajos de H₂O) que invadieron la corteza inferior durante condiciones metamórficas pico. Esto es referido como el modelo de metamorfismo granulítico asistido por fluidos (TOURET & HUIZENGA, 2012).

Los distintos episodios de metamorfismo granulítico de ultra-alta temperatura coinciden con las amalgamaciones finales de los supercontinentes inmediatamente antes de su fragmentación. Es probable que las cantidades de CO₂ almacenadas en la corteza inferior contribuyan al rompimiento de los continentes durante la extensión (MILLER *et al.*, 2004), liberando así este gas hacia la hidrósfera y atmósfera, lo que pudo provocar cambios climáticos importantes en la Tierra durante el Proterozoico y Paleozoico (TOURET & HUIZENGA, 2012).

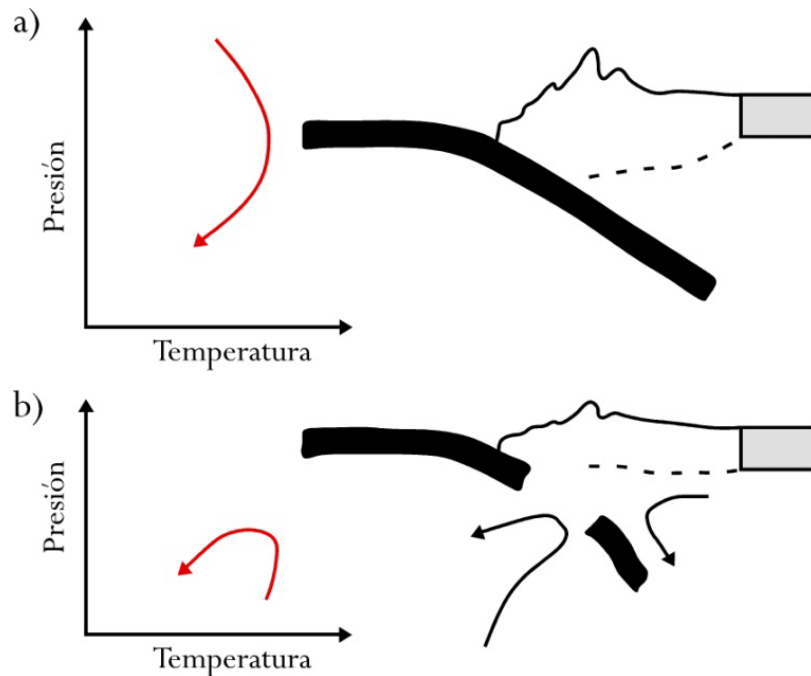


Figura 2.9. Representación esquemática de la formación de granulitas de alta presión y ultra-alta temperatura en un ambiente de subducción-acreción-colisión. a) Generación de granulitas de alta presión durante subducción (trayectoria P-T a favor de las manecillas del reloj). b) Origen de granulitas de ultra-alta temperatura por rompimiento de la placa subducida y ascenso de la astenósfera (trayectoria P-T en contra de las manecillas del reloj). Modificado de TOURET & HUIZENGA (2012).

2.2.2. Aspectos tectónicos generales sobre el Grenville

Definición del término “grevilliano” y Provincia Grenville

No existe consenso alguno para el término “grevilliano” (GOWER *et al.*, 2008). La Orogenia Grenvilliana, siguiendo la definición de GOWER & KROGH (2002), se define como la serie final de eventos orogénicos de escala global (*ca.* 1.1 – 0.9 Ga; DUNNING & INDARES, 2010) que colectivamente llevaron a la creación de la Provincia Grenville en su configuración estructural actual (Fig. 2.10a y b). Este evento colisional diacrónico del Mesoproterozoico tardío – Neoproterozoico temprano involucró a Laurentia y a otro continente (probablemente Amazonia; HOFFMAN, 1991; LI *et al.*, 2008).

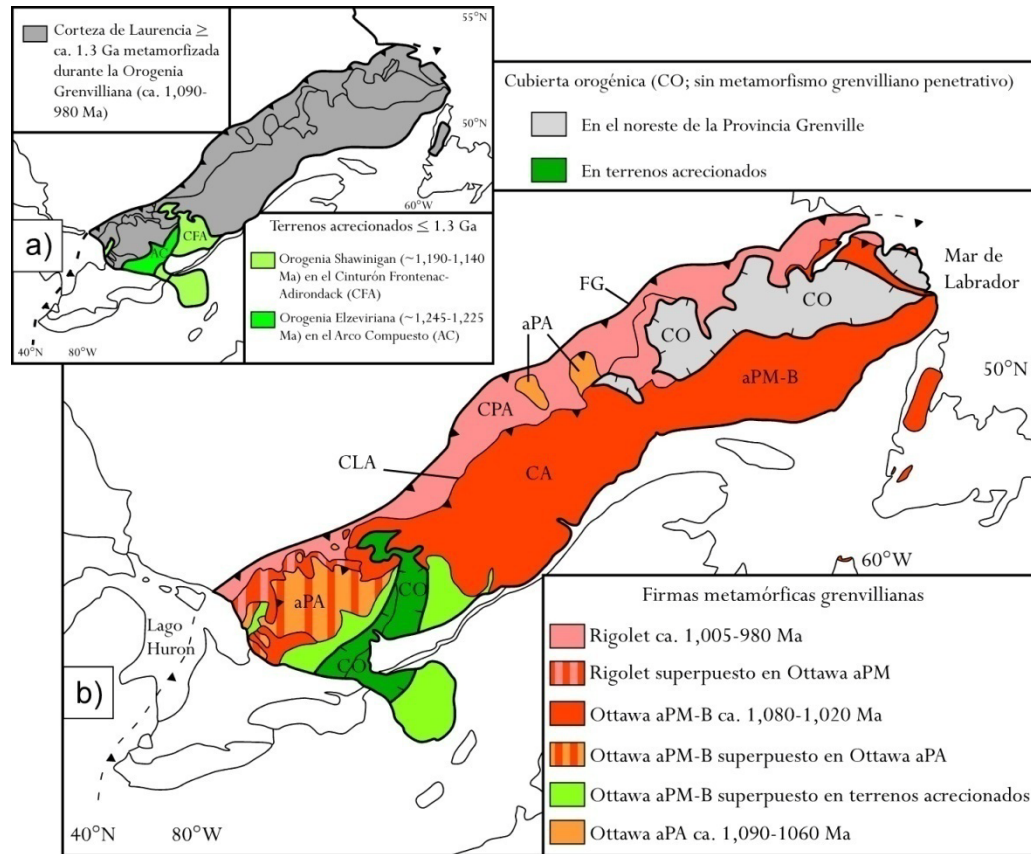


Figura 2.10. Subdivisiones tectónicas de la Provincia Grenville. a) Distribución de corteza de Laurentia retrabajada y terrenos acrecionados del Mesoproterozoico tardío. b) Subdivisión de la Provincia Grenville en cinturones con base en edades de metamorfismo y segmentos con diferentes valores de presión durante el metamorfismo. RIVERS (2008). aPA: Cinturón alóctono de Presión Alta, aPM: cinturón alóctono de Presión Media, aPM-B: cinturón alóctono de Presión Media a Baja.

La Provincia mesoproterozoica Grenville es un orógeno erosionado de escala tipo Himalaya en Norteamérica que ofrece una sobrevista de los procesos formadores de montañas a profundidad. Esto lo convierte en un repositorio de información sobre la historia y evolución de la corteza continental media e inferior durante este periodo (RIVERS, 2008; CORDANI *et al.*, 2010; DUNNING & INDARES, 2010).

Temporalidad del metamorfismo y división tectónica de la Provincia Grenville

El metamorfismo grenvilliano tomó lugar en diferentes tiempos y bajo regímenes termales distintos a lo largo del orógeno (RIVERS, 2008). Dentro de la Provincia Grenville se reportan acreciones sucesivas de arcos magmáticos durante el Mesoproterozoico (GOWER & KROGH, 2002). Estos arcos se relacionan con los eventos tectonomagmáticos (CORDANI *et al.*, 2010) pre-grenvillianos (DUNNING & INDARES, 2010): 1) Labradoriano (1,710 – 1,600 Ma), 2) Pinwariano (1,520 – 1,460 Ma) y 3)

Elzeviriano (1,350 Ma; *e. g.* RIVERS, 1997). Los primeros dos, conforman un cinturón para-autóctono a lo largo de algunos segmentos del frente del Grenville (CORDANI *et al.*, 2010).

Por otro lado, RIVERS (1997) identificó tres pulsos orogénicos en la provincia a los cuales se refiere como: 1) Shawinigan (1,200 Ma), 2) Ottawa (1,150 Ma) y 3) Rigolet (1,000 Ma). Los últimos dos corresponden con la Orogenia Grenville de GOWER & KROGH (2002), donde la fase Rigolet parece haber sido el único evento “pan-grenvilliano” (CORDANI *et al.*, 2010) *sensu stricto*. No obstante, GOWER *et al.* (2008) no reconocen las fases orogénicas grenvillianas propuestas por RIVERS (1997) y, en su lugar, dividieron la Orogenia Grenville de la siguiente forma: 1) Grenville temprano (1,085 – 1,040 Ma), 2) Grenville medio (1,040 – 1,010 Ma), 3) Grenville tardío (1,010 – 985 Ma) y 4) Grenville post-tectónico (985 – 950 Ma).

De manera general, la división tectónica de la Provincia Grenville (Fig. 2.10a) consiste de una corteza retrabajada (>1.3 Ga) perteneciente a Laurentia y dos cinturones de rocas acrecionadas del Mesoproterozoico medio y tardío (≤ 1.3 Ga: RIVERS, 2008) al SW de la provincia. Estos dos cinturones son el Arco Compuesto (Orogenia Elzeviriana, $\sim 1,245 - 1,225$ Ma) y el Cinturón Frontenac-Adirondack (Orogenia Shawinigan, $\sim 1,190 - 1,140$ Ma), ambos pre-grenvillianos (CARR *et al.*, 2000).

La arquitectura del Grenville está definida por fronteras que dividen cinturones, los cuales se distinguen con base en sus edades y características metamórficas (Fig. 2.10b). El Frente Grenvilliano (FG) y la Cabalgadura del Límite Alóctono (CLA) son las principales fronteras entre los cinturones tectónicos (RIVERS, 2008). El FG es una estructura compresional y trans-presional definida por zonas de cizalla y desarrollada a los ~ 1 Ga (KROGH, 1994; RIVERS, 2008); mientras que, la CLA es una zona altamente cizallada con fases contraccionales a los $\geq 1,060$ Ma (rocas en facies de granulita y eclogita) y extensionales a los $\sim 1,020$ Ma (rocas en facies de anfibolita; KETCHUM *et al.*, 1998; INDARES *et al.*, 2000).

Los cinturones tectónicos de la Provincia Grenville son: el Cinturón Para-Autóctono (CPA) y el Cinturón Alóctono (CA; RIVERS, 2008). Al norte de la CLA se ubica el CPA, el cual se caracteriza principalmente por su metamorfismo de la fase Rigolet (1,000 – 980 Ma; RIVERS, 2008); mientras que, al sur de la misma cabalgadura se localiza el CA donde el metamorfismo de tipo Ottawa (1,090 – 1,020 Ma) es distintivo. Dentro de este cinturón se pueden diferenciar segmentos metamórficos de altas, medias y bajas presiones. El reconocimiento de una Cubierta Orográfica (CO) es reciente (RIVERS &

INDARES, 2006) y se caracteriza por la falta de metamorfismo grevilliano penetrativo. Se interpreta que este elemento tectónico comprende parte de la estructura superior (frágil y fría) de la corteza orogénica tipo Ottawa, la cual experimentó subsidencia por medio de fallas normales (RIVERS, 2008).

Modelos tectónicos

Experimentos de modelados numéricos han sido aplicados para tratar de entender la evolución de orógenos a escala cortical, incluyendo el concepto sobre una relación entre la magnitud y el régimen termal de orógenos colisionales y la duración de éstos (BEAUMONT *et al.*, 2001). Es así como BEAUMONT *et al.* (2006) propusieron una “secuencia principal” entre orógenos reducidos, fríos y de breve duración y orógenos extensos, calientes y de larga vida. En los primeros, la corteza permanece fría; mientras que, en los segundos se genera un *plateau* orogénico (por la adición de calor), debajo del cual la baja viscosidad permite que la corteza fluya, ya sea por esfuerzos gravitacionales o tectónicos, dando origen a canales de flujo o napas calientes.

JAMIESON *et al.* (2007) desarrollaron un modelo orogénico para la Provincia Grenville, caracterizando a este orógeno como del tipo extenso, caliente y de duración prolongada, basados principalmente en las facies de granulita y anfibolita (alta temperatura) y en la duración del evento colisional de >100 Ma (de 1,090 – 980 Ma). RIVERS (2008) exploró a fondo el modelo anterior y propuso el primer modelo tectónico regional para la Provincia Grenville que integra las fases Ottawa y Rigolet involucrando, además, un periodo de colapso orogénico (Fig. 2.11a-c). Tal modelo indica que el metamorfismo tipo Ottawa se desarrolló con gradientes geotermales altos, seguido por un enfriamiento lento (compatible con un canal de flujo). Las rocas metamórficas del CPA se formaron durante la fase Rigolet con gradientes geotermales bajos y experimentaron enfriamiento rápido (cese del canal de flujo). La preservación de la cubierta orogénica y los segmentos metamórficos de baja y media-baja presión del CA son resultado de un colapso gravitacional del *plateau* orogénico que, por consiguiente, generó estructuras de tipo *horst* y *graben*.

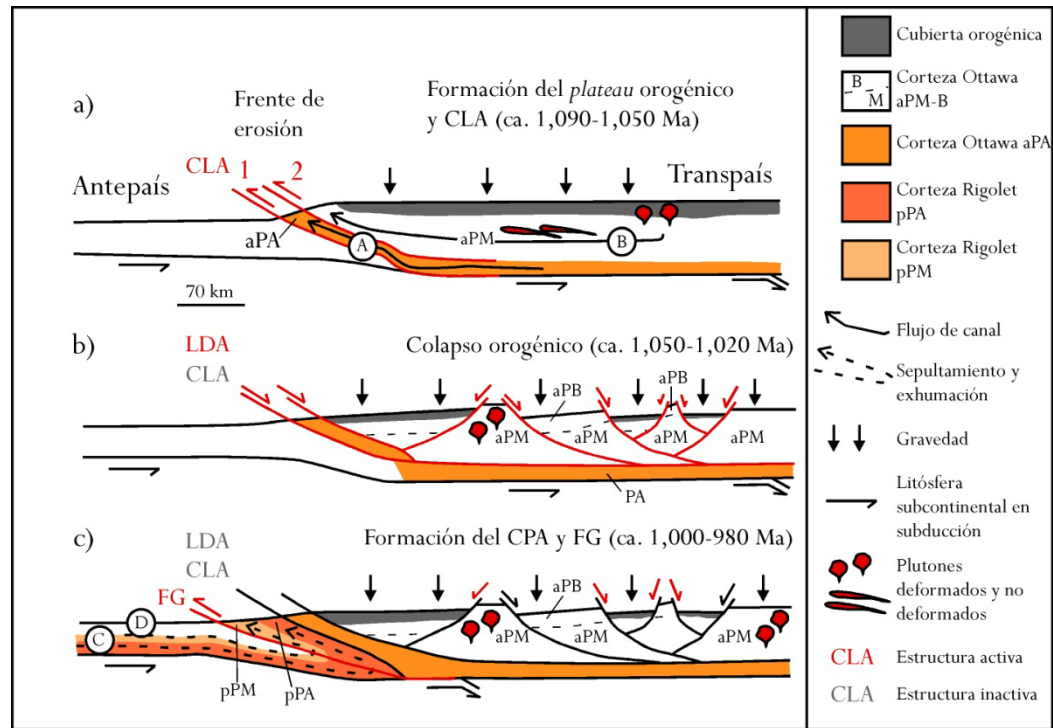


Figura 2.11. Modelo de la evolución tectónica de la Provincia Grenville. a) Metamorfismo y exhumación del segmento aPA (A) y el segmento de presión media del aPM-B (B) sobre la CLA. b) Inicio del colapso orogénico local en la corteza superior a los ca. 1,050 Ma y colapso orogénico en la corteza media a los ca. 1,020 Ma. c) Formación del FG y metamorfismo de alto grado en el CPA mientras la corteza inferior (C) y la corteza media (D) son rápidamente sepultadas y exhumadas. RIVERS (2008). aPB: cinturón alóctono de Presión Baja, LDA: Límite de Despegue Alóctono, pPA: cinturón para-autóctono de Presión Alta, pPM: cinturón para-autóctono de Presión Media.

2.2.3. Cinturones orogénicos grenvillianos en los continentes

Los cinturones orogénicos grenvillianos no han sido descritos en su totalidad alrededor del mundo, con la excepción de la localidad tipo en Canadá (Provincia Grenville) y diversos terrenos dispersos en fragmentos continentales (RINO *et al.*, 2008).

Norteamérica y Centroamérica

Las características geológicas de rocas pertenecientes al evento orogénico grenvilliano han sido mejor investigadas en Norteamérica (Fig. 2.12), particularmente en la Provincia Grenville (*e. g.* ASHWAL, 1982; OWENS & DYMEK, 2001; RIVERS, 2008; MORISSET *et al.*, 2009; MORISSET *et al.*, 2010, entre otros). La Provincia Grenville *sensu stricto* se extiende desde el sur de la provincia de Labrador en Canadá hasta la costa este del Lago Hurón, incluyendo las Montañas Adirondack de Nueva York (WARDLE & HALL, 2002). Así mismo, existen macizos grenvillianos dispersos en el Orógeno

Appalachiano (BARTHOLOMEW, 1984). Se puede trazar una extensión sepultada desde el noreste de E.E.U.U. hacia el suroeste llegando al Llano *Uplift* en Texas (RINO *et al.*, 2008). Dicha extensión representa el cinturón grenvilliano en E.E.U.U. También existen bloques de rocas grenvillianas en México (*i. e.* microcontinente Oaxaquia; ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995), en Centroamérica (*i. e.* Bloque de Chortis; DONNELLY *et al.*, 1990; MANTON, 1996; NELSON *et al.*, 1997) e incluso en la región del Caribe (*e. g.* Complejo Socorro en Cuba; RENNE *et al.*, 1989).

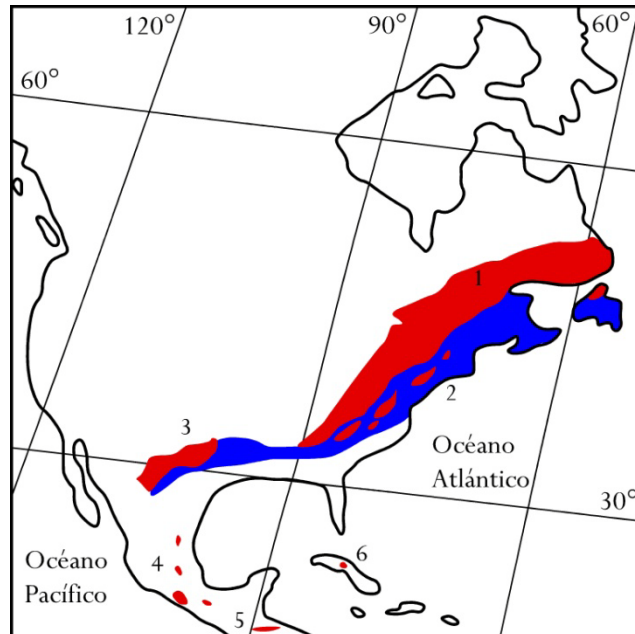


Figura 2.12. Mapa geológico generalizado de Norteamérica, Centroamérica y el Caribe que denota la distribución de rocas grenvillianas (color rojo). Modificado de TOLLO (2005). 1: Provincia Grenville (Canadá) y traza del cinturón sepultado en E.E.U.U., 2: macizos grenvillianos en el Orogéno Appalachian (E.E.U.U.; color azul), 3: Llano *Uplift* (E.E.U.U.), 4: microcontinente Oaxaquia (México), 5: Bloque de Chortis (Centroamérica) y 6: Complejo Socorro en Cuba (Caribe).

Sudamérica

El basamento de Los Andes muestra una fuerte afinidad grenvilliana de la mayor parte de sus exposiciones en distintos terrenos desde Colombia hasta la Patagonia (Fig. 2.13), muchos de los cuales participaron en la amalgamación del supercontinente Rodinia (RAMOS, 2010). Los remanentes de corteza grenvilliana más extensos del norte de Los Andes se localizan en Colombia, ya que en Venezuela, Ecuador y Perú los afloramientos son más limitados (CARDONA *et al.*, 2010a).

En los Andes Colombianos se han reconocido rocas metamórficas grenvillianas de alto grado que, de acuerdo a CARDONA *et al.* (2010a), pueden ser divididas en dos grupos: 1) el Macizo El Garzón (considerado un elemento autóctono del margen NW de Amazonia desde tiempos grenvillianos; TOUSSAINT, 1993; ORDÓÑEZ-CARMONA *et al.*, 2006) y 2) otros bloques grenvillianos que incluyen el Macizo de Santa Marta, la Península de Guajira, el Macizo de Santander y afloramientos grenvillianos en el flanco este de la Cordillera Central (TOUSSAINT, 1993; ORDÓÑEZ-CARMONA *et al.*, 2006). CARDONA *et al.* (2010a) favorecen un origen para-autóctono para estos últimos dominios.

En Perú las exposiciones clásicas de corteza grenvilliana se encuentran en el Macizo de Arequipa al SE del país (WASTENEYS *et al.*, 1995; LOEWY *et al.*, 2004). Al norte de Lima, un basamento pre-mesozoico aflora en el este de la Cordillera, el cual es denominado Complejo Marañón (WILSON & REYES, 1964). Adicionalmente, existen remanentes de basamento metamórfico de edad desconocida en la región costera de Perú y en Ecuador, cuyas litologías comprenden rocas metamórficas (Complejo Olmos) y granitoides *syn*-tectónicos, además de anfibolitas triásicas de Illescas, Paita y las Montañas Amotape (NOBLE *et al.*, 1997; VINASCO, 2004). Estos elementos se extienden hacia la Cordillera Real, el cinturón El Oro de Ecuador y el núcleo y flanco oeste de la Cordillera Central de Colombia (CARDONA *et al.*, 2010a).

Los numerosos bloques que conforman el basamento de Los Andes exhiben complejas historias tectónicas involucrando episodios de acreción y desprendimiento. Por ejemplo, según RAMOS (2010), los bloques Cuyania y Chilenia permanecieron en Laurentia después del rompimiento de Rodinia; mientras que, los terrenos Arequipa, Pampia, Chibcha, Paracas, Antofalla y, posiblemente, Patagonia se mantuvieron cerca de Gondwana. La última transferencia entre terrenos de Laurentia y Gondwana ocurrió en el Paleozoico tardío como parte de la Orogenia Alleghaniana cuando los terrenos Tahami, Tres Lagunas y Tahuín se establecieron en Gondwana después de la dispersión de Pangea.

La contraparte sudamericana del Cinturón Grenville en Norteamérica corresponde con el Cinturón Sunsas (CORDANI *et al.*, 2010). Además, los escudos precámbricos en Sudamérica, que alguna vez conformaron Gondwana del Oeste en el Neoproterozoico durante el Orógeno Brasileño-Damara (ERIKSSON *et al.*, 2012), incluyen: Amazonia, São Francisco, Río de La Plata, Luiz Alves, entre otros. Estos cratones están unidos por cinturones colisionales (*e. g.* Cinturón Pan-Africano-Brasileño; CARDONA *et al.*, 2010a).

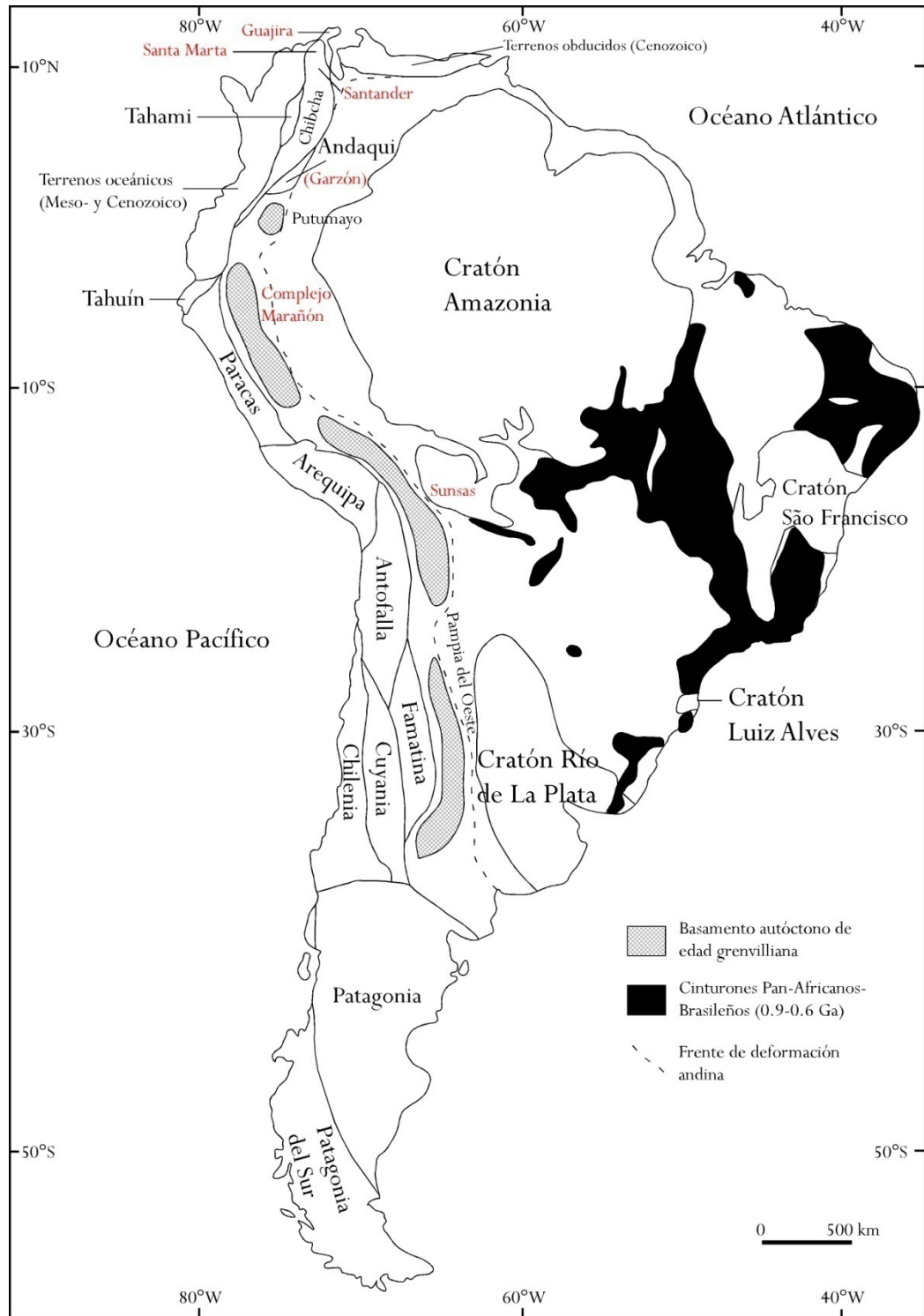


Figura 2.13. Mapa geológico regional simplificado de Sudamérica que muestra los distintos bloques de basamento pre-andino de Los Andes. Se observan en color rojo las exposiciones de rocas grenvillianas más importantes en Los Andes, además del Cinturón Sunsas, la contraparte sudamericana del Cinturón Grenville de Norteamérica. Adaptado de CARDONA *et al.* (2010a), RAMOS (2010) y BLEY DE BRITO NEVES (2011).

África

África es un continente compuesto formado por cuatro cratones arqueanos principales: África del Oeste, Metacratón del Sahara, Congo y Kalahari (ABDELSALAM *et al.*, 2011; ERIKSSON *et al.*, 2012), los cuales están cementados por cinturones colisionales (*e. g.* pan-africanos; STERN, 1994; Fig. 2.14). Diversos cinturones móviles de edad grenvilliana del centro y sur de África (Kibara, Irumide, Namaqua, Natal, Lurio, entre otros) son colectivamente conocidos como Kibarianos (TACK *et al.*, 1994) y fueron generados entre 1.4 – 1.0 Ga (CORDANI *et al.*, 2010). La Orogenia Kibariana (equivalente a la Orogenia Grenvilliana; KRÖNER & STERN, 2004) afectó grandes áreas de África central y del sur. Aunque la Orogenia Kibariana fue definida en las montañas Kibarianas del Congo, se ha reconocido que muchos cinturones de esta edad existen en la parte este de África y ocupan un lugar crítico dentro de la compleja red de cinturones móviles proterozoicos que rodean los escudos arqueanos del centro y sur de África. El cinturón Kibariano puede ser seguido continuamente por >1,500 km desde el sur de Zambia, a través de Tanzania y Burundi, hasta Ruanda donde gira al NW y sigue hacia Uganda y hacia el norte de Zaire (BUCHWALDT *et al.*, 2008; DE WAELE *et al.*, 2008).

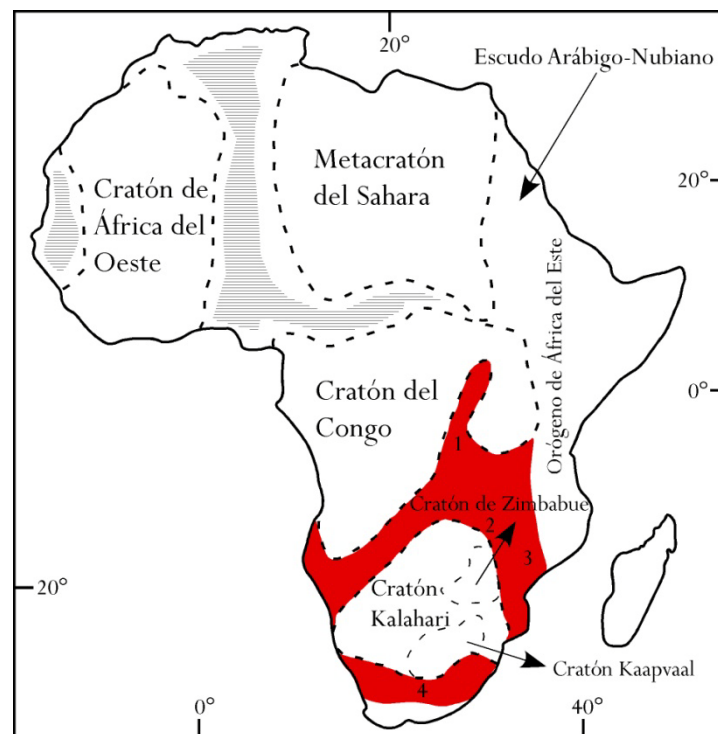


Figura 2.14. Cratones precámbricos y cinturones orogénicos del Mesoproterozoico (color rojo) y Neoproterozoico (color gris) de África. Figura adaptada de BUCHWALDT *et al.* (2008), DE WAELE *et al.* (2008), JACOBS *et al.* (2008) y ABDELSALAM *et al.* (2011). Algunos cinturones orogénicos de edad grenvilliana son: 1: Kibara, 2: Irumide, 3: Lurio y 4: Namaqua-Natal.

Asia

Asia es un *collage* de diversos bloques cratónicos que incluyen Siberia, Rusia, China del Norte, China del Sur, Tarim, Indochina e India. Debido a la gruesa cobertura post-miocénica en las zonas bajas y a las cuencas fanerozoicas tectónicamente controladas, los orógenos grenvillianos no han sido investigados a detalle en muchos bloques (RINO *et al.*, 2008). Algunos orógenos de edad grenvilliana que destacan en Asia son (Fig. 2.15): el Cinturón Ghats del Este en la India (DASGUPTA *et al.*, 2013) que se correlaciona con la Provincia Rayner de Antártica del Este (KELLY *et al.*, 2002), el Complejo Vijayan en Sri Lanka (KRÖNER *et al.*, 2013b), el cual se interpreta como un segmento cortical de Gondwana del Este (KRÖNER & BROWN, 2005), el Cinturón plegado y cabalgado de Tianshan en Kirguistán (KRÖNER *et al.*, 2013a) y los bloques de Yangtze, Qaidam-Qilian y Tarim en China (SONG *et al.*, 2012).

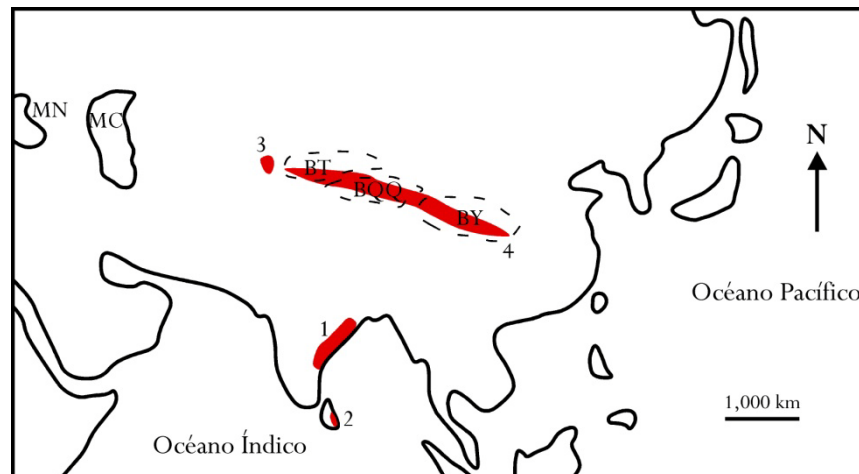


Figura 2.15. Ubicación de orógenos grenvillianos (color rojo) importantes en Asia. Mapa elaborado con base en las aportaciones de SONG *et al.* (2012), DASGUPTA *et al.* (2013), KRÖNER *et al.* (2013a) y KRÖNER *et al.* (2013b). 1: Ghats del Este, 2: Complejo Vijayan, 3: Cinturón plegado y cabalgado de Tianshan y 4: Bloque de Tarim (BT), Bloque de Qaidam-Qilian (BQQ) y Bloque Yangtze (BY). MC: Mar Caspio, MN: Mar Negro.

Oceanía

Específicamente para Australia, el tectonismo de edad grenvilliana ocurre dentro de un cinturón que recorre la porción centro-sur de Australia y se encuentra preservado en las provincias Albany-Fraser, Musgrave y Warumpi (AITKEN & BETTS, 2008; Fig. 2.16). Este cinturón cubre el margen sur y este del cratón arqueano Yilgarn en el occidente de Australia y la porción NW del cratón Gawler en el sur del país (MORRISSEY *et al.*, 2011). La parte septentrional del Orógeno Albany-Fraser-Musgrave (BROOKFIELD, 1993) limita con el cratón del Norte de Australia (MORRISSEY *et al.*, 2011).

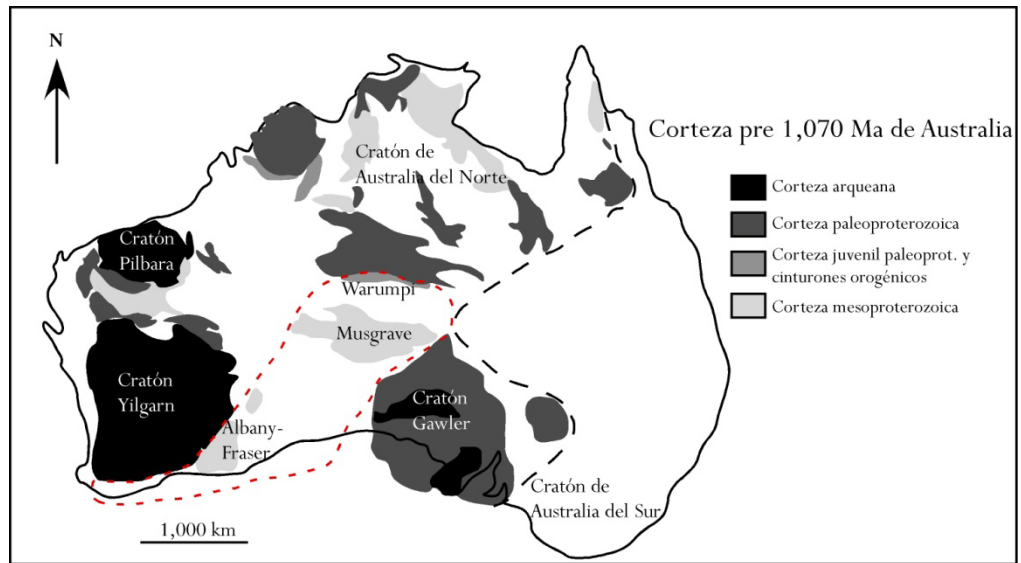


Figura 2.16. Mapa geológico simplificado que muestra la ubicación de las rocas de edad grenvilliana (línea roja discontinua) en Australia. Modificado de MORRISSEY *et al.* (2011).

Europa

En Europa la distribución de rocas grenvillianas es restringida. Los afloramientos principales de edad mesoproterozoica se localizan en Noruega y parte de Suecia (Fig. 2.17a) en la porción suroeste de la Península de Escandinavia, además de pequeñas exposiciones en Irlanda del Norte y Escocia (TOLLO, 2005). El cinturón Sueco-Noruego es un orógeno altamente exhumado y bien expuesto que se desarrolló durante la Orogenia polifásica Grenvilliana-Sueca-Noruega (1,140 – 900 Ma) que acomodó la colisión entre Fennoscandia (Báltica) y un continente desconocido (posiblemente Amazonia), contribuyendo a la amalgamación del supercontinente Rodinia a fines del Mesoproterozoico (LI *et al.*, 2008; VANDER-AUWERA *et al.*, 2011; VIOLA *et al.*, 2011). Similitudes tectónicas y magmáticas entre la Provincia Grenville de Laurentia y la Provincia Sueca-Noruega de Fennoscandia han sido reconocidas desde tiempo atrás y sugieren un enlace con un cinturón orogénico común (PIPER, 2009). Actualmente, el Orógeno Sueco-Noruego es interpretado como una extensión hacia el este del Orógeno Grenville de Laurentia (VANDER-AUWERA *et al.*, 2011). Este cinturón (Fig. 2.17b) está conformado por un segmento para autóctono (Segmento del Este; constituido por granitoides retrabajados) y por dos terrenos alóctonos: Idefjorden y Telemarkia (constituidos por rocas mesoproterozoicas metasedimentarias, metaplutónicas y metavolcánicas), los cuales están separados por dos terrenos más pequeños: Bamble y Kongsberg. Dentro del terreno Telemarkia se distinguen varios sectores, tales como: Rogaland-Vest Agder, Suldal, Hardangervidda y Telemark (VANDER-AUWERA *et al.*, 2011).

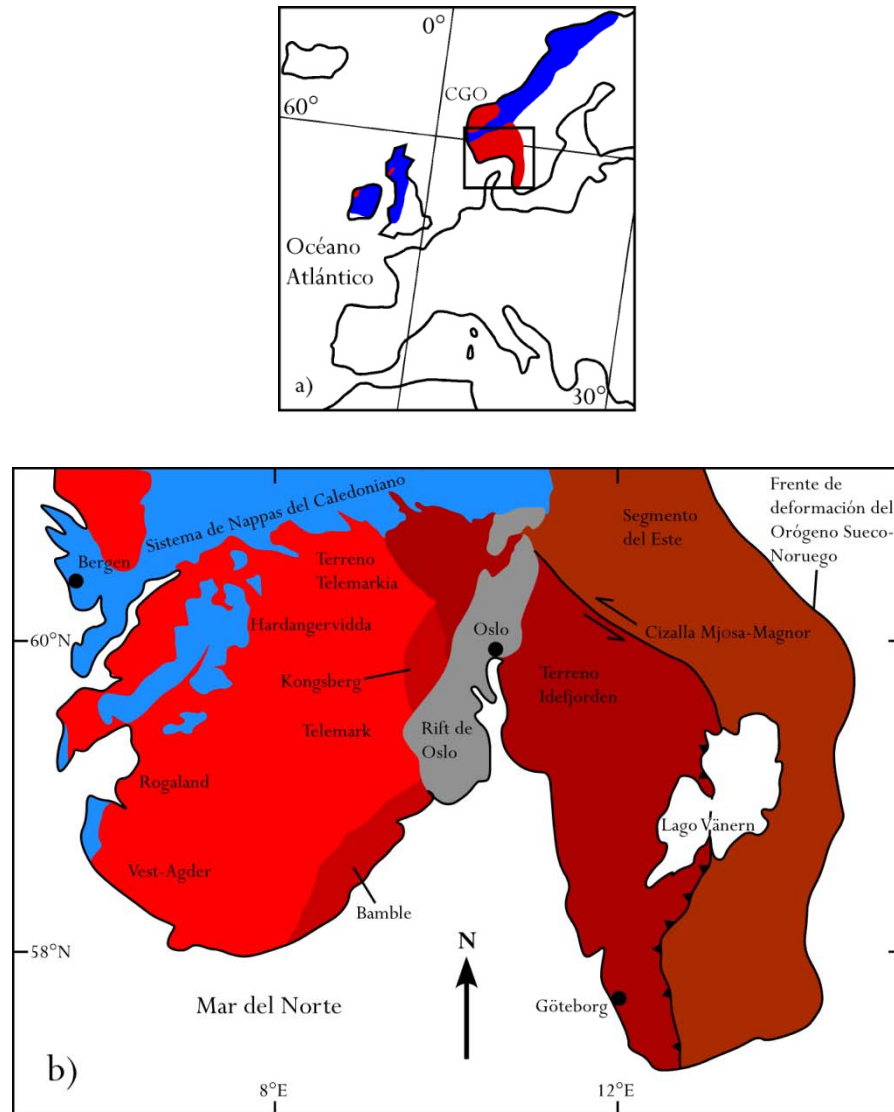


Figura 2.17. Disposición de rocas de edad grenvilliana y caledoniana en Europa. a) Localización regional de rocas relacionadas al Orógeno Sueco-Noruego (edad grenvilliana; color rojo) y de rocas asociadas al Orógeno Caledoniano (Paleozoico; color azul). CGO: Complejo de Gneises del Oeste. b) Mapa geológico generalizado del SW de la Península de Escandinavia que muestra los terrenos del Orógeno Sueco-Noruego. Figuras adaptadas de TOLLO (2005), PIPER (2009), BINGEN *et al.* (2011) y VIOLA *et al.* (2011).

2.3. BASAMENTO PROTEROZOICO DE MÉXICO: GONDWANA *Vs.* LAURENCIA

2.3.1. Oaxaquia: definición, evolución tectónica y extensión

Definición

Oaxaquia es un microcontinente de afinidad gondwánica incorporado a Rodinia durante la Orogenia Grenville (~1 Ga). Este bloque cortical continuo subyace gran parte de México y está delimitado por

afloramientos de gneises mesoproterozoicos, datos de pozos y localidades con xenolitos (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995; Fig. 2.18). Esta masa continental constituye los basamentos de los terrenos Oaxaca, Juárez, Sierra Madre y partes de los terrenos Maya y Coahuila (CAMPA-URANGA & CONEY, 1983) y sus equivalentes (*cf.* SEDLOCK *et al.*, 1993; KEPPIE, 2004).

En México se presentan cuatro exposiciones de rocas mesoproterozoicas afines al evento grenvilliano (véase Fig. 2.18): 1) Gneis Novillo (Cd. Victoria, Tamps.), 2) Gneis Huiznopala (Molango, Hgo.), 3) Complejo Oaxaqueño (estado de Oaxaca) y 4) Gneis Guichicovi (estado de Oaxaca).

Con excepción del Complejo Oaxaqueño, todos los afloramientos son relativamente pequeños (LOPEZ *et al.*, 2001). A pesar de estar separados una distancia de hasta ~700 km (LAWLOR *et al.*, 1999; TRAINOR *et al.*, 2011), las exposiciones de rocas de Oaxaquia guardan características geológicas comunes que las unifican: su edad grenvilliana, su composición (meta-anortositas masivas y rocas asociadas de la *suite* AMCG), su historia tectónica (metamorfismo de facies de granulita a los ~990 Ma) y su tren estructural orientado NW-SE (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995; LAWLOR *et al.*, 1999; WEBER & KÖHLER, 1999; CAMERON *et al.*, 2004; SOLARI *et al.*, 2004; KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010).

Por otro lado, la diferencia en la orientación estructural de los complejos granulíticos de Oaxaquia (NW-SE) con respecto a aquélla de la Provincia Grenville (NE-SW) en el NE de Norteamérica, así como contrastes en protolitos, edades y naturaleza del metamorfismo requieren una evolución tectónica compleja (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995). Por tanto, una continuación directa del Cinturón Grenville de Norteamérica hacia México no es posible (WEBER & HECHT, 2003).

A lo largo de los años, se han establecido dos corrientes principales de pensamiento con respecto a la localización de Oaxaquia en las reconstrucciones del supercontinente Rodinia:

1. Oaxaquia representa la continuación hacia el sur del Orógeno Grenville en la porción este y sur de Laurentia, constituyendo una parte autóctona del cratón de Norteamérica (DE CSERNA, 1971; DENISON *et al.*, 1971; SHURBERT & CEBULL, 1987), formando, a su vez, una conexión entre Laurentia ya sea con: a) Antártica (MOORES, 1991; DALZIEL, 1992), b) Australia (Cinturón Albany-Fraser-Musgrave; BROOKFIELD, 1993;

KARLSTROM *et al.*, 1999; BURRETT & BERRY, 2000) o c) Siberia (SEARS & PRICE, 2000).

2. Oaxaquia es un terreno exótico (alóctono) que originalmente se encontraba cerca de Amazonia o al NE de Laurentia y fue transferido al sur de Laurentia en el Carbonífero-Pérmico (Paleozoico tardío) durante la formación de Pangea (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; KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010).

Una tercera alternativa fue propuesta por RUIZ *et al.* (1999), quienes debatieron la continuidad de Oaxaquia en términos de un solo bloque en base al contraste entre firmas isotópicas de Pb en roca total de complejos mesoproterozoicos al norte y sur del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Estos autores dividieron al microcontinente a lo largo del CVTM y correlacionaron los afloramientos del norte (Gneis Novillo y Gneis Huiznopala) con el cratón de Norteamérica y la parte sur (Complejo Oaxaqueño y Gneis Guichicovi) con Sudamérica (Macizo de Santa Marta y Garzón en Los Andes Colombianos).

Sin embargo, CAMERON *et al.* (2004) desestimaron este modelo con base en un arreglo linear de datos isotópicos de Pb (distintos de aquéllos de Texas; RUIZ *et al.*, 1999) en feldespatos potásicos lixiviados procedentes de rocas granulíticas de Oaxaquia. Los resultados arrojaron una mezcla entre fuentes continentales y mantélicas, lo cual demostró que ambos miembros finales estuvieron presentes durante la cristalización de los feldespatos, inconsistente con una sutura a lo largo del CVTM.

En años recientes, se han realizado estudios en los cuales se apoya el concepto de Oaxaquia como un segmento continental continuo y se sostiene la concepción del microcontinente como un terreno alóctono con afinidad a Gondwana (*e. g.* KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010; WEBER *et al.*, 2010; TRAINOR *et al.*, 2011).

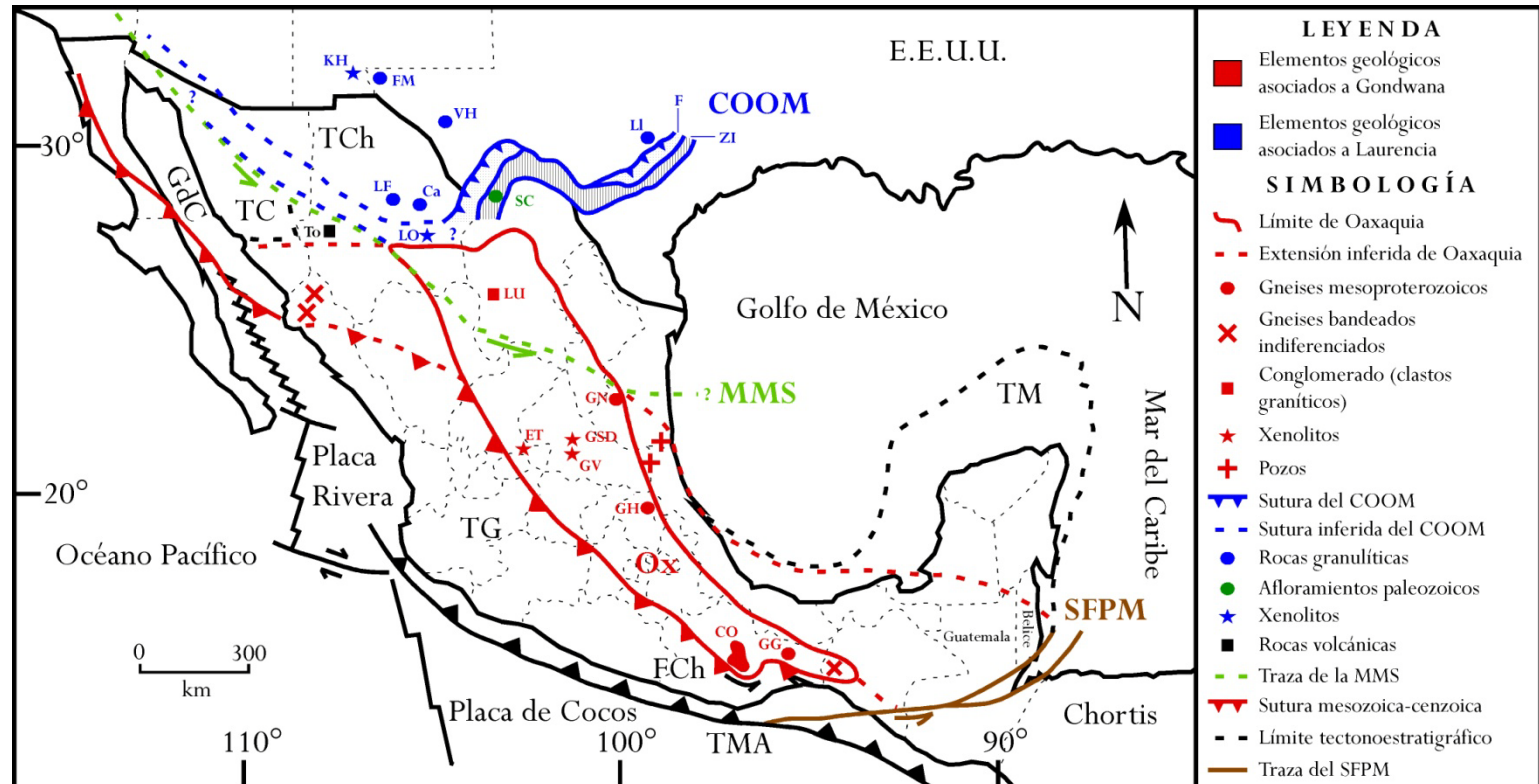


Figura 2.18. Mapa tectónico de México donde se muestran elementos geológicos relacionados con Oaxaquia y sus límites. Mapa construido con base en QUINTERO-LEGORRETA & GUERRERO-GARCÍA (1985); RUIZ *et al.* (1988); RUDNICK & CAMERON (1991); SEDLOCK *et al.* (1993); ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.* (1995); LAWLOR *et al.* (1999); McDOWELL *et al.* (1999); WEBER & KÖHLER (1999); BICKFORD *et al.* (2000); MORENO *et al.* (2000); LOPEZ *et al.* (2001); DUCEA *et al.* (2004); KEPPIE (2004); MOLINA-GARZA & IRIONDO (2005); BARKER & REED (2010). Ca: El Carrizalillo, CO: Complejo Oaxaqueño, COOM: Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon, E.E.U.U.: Estados Unidos, ET: El Toro, F: Frente del COOM, FCh: Falla Chacalapa, FM: Franklin Mountains, GdC: Golfo de California, GG: Gneis Guichicovi, GH: Gneis Huiznopala, GN: Gneis Novillo, GSD: Grupo Santo Domingo, GV: Grupo Ventura, KH: Kilbourne Hole, LF: Los Filtros (Sierra del Cuervo), LI: Llano *Uplift*, LO: La Olivina, LU: Las Uvas, MMS: Megacizalla Mojave-Sonora, Ox: Oaxaquia, SC: Sierra del Carmen, SFPM: Sistema de Fallas Polochic-Motagua, TC: Terreno Caborca, TCh: Terreno Chihuahua, TG: Terreno Guerrero, TM: Terreno Maya, TMA: Trinchera Meso-Americana, To: Tomóchic, VH: Van Horn, ZI: Zona Interior del COOM. Para explicación refiérase al texto.

Evolución tectónica

Mesoproterozoico

La historia de las rocas que conforman el microcontinente Oaxaquia es producto de una evolución tectónica compleja (Fig. 2.19a-d).

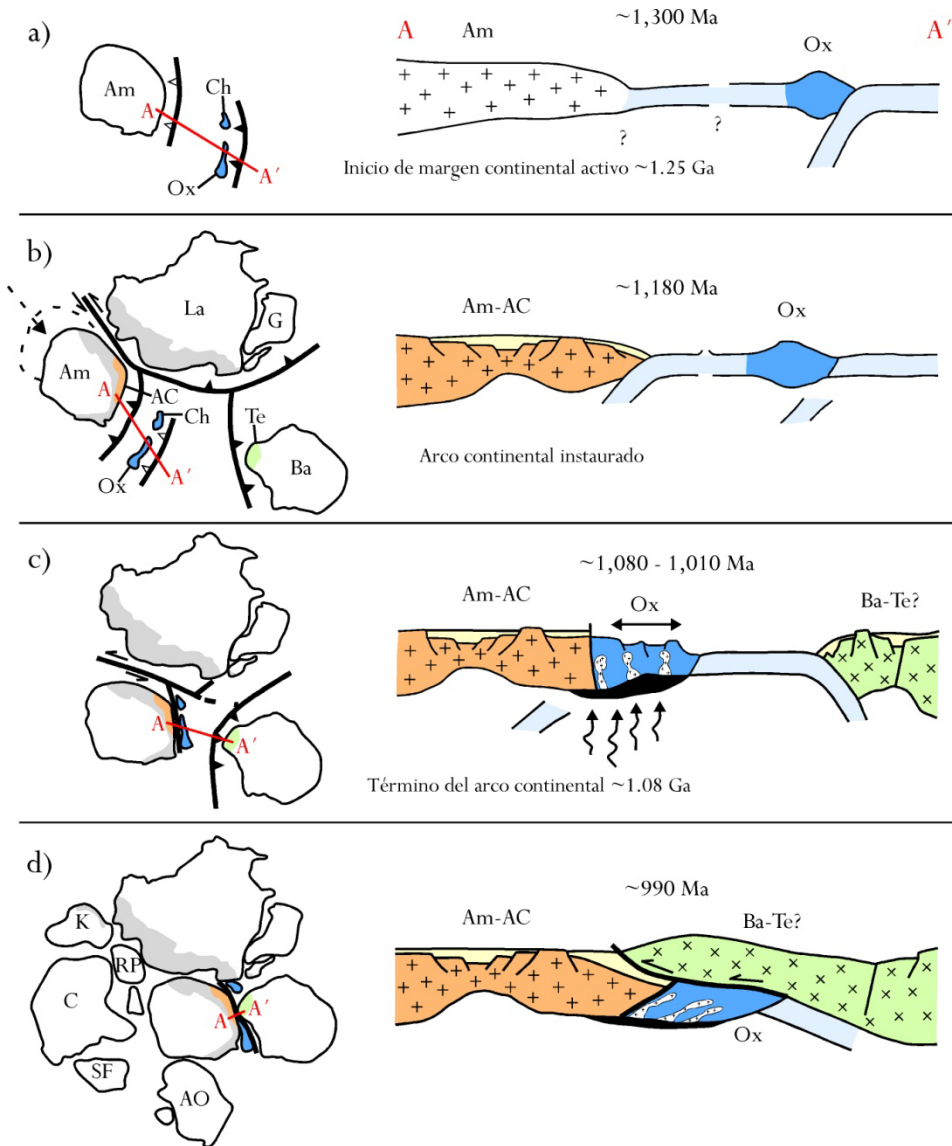


Figura 2.19. Modelo paleogeográfico y tectónico para Oaxaquia y bloques continentales adyacentes sin considerar una colisión arco-continente, *i. e.* Avalonia (terreno peri-gondwánico) contra Amazonia; *e. g.* KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010). Modificado de WEBER *et al.* (2010). Este modelo hace referencia a una conexión cercana entre Los Andes Colombianos y Oaxaquia, además de sugerir una relación entre este último y el terreno Telemarkia?. La correlación con el modelo resumido de KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010) es: etapa 1=a, etapa 2=b, etapas 3 y 4=c, etapa 5=d. AC: Andes Colombianos, Am: Amazonia, AO: África del Oeste, Ba: Báltica (Orógeno Sueco-Noruego), C: Congo, Ch: Chortis, G: Groenlandia, K: Kalahari, La: Laurencia, Ox: Oaxaquia, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, Te: Telemarkia. Sin escala.

CAMERON *et al.* (2004) documentaron en México datos isotópicos de Pb en rocas mesoproterozoicas que fueron interpretados como una mezcla de dos miembros finales: 1) un miembro continental y 2) un miembro mantélico. Estos datos son acordes con una mezcla de litósfera oceánica peri-rodínica de 1,200 Ma y un componente de Amazonia, implicando que Oaxaquia estaba adyacente a una cuenca oceánica.

Datos paleomagnéticos de rocas de 1,200 Ma en Amazonia recabados por TOHVER *et al.* (2002) sugieren que ésta estuvo cerca del sur de Laurentia (Llano *Uplift* en Texas), antes de que fallas sinistralas movilizaran a Amazonia al este de Canadá y Groenlandia a los ~ 1 Ga. Así, entre los $\sim 1.3 - 0.9$ Ga Oaxaquia se encontraba en un margen activo fuera de la zona de colisión (TOHVER *et al.*, 2004; ELMING *et al.*, 2009), probablemente yaciendo al norte de Amazonia (KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010). A los $\sim 1,160$ Ma un magmatismo de *rift* pudo haber ocurrido en un ambiente trasarco. Posteriormente, la colisión entre Amazonia y Báltica (continente-continente) produjo el metamorfismo de facies granulíticas a los ~ 990 Ma (LI *et al.*, 2008; WEBER *et al.*, 2010), donde Oaxaquia estuvo localizada en la placa inferior (TOHVER *et al.*, 2006).

Por otro lado, las curvas de enfriamiento para los complejos de Oaxaca (KEPPIE *et al.*, 2004) y Guichicovi (WEBER & KÖHLER, 1999) sugieren que los gneises fueron exhumados sincrónicamente con el rompimiento de Rodinia entre ~ 870 y 710 Ma e implica que tuvo lugar un magmatismo de *rift* entre Báltica y Amazonia/Oaxaquia. Mientras que, la curva de enfriamiento para el Gneis Novillo (KEPPIE *et al.*, 2006) apunta a una exhumación en el límite Precámbrico-Cámbrico en 545 Ma, sincrónico con la separación de Laurentia y Amazonia. KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010) destacan la coincidencia entre los periodos de exhumación de Oaxaquia con los dos episodios de disgregación de Rodinia a los ~ 750 y ~ 545 Ma según CAWOOD *et al.* (2001).

De esta manera, KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010) y WEBER *et al.* (2010) resumieron el desarrollo de Oaxaquia en cinco eventos mayores:

1. Magmatismo entre los $\sim 1,350 - 1,200$ Ma con características de arco oceánico (LAWLOR *et al.*, 1999; WEBER & KÖHLER, 1999; KEPPIE *et al.*, 2001, 2003; SOLARI *et al.*, 2003; TRAINOR, 2010; véase Fig. 2.19a).
2. *Rifting* de trasarco entre los $\sim 1,160$ y $\sim 1,130$ Ma (KEPPIE *et al.*, 2003; SOLARI *et al.*, 2003; KEPPIE & DOSTAL, 2007; TRAINOR, 2010; véase Fig. 2.19b).

3. Migmatización de las rocas encajonantes para la *suite* AMCG a los ~ 1.1 Ga durante la Orogenia Olmeca (SOLARI *et al.*, 2003; véase Fig. 2.19c).
4. Pico de la actividad magmática de la *suite* AMCG desde los $\sim 1,020$ hasta $1,000$ Ma (KEPPIE *et al.*, 2003; TRAINOR, 2010; véase Fig. 2.19c).
5. Metamorfismo granulítico durante la Orogenia Zapotecana a los ~ 990 Ma (SOLARI *et al.*, 2003; véase Fig. 2.19d).

WEBER *et al.* (2010) caracterizaron las rocas de la *suite* AMCG y migmatitas (rocas encajonantes) de los cuatro afloramientos granulíticos de México y del Macizo El Garzón en Colombia mediante datos isotópicos de Hf. Estos autores determinaron que las rocas AMCG y las migmatitas fueron formadas a partir de fusión parcial de corteza inferior a partir de una fuente empobrecida. Además, desarrollaron un modelo geodinámico similar al propuesto por KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (2010), el cual apoya la idea de un bloque único coherente (léase con detalle el texto de la Fig. 2.19).

La información anterior hace suponer que Oaxaquia evolucionó independientemente del Cinturón Grenville de Laurencia, posiblemente como un terreno de arco oceánico en un océano grenvilliano antes de la acreción final para formar Rodinia (WEBER *et al.*, 2010).

Neoproterozoico-Paleozoico

Después de la última fase de fragmentación de Rodinia a los ~ 570 Ma (CAWOOD *et al.*, 2001), ya en el Paleozoico temprano, se formó el Océano Iapetus separando Laurencia y Gondwana (DALZIEL, 1997). A partir del Cámbrico tardío – Ordovícico temprano, varios terrenos peri-gondwánicos comenzaron a separarse de Gondwana formando el Océano Rhéico a los ~ 480 Ma. Desde el Silúrico temprano hasta el Carbonífero tardío, los terrenos peri-gondwánicos fueron involucrados en distintos episodios tectónicos (*e. g.* el cierre del Océano Iapetus en el Silúrico; NANCE *et al.*, 2010). Finalmente, con el cierre del Océano Rhéico en el Paleozoico tardío (~ 280 Ma) ocurrió una nueva amalgamación de masas continentales formando Pangea.

Durante el Paleozoico temprano, el terreno Oaxaquia permaneció cerca de Amazonia. Esto es consistente por rocas del Ordovícico en el sur de México (ROBINSON & PANTOJA-ALOR, 1968) y rocas del Silúrico en el norte con fauna (*e. g.* braquiópodos, trilobites, corales y gasterópodos; STEWART *et al.*, 1999) afín a Gondwana (SHERGOLD, 1975; ROWLEY & PINDELL, 1989;

STEWART *et al.*, 1993; BOUCOT *et al.*, 1997; STEWART *et al.*, 1999). Para el Devónico, la región norte de lo que hoy es México, habría migrado cerca de Laurencia. Durante el Carbonífero apareció fauna con afinidad a Norteamérica (STEWART *et al.*, 1999) y, finalmente, en el Pérmico Oaxaquia fue acrecionada contra Laurencia durante el cierre del Océano Rhéico y la formación de Pangea.

En adición, datos paleomagnéticos presentados por BALLARD *et al.* (1989) señalan que rocas grenvillianas de México (*i. e.* Complejo Oaxaqueño) provienen de una paleolatitud similar a aquélla de la región de Adirondack (Nueva York, E.E.U.U.) y de Ontario (Canadá) y no cerca de la región de Texas. Diversos autores han indicado la similitud de las granulitas de México con partes de la Provincia Grenville en el este de Canadá (*e. g.* FRIES *et al.*, 1962; ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1981; MORA *et al.*, 1986). Particularmente, KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ (1999) sugirieron una conexión cercana entre Oaxaquia, las montañas Adirondack y Los Andes Colombianos.

Extensión

La localización actual de Oaxaquia en México es consecuencia directa de procesos tectónicos que datan desde el Precámbrico hasta el presente (*e. g.* magmatismo de arco, acreción de terrenos, procesos de *rifting*, sedimentación, etc.). La extensión del microcontinente es, más que incierta, inferida y está enmarcada principalmente por: afloramientos específicos de rocas precámbricas, xenolitos de corteza inferior proterozoica y rocas granulíticas encontradas en pozos (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995). Mediante esta información se ha podido delimitar en cierta medida al bloque mesoproterozoico.

El límite norte de Oaxaquia sería la sutura del Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (COOM; véase Fig. 2.18). Este orógeno representa la evidencia indirecta del límite de las rocas de margen pasivo del Neoproterozoico-Paleozoico del sur de Norteamérica. Este cinturón, generado durante la colisión diacrónica entre Gondwana y Laurencia (formación de Pangea) en el Paleozoico tardío, está constituido por sedimentos de cuenca cabalgando a rocas de plataforma del Paleozoico temprano en la frontera E.E.U.U.-México. Además, representa la continuación más austral de la Cordillera de Los Appalaches, la cual recorre la costa oriental de Norteamérica.

Aunque el COOM no aflora en México, la sutura ha sido localizada principalmente por estudios geofísicos (MORENO *et al.*, 1993) y por pocos afloramientos paleozoicos (STEWART, 1988). La sutura se extiende desde la frontera Coahuila-Chihuahua hacia el oeste, a través de la parte central de Chihuahua

y Sonora con dirección hacia California y Nevada en E.E.U.U. (SEDLOCK *et al.*, 1993) y representaría el margen sur de Laurencia (STEWART, 1988). De esta manera, se refutaría la idea de que las granulitas del noreste, centro y sur de México son una prolongación de aquéllas en Norteamérica. Si se considera la existencia de la Megacizalla Mojave-Sonora (MMS; DE CSERNA, 1970; SILVER & ANDERSON, 1974; ANDERSON & SCHMIDT, 1983), ésta truncaría al COOM y lo trasladaría junto con rocas grenvillianas hasta Cd. Victoria, Tamps. Sin embargo, esta hipotética estructura no es ampliamente aceptada, por lo que representa un argumento en contra de una conexión entre rocas proterozoicas de Sonora, Chihuahua y Texas con las referidas para Oaxaquia.

Por otra parte, McKEE *et al.* (1988, 1999) describieron un conglomerado de tipo *flysch* del Paleozoico superior perteneciente a la Fm. (formación) Las Delicias, cerca de Las Uvas en Coahuila. A partir de clastos graníticos de este conglomerado, LOPEZ *et al.* (2001) realizaron estudios isotópicos U-Pb en zircones y éstos fueron relacionados con basamento grenvilliano (afín a Gondwana) y corteza pan-africana. Esto indicaría que Oaxaquia se podría extender a Coahuila.

Hacia el sur (véase Fig. 2.18), Oaxaquia está limitado por la falla Chacalapa (*e. g.* DUCEA *et al.*, 2004) que divide al bloque grenvilliano del Complejo Xolapa (Jurásico-Terciario).

La frontera sureste (véase Fig. 2.18) está definida por el terreno o bloque de Chortis, el cual abarca Honduras, Guatemala, El Salvador y el norte de Nicaragua, formando el basamento de gran parte de Centroamérica (DONNELLY *et al.*, 1990; MANTON, 1996; NELSON *et al.*, 1997). Las rocas basales de este terreno representan remanentes de Oaxaquia. El bloque de Chortis originalmente yacía al sur de México en el Paleoceno y en el Oligoceno comenzó a ser desplazado hacia el sureste por fallamiento lateral izquierdo (SCHAAF *et al.*, 1995).

El límite este (véase Fig. 2.18) incluye el terreno Sierra Madre y partes del terreno Maya (sur de Yucatán y norte de Chiapas). Meta-anortositas y charnockitas han sido encontradas en pozos de PEMEX en el transecto Tamazunchale, S.L.P.-Tampico, Tamps. (QUEZADAS-FLORES, 1961), indicando la presencia a profundidad de rocas granulíticas de basamento.

El terreno o bloque Maya, también llamado bloque de Yucatán, incluye la península de Yucatán, partes de la Planicie Costera del Golfo de México y del sureste de México, además de Belice y Guatemala, extendiéndose hasta el Sistema de Fallas Polochic-Motagua en Centroamérica, el cual separa

la placa de Norteamérica de la placa del Caribe (WEBER & KÖHLER, 1999). El norte del terreno Maya (Yucatán) es subyacente por corteza del Orógeno Pan-Africano (KROGH *et al.*, 1993; WEBER *et al.*, 2001) ocurrido a los $\sim 650 - 520$ Ma durante el ensamble de Gondwana. Sin embargo, en el sur del bloque (Chiapas, Belice y el norte de Guatemala) afloran rocas mesoproterozoicas afines a Gondwana (MARTENS, 2009). Así mismo, PANTOJA-ALOR *et al.* (1974) ya habían reportado afloramientos de gneises bandeados en Chiapas.

El límite hacia el oeste (véase Fig. 2.18) está indicado por xenolitos de la corteza inferior (granulitas) y del manto superior (lherzolitas de espinela) en basaltos alcalinos (Cuaternario) en la porción centro-occidental de México. Estos xenolitos fueron muestreados en cuatro localidades con maeres del estado de San Luis Potosí (La Joya Honda y Los Palau del Grupo Ventura; La Joya Prieta y Los Contreras del Grupo Santo Domingo) y en el cono cinerítico El Toro, en el estado de Zacatecas (RUIZ *et al.*, 1988). Los xenolitos corticales poseen edades modelo de Nd similares a aquéllas presentadas por rocas grenvillianas de Tamaulipas, Hidalgo y Oaxaca (PATCHETT & RUIZ, 1987). Xenolitos granulíticos en basanitas cuaternarias al norte de San Luis Potosí también tienen edades grenvillianas de $\sim 1,250$ Ma por una isócrona de Sm-Nd (SCHAAF *et al.*, 1994). También pueden ser parte de Oaxaquia rocas granulíticas ubicadas en el distrito de Los Alisitos en Sinaloa (ACOSTA-DEL CAMPO, 1961), al igual que gneises retrógrados en el norte de Sinaloa (MULLAN, 1978).

En resumen, Oaxaquia se extiende desde la sutura sur del COOM, pasando por México hasta llegar a Centroamérica y recorriendo una distancia de unos $\sim 2,000$ km. Dentro del país, posiblemente la masa continental abarque desde Tamaulipas hasta Chiapas y desde el Golfo de México hasta por lo menos Zacatecas, hasta el límite con el terreno Guerrero. El bloque cubre un área de $\sim 1,000,000$ km². Con esto, el término Oaxaquia ha evolucionado para incluir partes de los terrenos Mixteca, Maya y Chortis llegando a ser conocido como el terreno *Middle America* propuesto por KEPPIE (2004). El área que abarcaría el microcontinente equivaldría a cuatro veces el tamaño del Orógeno Sueco-Noruego en el sur de la Península de Escandinavia en Europa, convirtiéndolo en un importante segmento de la Orogenia Grenville en el mundo (LAWLOR *et al.*, 1999).

2.3.2. Basamento proterozoico en el NW de México: Sonora y Chihuahua

La configuración y la naturaleza del margen del SW del cratón de Norteamérica es un problema geológico no resuelto (McDOWELL *et al.*, 1999). Las provincias corticales paleoproterozoicas del SW

de Norteamérica son tres: Mojave, Yavapai y Mazatzal (Fig. 2.20). Cada provincia posee características geológicas especiales (*e. g.* geoquímicas e isotópicas) que difieren entre ellas (ARVIZU *et al.*, 2009). Debido a traslapes en edades, estas tres provincias han sido definidas por características intrínsecas tales como isotópicas, geoquímicas y estructurales (IRIONDO *et al.*, 2004).

BENNET & DePAOLO (1987) dividieron el basamento paleoproterozoico del SW de Norteamérica en tres distintas provincias basados en estudios isotópicos de Nd (véase Fig. 2.20):

1. Provincia Nd1: Corresponde a corteza proterozoica de la provincia de Mojave. Sus edades modelo Nd (T_{DM}) van de 2.3 – 2.0 Ga y valores de épsilon Nd iniciales $\epsilon Nd_{(0)}$ negativos entre -3 y +1.
2. Provincia Nd2: Comprende a rocas de basamento proterozoico de tipo Mojave y Yavapai con edades modelo Nd (T_{DM}) de 2.0 – 1.8 Ga y $\epsilon Nd_{(0)}$ entre +0.8 y +4.7.
3. Provincia Nd3: Representa a basamento proterozoico de las provincias Yavapai y Mazatzal. Posee edades modelo Nd (T_{DM}) = 1.8 – 1.7 Ga y $\epsilon Nd_{(0)}$ de +5.

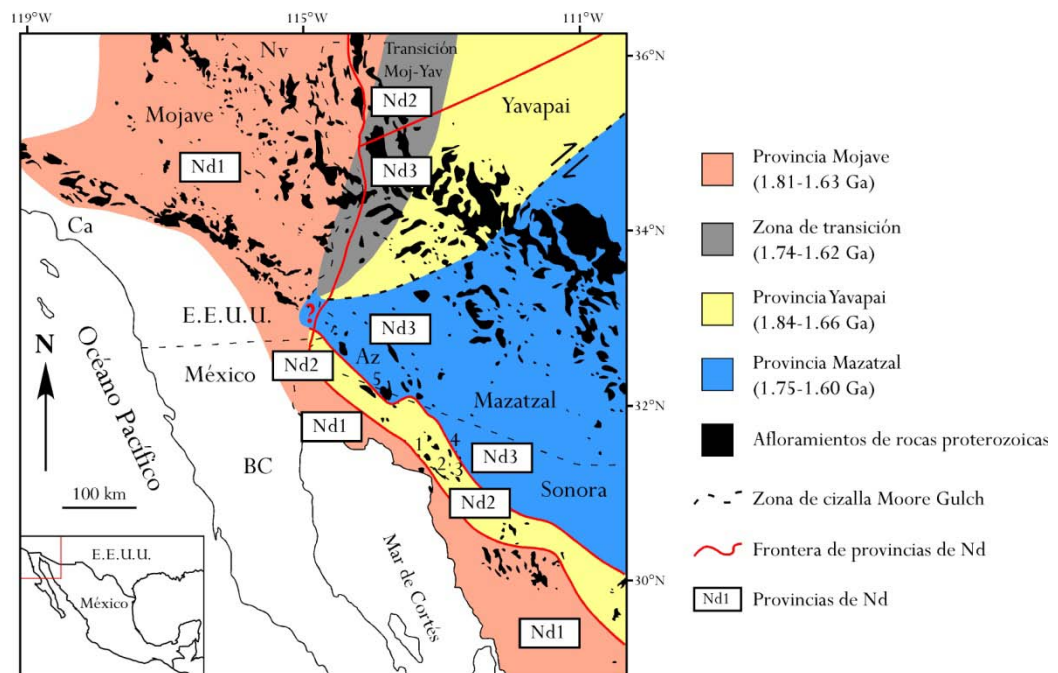


Figura 2.20. Disposición tentativa de las provincias paleoproterozoicas del SW de Laurentia y NW de México, específicamente en el estado de Sonora. Además, se observan las provincias de Nd delimitadas de forma aproximada. Modificado de ARVIZU *et al.* (2009). 1: Canteras-Puerto Peñasco, 2: Sierra Prieta, 3: Cerros San Luisito, 4: Quitovac y 5: Cabeza Prieta-Pinacate. Az: Arizona, BC: Baja California, Ca: California, E.E.U.U.: Estados Unidos, Nv: Nevada.

Estos dominios desaparecen debajo de rocas más jóvenes en el NW de México, involucrando a los estados de Sonora y Chihuahua. La ubicación de estas provincias dentro de México es incierta, debido a la cobertura de secuencias post-paleozoicas y a estructuras tectónicas (McDOWELL *et al.*, 1999), tales como: el frente del COOM y la hipotética MMS (véase Fig. 2.18).

El frente del COOM, como ya se mencionó, corresponde a la sutura del Paleozoico tardío entre Laurentia y Gondwana. Aparentemente, la sutura continúa hacia el oeste a través de Chihuahua. Dos provincias tectonometamórficas son reconocidas dentro del COOM: 1) la zona frontal, la cual se encuentra débilmente metamorfizada y representa el cinturón plegado y cabalgado y 2) la zona interior, la cual experimentó metamorfismo de bajo a medio grado y está altamente cizallada. La zona interior presumiblemente representa la zona de sutura del COOM. El único afloramiento de la zona interior en el occidente de Texas y en todo México se encuentra en la Sierra del Carmen (RUDNICK & CAMERON, 1991; véase Fig. 2.18). En Sonora, la localización del margen cratónico es poco conocida (McDOWELL *et al.*, 1999).

La MMS fue propuesta por SILVER & ANDERSON (1974) y comprende un sistema de fallas laterales izquierdas con una orientación NW-SE activo durante el Jurásico medio-tardío. Esta megacizalla tendría un desplazamiento de ~800 km y se extendería desde el Desierto de Mojave en el este de California, pasando por el norte de México hasta unirse con una supuesta dorsal en el Golfo de México (véase Fig. 2.18).

La hipótesis está basada en la aparente yuxtaposición de dos provincias de basamento precámbrico de distinta edad e historia geológica en la región de Caborca, en el NW de Sonora. Sin embargo, la controversia alrededor del modelo de la MMS sigue en pie. Métodos cuantitativos (paleomagnetismo, geocronología y geoquímica) han dado resultados contrarios a la existencia de la megacizalla. Además, las correlaciones estratigráficas entre secuencias del Paleozoico superior y Mesozoico en Caborca y secuencias similares en California y Nevada no producen argumentos convincentes a favor de grandes desplazamientos (MOLINA-GARZA & IRIONDO, 2005).

DAMON *et al.* (1961) y DAMON *et al.* (1962) fueron los primeros en realizar estudios geocronológicos sobre el basamento paleoproterozoico del NW de México. Con base en datos isotópicos de K-Ar y Rb-Sr propusieron que el basamento proterozoico del SW de E.E.U.U. podría extenderse hacia el NW de México.

Pequeñas exposiciones de basamento en Chihuahua poseen edades grenvillianas (MAUGER *et al.*, 1983) consistentes con edades de corteza proterozoica en el oeste de Texas. Los afloramientos de rocas precámbricas en Sonora tienen edades de 1.6 – 1.7 Ga en el NE y 1.7 – 1.8 Ga en el oeste y se les relaciona claramente con el cratón de Norteamérica (ANDERSON & SILVER, 1981).

Sonora

Trabajos de campo y geocronológicos U-Pb en zircones llevados a cabo en Sonora por SILVER & ANDERSON (1974) y ANDERSON & SILVER (1977a, 1977b, 1979, 1981) identificaron rocas de basamento proterozoicas con edades que van de 1.8 – 1.6 Ga (Paleoproterozoico) a 1.4 – 1.1 Ga (Mesoproterozoico). Con base en lo anterior, SILVER & ANDERSON (1974) propusieron la hipótesis de la MMS.

La interpretación anterior dividiría a Sonora en dos bloques paleoproterozoicos: 1) el basamento más antiguo (1.8 – 1.7 Ga) referido como Bloque de Caborca, ubicado al SW de la traza de la megacizalla y 2) un basamento más joven (1.7 – 1.6 Ga) conocido como Bloque de Norteamérica, localizado al NE de la traza (IRIONDO *et al.*, 2004).

El basamento de la región NW de Sonora al sur de la traza hipotética de la megacizalla (Bloque Caborca), perteneciente a las provincias Mojave y/o Yavapai es, en efecto, diferente al basamento expuesto en el NE de Sonora (Bloque de Norteamérica), perteneciente a la provincia Mazatzal (CONWAY & SILVER, 1989; véase Fig. 2.20; *cf.* Fig. 2.18).

Trabajos en la región NW de Sonora enfocados en caracterizaciones geoquímicas, isotópicas y temporales, tales como los realizados en: Zona Canteras-Puerto Peñasco (ARVIZU *et al.*, 2009), Sierra Pinta y Cerro Prieto-Carina (IZAGUIRRE-POMPA & IRIONDO, 2007), Cerros San Luisito (GUTIÉRREZ-CORONADO *et al.*, 2008), Granito El Crestón (VALENZUELA-NAVARRO *et al.*, 2003), Cerro El Rajón (FARMER *et al.*, 2005) y Rancho La Lámina (AMATO *et al.*, 2008) demuestran la presencia de basamento tipo Yavapai en el Bloque de Caborca. La coexistencia de los bloques de Caborca y Norteamérica se distingue en la región de Quitovac (IRIONDO *et al.*, 2004) y en la región de Cabeza Prieta-Pinacate (NOURSE *et al.*, 2005).

Por otro lado, estudios realizados en Rancho Bámuri, Cerros El Tecolote y La Tortuga (DÓRAME-NAVARRO & IRIONDO, 2005), al S y SW de Caborca señalan la existencia de rocas de la provincia Mojave.

Chihuahua

MAUGER *et al.* (1983) fueron los primeros en reportar rocas precámbricas metamórficas en Chihuahua. En las cercanías del rancho Los Filtros ubicado en la Sierra del Cuervo (véase Fig. 2.18), 15 km al NNW de Aldama, Chihuahua se encontraron metagranitos, anfibolitas y gneises intrusionados por diques pegmatíticos sin metamorfismo. Mediante el método geocronológico K-Ar en hornblendas y muscovitas, MAUGER *et al.* (1983) obtuvieron edades grenvillianas para las anfibolitas y pegmatitas, respectivamente. Posteriormente, RUIZ *et al.* (1988) obtuvieron edades modelo de Nd (T_{DM}) para las rocas de Los Filtros que van de 1.38 – 1.48 Ga.

QUINTERO-LEGORRETA & GUERRERO-GARCÍA (1985) describieron gneises anfibolíticos a 500 m al sur del rancho El Carrizalillo, en la porción noroccidental del Cerro El Carrizalillo (véase Fig. 2.18). Estos mismos autores propusieron que las anfibolitas del rancho El Carrizalillo pertenecían al cratón de Norteamérica. Así mismo, sugirieron que las rocas precámbricas del Cerro El Carrizalillo y las de Sierra del Cuervo correspondían al mismo cratón con base en similitudes entre las rocas metamórficas y la presencia de rocas ordovícicas en el área de Mina Plomosas y el Cerro de Placer de Guadalupe.

Además de exposiciones de rocas precámbricas, existen xenolitos de corteza inferior procedentes de los conos cineríticos La Olivina (campo volcánico de Camargo) en Chihuahua y Kilbourne Hole (campo volcánico Potrillo) en Nuevo México, E.E.U.U., los cuales poseen edades modelo de Nd (T_{DM}) de 1.3 – 1.52 Ga, similares a los datos de Los Filtros (RUIZ *et al.*, 1988). Estas localidades, junto con Los Filtros, presentan rocas afines al cratón de Laurencia (*e. g.* Montañas Franklin, Van Horn y Llano *Uplift* en Texas; BICKFORD *et al.*, 2000; BARKER & REED, 2010), por lo cual representan basamento de Norteamérica autóctono (CONEY & CAMPA-URANGA, 1984; véase Fig. 2.18).

Un estudio geocronológico U-Pb en zircones de xenolitos de granulitas, también procedentes de La Olivina, fue llevado a cabo por RUDNICK & CAMERON (1991). Estos autores encontraron únicamente un xenolito con zircones de 1.8 Ga y recabaron poca evidencia del evento colisional que originó el

COOM. Esto sugiere que la zona interior del COOM fue removida de la región de La Olivina o bien, que la corteza en esta área fue desplazada por un corrimiento lateral del Jurásico (MMS).

A través de composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb en rocas del centro volcánico Tomóchic, McDOWELL *et al.* (1999) desecharon la hipótesis de la MMS. Si esta hipótesis fuera correcta, el desplazamiento posicionaría basamento afín a Laurencia (>1.6 Ga; Provincia Mazatzal) debajo del centro eruptivo ubicado en el centro-occidente de Chihuahua, lo cual no es consistente con los datos isotópicos. Esto implicaría que el margen sur de Laurencia se localizaría al norte de la región Tomóchic (véase Fig. 2.18) y que el basamento del SW de Norteamérica no estaría presente en esta zona. Además, esta configuración extendería el frente del COOM y/o el margen cratónico al norte de Tomóchic.

2.4. BASAMENTO PALEOZOICO DEL NE DE MÉXICO

2.4.1. Basamento paleozoico de la SMOr

Secuencia Sedimentaria Paleozoica

El desarrollo del basamento paleozoico para el noreste de México, particularmente en el área de Cd. Victoria, Tamps., comenzó en el Silúrico (Fig. 2.21). Durante este periodo, se depositaron sedimentos clásticos marinos someros y el registro fósil se caracterizó por fauna gondwánica. Posteriormente, el proceso de sedimentación se vio interrumpido hasta el Carbonífero (Mississippico), tiempo para el cual el noreste de México habría migrado cerca de Laurencia, reflejándose en la presencia de fauna con afinidad a Norteamérica. Para el Pensilvánico se presentó una acumulación de material turbidítico de aguas profundas y, finalmente, el cierre diacrónico del Océano Rhéico en el Pérmico temprano dio origen a secuencias turbidíticas de tipo *flysch* durante la formación de Pangea (GURSKY & MICHALZIK, 1989; GURSKY, 1996; STEWART *et al.*, 1999; véase sección 3.2).

Magmatismo paleozoico: Arcos del Carbonífero y Permo-Triásico

Durante el Carbonífero se presentó un magmatismo de arco *syn*-sedimentario que dio como resultado la generación de dos unidades ígneas en el actual noreste de México (véase Fig. 2.21): 1) la riolita El Aserradero y 2) un cuerpo plagiogranítico (tonalita Peregrina).

La riolita El Aserradero se encuentra dentro de la Secuencia Sedimentaria Paleozoica y posee una edad U-Pb en zircón de 334 ± 39 Ma (STEWART *et al.*, 1999). Las rocas pertenecientes a esta unidad

fueron clasificadas geoquímicamente como riolitas/dacitas enriquecidas en elementos incompatibles con altos contenidos de K_2O . Estas características permitieron definir su origen por fusión parcial de corteza continental superior en un ambiente de arco volcánico (DE LEÓN-BARRAGÁN, 2012).

La tonalita Peregrina está emplazada por medio de una falla dextral entre el Complejo Gneis Novillo (Mesoproterozoico) y un cuerpo metamórfico paleozoico denominado Esquisto Granjeno (véase siguiente apartado). Este cuerpo plagiogranítico fue fechado por DOWE *et al.* (2005) a través del método U-Pb en zircón en 351 ± 54 Ma y clasificado mediante geoquímica como granodiorita/tonalita. La tonalita es rica en Na_2O (DE LEÓN-BARRAGÁN, 2012), lo cual correspondería con una zona de generación más profunda en la corteza continental que aquella de la riolita durante el mismo magmatismo de arco.

No obstante que las edades de las dos rocas ígneas se traslapan si se consideran los errores analíticos, la riolita y la tonalita no presentan una relación petrogenética entre sí. Sin embargo, se considera que éstas pertenecen a dos eventos magmáticos distintos, pero ambos asociados al arco magmático continental del Carbonífero (DE LEÓN-BARRAGÁN, 2012).

También debe ser mencionado el denominado Arco Permo-Triásico (287 – 232 Ma). Se trata de un cinturón discontinuo formado por intrusivos de granito y granodiorita no metamorfizados, con una orientación general NW-SE que se extiende por toda la porción oriental de lo que hoy es México (véase Fig. 2.21). De acuerdo a TORRES *et al.* (1999), los granitoides permo-triásicos se presentan en los estados de: Chihuahua (ranchos Los Filtros y Carrizalillo), Coahuila (rancho Lindavista y Nueva Delicias), Tamaulipas (Cd. Victoria), Veracruz (Altotonga y el cinturón granítico sepultado), Oaxaca (Montenegro y el Macizo La Mixtequita) y Chiapas (Batolito de Chiapas). Este arco magmático también se extiende hacia la porción cratónica norteamericana del NW de México (*e. g.* en Sonora; ARVIZU & IRIONDO, 2011) y al sur de California donde se presentan numerosos plutones en el Desierto de Mojave (BURCHFIELD *et al.*, 1992). Este cinturón aflora incluso en Sudamérica (*e. g.* en Colombia; CARDONA *et al.*, 2010b).

El magmatismo del Carbonífero es de gran relevancia ya que puede representar el incipiente inicio de un arco continental, denominado Arco Permo-Carbonífero (ORTEGA-OBREGÓN *et al.*, 2013), que predominaría en el Paleozoico tardío y, quizá, durante todo el Mesozoico, acorde con una evolución

tectónica (geometría de placas tectónicas) y petrológica (diversidad de magmas debido a distintas fuentes, porcentaje de fusión parcial y procesos de diferenciación, entre otros).

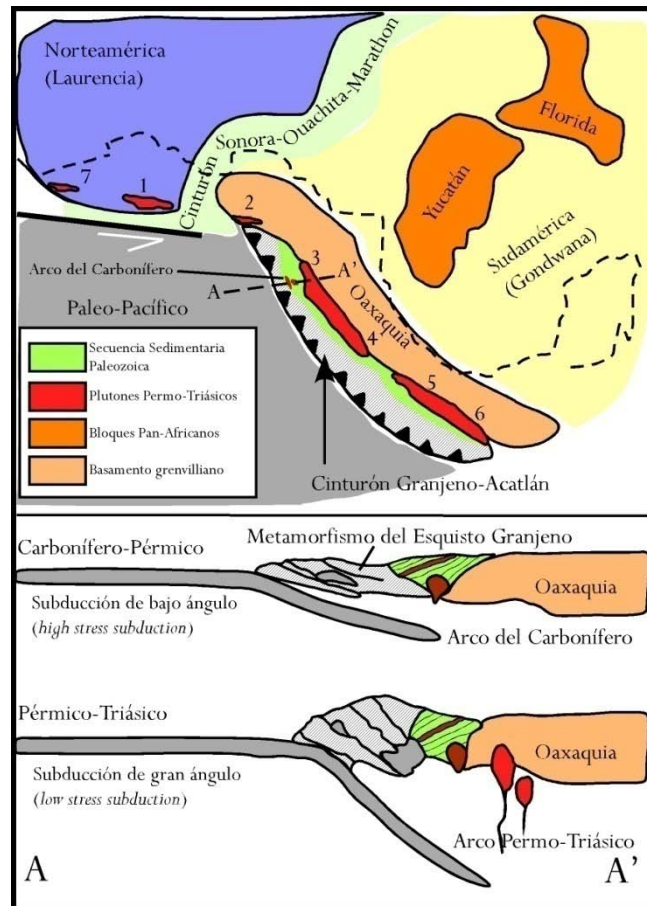


Figura 2.21. Modelo paleogeográfico que muestra la localización del Cinturón Granjeno-Acatlán y el Cinturón Sonora-Ouachita-Marathon en la porción noroccidental de Pangea. También se muestra la Secuencia Sedimentaria Paleozoica, el Arco del Carbonífero en el NE de México y el Arco Permo-Triásico en el oriente del país. En la parte inferior, el perfil A-A' representa la evolución tectónica del margen occidental para el Carbonífero-Pérmico y el Pérmico-Triásico. Figura modificada de BARBOZA-GUDIÑO *et al.* (2011) con base en aportaciones de TORRES *et al.* (1999) y ARVIZU & IRIONDO (2011). 1: Los Filtros y Carrizalillo, 2: Lindavista y Nueva Delicias, 3: Cd. Victoria, 4: Altotonga y cinturón granítico sepultado, 5: Montenegro y La Mixtequita, 6: Batolito de Chiapas y 7: Sierra Pinta.

Cinturón Metamórfico Granjeno-Acatlán

En el extremo noroccidental de Gondwana, se desarrolló una sedimentación con un aporte importante de clastos de distintos orígenes (sedimentarios, ígneos y metamórficos). Esta acumulación de material se dio frente a una zona de subducción, la cual subyacía al Océano Paleopacífico (BARBOZA-GUDIÑO *et al.*, 2011).

Mediante geocronología U-Pb en zircones detríticos, BARBOZA-GUDIÑO *et al.* (2011) estimaron que esta cuenca de antearco comenzó a recibir sedimentos desde el Cámbrico inferior (530 Ma) u Ordovícico medio (463 Ma) hasta el Silúrico inferior (430 Ma) o Devónico superior (368 Ma) a partir de rocas fuente relacionadas con: 1) el Orógeno Grenville, 2) el evento tectonotermal pan-africano, 3) un magmatismo del Ordovícico-Silúrico y 4) litologías pre-grenvillianas. Sus áreas fuente corresponderían con los bloques de Oaxaquia, Yucatán y Florida (*i. e.* terrenos peri-gondwánicos). Los sedimentos vulcanosedimentarios experimentaron metamorfismo de facies de esquistos verdes en este margen activo durante el Carbonífero-Pérmico (300 – 270 Ma), formando el Complejo Esquisto Granjeno. Esto fue contemporáneo con la depositación de la Secuencia Sedimentaria Paleozoica, la cual sólo alcanzó a ser deformada por este evento. Por otro lado, la relación geodinámica entre la actividad magmática del Carbonífero y el metamorfismo de facies de esquistos verdes es aún desconocida.

El modelo anterior, propuesto por BARBOZA-GUDIÑO *et al.* (2011), dio pie al uso del término Cinturón Granjeno-Acatlán (véase Fig. 2.21). Este cinturón relaciona las similitudes genéticas que guardan los afloramientos de rocas paleozoicas en el noreste (Aramberri *Uplift* en Nuevo León y el AHP junto con los afloramientos en Miquihuana y Bustamante en Tamaulipas) y en el sur (Complejo Acatlán en Oaxaca) de México. Se interpreta que el Cinturón Granjeno-Acatlán debió formarse posterior a la colisión entre Laurentia y Gondwana (Cinturón Sonora-Ouachita-Marathon). Es así como la deformación y el metamorfismo del Esquisto Granjeno estarían asociados a una subducción de bajo ángulo (*high stress subduction*). La posterior evolución del arco magmático mediante el incremento del ángulo de subducción (*low stress subduction*), sería congruente con la instauración del Arco Permo-Triásico en el oriente de México.

3. GEOLOGÍA LOCAL DEL ANTICLINORIO HUIZACHAL-PEREGRINA

3.1. INTRODUCCIÓN

La Sierra Madre Oriental (SMOr) es una unidad fisiográfica producto del levantamiento y deformación de rocas principalmente mesozoicas durante la Orogenia Laramide en el Eoceno tardío (EGUILUZ DE ANTUÑANO *et al.*, 2000). Esta provincia morfotectónica está localizada en el terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre (CAMPA-URANGA & CONEY, 1983; véase Fig. 1.4).

A pesar de ser objeto de estudio por décadas, el origen de la SMOr sigue siendo tema de controversia. Entre los aspectos que aún son debatibles se encuentran: 1) si el basamento proterozoico/paleozoico tuvo participación durante el desarrollo del cinturón plegado y cabalgado y 2) si en realidad los estilos y tiempos de deformación corresponden con la Orogenia Laramide (*e. g.* CHÁVEZ-CABELLO *et al.*, 2007; FITZ-DÍAZ *et al.*, 2012).

Por otra parte, en la SMOr existen escasos afloramientos de su basamento metamórfico/cristalino (MEIBURG *et al.*, 1987). La manifestación más relevante de estas rocas pre-mesozoicas aflora en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina (AHP), ubicado en las cercanías de Cd. Victoria, Tamps. (CASAS-GARCÍA, 2012). De hecho, esta localidad es la única que expone rocas precámbricas en el NE de México.

El AHP es una macroestructura laramídica con una orientación preferencial NNW-SSE (véase Fig. 1.5), la cual expone en su núcleo el basamento heterogéneo de la SMOr. ZHOU *et al.* (2006) propusieron un modelo estructural para el AHP en el cual identificaron dos eventos deformacionales ocurridos en un periodo de *ca.* 160 Ma.

El primer evento deformacional fue extensional y estuvo asociado a la apertura del Golfo de México desde el Triásico tardío hasta el Jurásico medio. El segundo episodio fue contraccional y tuvo lugar durante el acortamiento tectónico generado por la Orogenia Laramide. Este último evento se puede dividir en dos fases: 1) la fase de “piel delgada”, caracterizada por una deformación a nivel de corteza superior que afectó rocas mesozoicas y cenozoicas y 2) la fase de “piel gruesa” que exhumó las unidades basales a través de la reactivación de fallas profundas de basamento.

3.2. ESTRATIGRAFÍA DEL BASAMENTO

El caleidoscopio de litologías que conforma el basamento de la SMOr puede ser dividido, a *grosso modo*, en cuatro unidades principales (Fig. 3.1):

1. Complejo Gneis Novillo.- Se trata de la unidad más antigua (~ 1 Ga) del basamento. Los protolitos del gneis están representados por rocas sedimentarias e ígneas que fueron sujetas a deformación polifásica bajo metamorfismo en facies de granulita. En general, el gneis presenta variaciones en su estructura que van acorde con: 1) el protolito, ya sea ígneo (ortogneis; estructura bandeada) o sedimentario (paragneis; estructura masiva) y 2) el grado de deformación, ya sea con aspecto brechoide (gneis cataclástico) o con estructuras oclares (*augengneis*). Dentro de este complejo también ocurren migmatitas, una asociación de rocas ígneas plutónicas denominada *suite* AMCG, rocas con altos contenidos de óxidos de Fe-Ti y apatito (nelsonitas) y diques pre- y post-metamórficos (ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978; COSSÍO-TORRES, 1988; OROZCO-ESQUIVEL, 1990; RAMÍREZ-RAMÍREZ, 1992; KEPPIE *et al.*, 2006; TRAINOR, 2010; TRAINOR *et al.*, 2011; CASAS-GARCÍA, 2012; CASAS-GARCÍA & RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 2013).
2. Esquisto Granjeno.- Complejo metamórfico en facies de esquistos verdes perteneciente al Paleozoico superior. Los protolitos del esquisto son de origen ígneo y sedimentario. La litología metaígneas incluye: metagabros, metabasitas y serpentinitas. En contraste, la litología metasedimentaria consiste de esquistos pelíticos, psammíticos, gráficas, volcaniclásticos y metachert. Los estudios estructurales muestran indicios de, por lo menos, cuatro eventos deformacionales (EHRICKE, 1998; DOWE, 2004; DOWE *et al.*, 2005; TORRES-SÁNCHEZ, 2010; BARBOZA-GUDIÑO *et al.*, 2011).
3. Tonalita Peregrina.- Cuerpo plagiogranítico emplazado tectónicamente por fallamiento lateral derecho entre el Gneis Novillo y el Esquisto Granjeno. Microscópicamente, la tonalita presenta texturas hipidiomórficas inequigranulares deformadas con una composición principal de plagioclasa, feldespatos alcalinos y cuarzo (DE LEÓN-BARRAGÁN, 2012). A la intrusión del leucogranito se le asigna una edad U-Pb en zircón de 351 ± 54 Ma (DOWE *et al.*, 2005).

4. Secuencia Sedimentaria Paleozoica.- Esta cobertura representa a rocas paleozoicas sedimentarias deformadas pero no metamorizadas e incluye una unidad ígnea (riolita). La secuencia fue depositada en discordancia composicional (contacto no conformable) con el Gneis Novillo. Según STEWART *et al.* (1999), esta secuencia está compuesta por las siguientes formaciones:
- a. Formación Cañón de Caballeros (Silúrico).- Consiste de conglomerados, arenitas volcánicas silíceas, calizas, areniscas y limolitas. Esta formación posee tres miembros: 1) miembro inferior (espesor de ~6 m) compuesto por arenisca, conglomerado y arenita volcánica silícea con escasos braquiópodos y corales, 2) miembro Caliza Santa Ana (*grainstone* bioclástico; espesor de 2.5 m) con presencia de braquiópodos, trilobites, corales y ostrácodos y 3) miembro superior (espesor de ~100 m) formado por limolita, lutita y arenisca de grano fino con braquiópodos, trilobites, corales, briozoos y gasterópodos.
 - b. Formación Vicente Guerrero (Mississípico inferior).- Compuesta por arenitas de líticos y cuarzos, limolita y lutita. Esta unidad está dividida en dos miembros: 1) miembro inferior (espesor de ~30 m) de arenita de cuarzo y arenita lítica, localmente con estratificación cruzada y 2) miembro superior (espesor, de por lo menos, 50 m) de limolita y lutita con poca arenisca con abundantes braquiópodos, corales, briozoos y gasterópodos en la base.
 - c. Formación El Aserradero (Mississípico medio).- Esta unidad está conformada por riolitas bandeadas que representan por lo menos dos eventos de flujo. Estas rocas presentan una paragénesis de cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita, óxidos de Fe, zircones y clorita en texturas microporfídica-esferulítica, microporfídica con bandeamientos de cuarzo, microlítica fluidal, microlítica fluidal con bandeamientos de cuarzo y porfídica (DE LEÓN-BARRAGÁN, 2012). Las riolitas tienen una edad U-Pb en zircón de 334 ± 39 Ma (STEWART *et al.*, 1999).

- d. Formación Del Monte (Pensilvánico inferior).- Formada por *grainstone* bioclástico con abundante arena con cuarzo de grano fino-medio. Contiene un conglomerado de grano grueso en la base y gradación hacia el techo de arenisca a limolita. El espesor de la unidad es >220 m (GURSKY, 1996).
- e. Formación Guacamaya (Pérmico inferior).- Secuencia turbidítica de limolitas y areniscas ricas en detritos volcánicos con un espesor de 1,260 m (GURSKY & MICHALZIK, 1989).

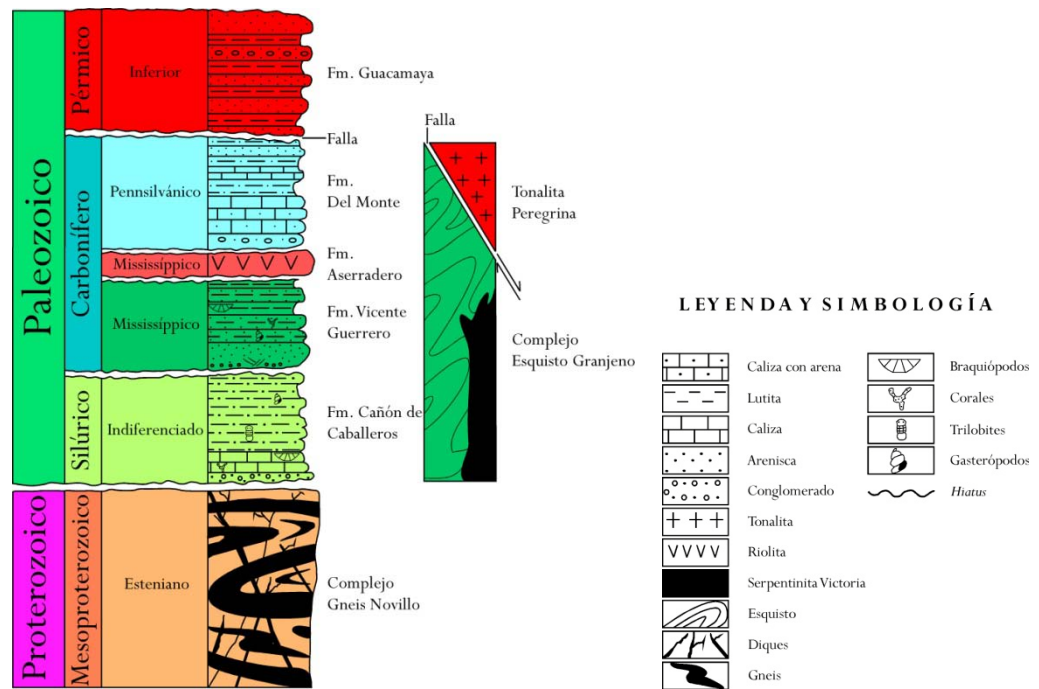


Figura 3.1. Columna estratigráfica para el basamento del NE de México. Dicha columna está basada en GURSKY (1996) y STEWART *et al.* (1999). Sin escala.

3.3. SOBREVISTA DEL COMPLEJO GNEIS NOVILLO

El Complejo Gneis Novillo es uno de los cuatro afloramientos de granulitas grenvillianas en México. Estas exposiciones se ordenan de acuerdo a la extensión territorial de forma descendente de la siguiente manera: 1) Complejo Oaxaqueño (~10,000 km²; KEPPIE *et al.*, 2003), 2) Gneis Guichicovi (~400 km²; WEBER & KÖHLER, 1999), 3) Gneis Novillo (~35 km²; TRAINOR *et al.*, 2011) y 4) Gneis Huiznopala (~25 km²; LAWLOR *et al.*, 1999; véase Fig. 2.18).

El Gneis Novillo se posiciona, dentro de este grupo, como el tercer afloramiento más extenso y el único localizado en el NE del país. Sus rocas metamórficas de alto grado, junto con las del Gneis Huiznopala, representan el basamento de la Sierra Madre Oriental (terreno tectonoestratigráfico Sierra Madre; CAMPA-URANGA & CONEY, 1983; véase Fig. 1.4), provincia morfotectónica en donde ambos complejos ocurren en el núcleo de estructuras anticlinales en sedimentos del Fanerozoico (RUIZ *et al.*, 1988).

El Gneis Novillo posee características geológicas particulares (petrológicas, estructurales, geoquímicas y geocronológicas), las cuales son brevemente abordadas en este apartado con el objetivo de mostrar una sobrevista general de este complejo en el Cañón Novillo y tomarlo como marco de referencia para el estudio de las nelsonitas incluidas en el gneis.

3.3.1. Petrología

La ocurrencia de los gneises en esta área se conoce desde el trabajo de GIRTY (1926). El nombre Gneis Novillo fue propuesto por FRIES & RINCÓN-ORTA (1965) para denominar a los gneises bandeados que afloran en el Cañón Novillo.

Los gneises tienen una estructura predominantemente bandeda (Fig. 3.2a), aunque también muestran una apariencia masiva en su localidad tipo. Las bandas están formadas por capas alternantes claras y oscuras. Las bandas claras están compuestas por cuarzos y feldspatos; mientras que, las oscuras son ricas en piroxenos y granates (ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978; COSSÍO-TORRES, 1988; RAMÍREZ-RAMÍREZ, 1992).

En el Cañón Novillo, el gneis ha sido dividido en tres litologías principales por ORTEGA-GUTIÉRREZ (1978) como sigue: 1) ortogneis bandedo, 2) meta-anortosita y 3) nelsonita. El ortogneis fue formado a partir de un cuerpo gabroide-anortosítico, lo cual está ligado con el origen de la anortosita, la cual fue posteriormente metamorfizada. La nelsonita está descrita como un cuerpo lenticular con una paragénesis esencialmente de ilmenita, apatito y rutilo.

Además de estas tres unidades litológicas, se deben mencionar los diques máficos que cortan al Gneis Novillo, los cuales pueden ser divididos en dos generaciones: 1) pre-metamórficos y 2) post-metamórficos (546 Ma; KEPPIE *et al.*, 2006). La primera generación presenta una paragénesis de

granate, cuarzo y feldespato alcalino; mientras que, los post-metamórficos muestran una asociación mineralógica principal de plagioclasa y feldespato alcalino (CASAS-GARCÍA, 2012; CASAS-GARCÍA & RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, 2013).

OROZCO-ESQUIVEL (1990) diferenció tres tipos de granulitas en el Gneis Novillo de acuerdo a sus paragénesis: 1) granulitas de granate y ortopiroxeno, 2) granulitas de granate y clinopiroxeno y 3) granulitas de piroxeno. Más tarde, CAMERON *et al.* (2004), basados en relaciones de campo y geocronología U-Pb, dividieron los ortogneises del Cañón Novillo en dos grupos: 1) un grupo antiguo de granulitas ricas en K (gneis granítico) con una paragénesis de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y granate y granulitas gabroicas (rocas migmatizadas; WEBER *et al.*, 2010) y 2) un grupo relativamente más joven de gneises charnockíticos y metagabros anortosíticos que corresponden a una *suite* AMCG (TRAINOR *et al.*, 2011). Ambos grupos fueron afectados por metamorfismo de facies de granulita. TRAINOR *et al.* (2011) mencionan la presencia de rocas metasedimentarias calcosilicatadas dentro del conjunto más antiguo.

Recientemente, un análisis estructural-cinemático y metamórfico del Gneis Novillo realizado por TRAINOR (2010) reveló una historia tectónica compleja que incluye ocho eventos mayores: 1) emplazamiento de la roca encajonante a los 1,235 – 1,115 Ma, 2) migmatización contemporánea, 3) intrusión de la *suite* AMCG a los 1,035 – 1,010 Ma, contemporáneo con el plegamiento isoclinal de la *suite* y milonitización de la roca encajonante, 4) intrusión de diques anfibolíticos de granate a los 1,010 – 990 Ma (diques pre-metamórficos), 5) sepultamiento para producir metamorfismo estático de facies de granulita y generar las texturas granoblásticas a los ~990 Ma, 6) exhumación rápida, 7) intrusión de los diques anfibolíticos porfíricos (diques post-metamórficos) a los ~546 Ma y 8) juxtaposición dextral en el Paleozoico tardío contra el Esquisto Granjeno.

3.3.2. Geología estructural

El Gneis Novillo muestra un tren estructural muy claro con orientación NW-SE y un buzamiento hacia el NE (Fig. 3.2b; ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978; COSSÍO-TORRES, 1988; OROZCO-ESQUIVEL, 1990; RAMÍREZ-RAMÍREZ, 1992; TRAINOR, 2010; CASAS-GARCÍA, 2012). Una historia de cuatro eventos tectonotermales para el gneis del Cañón Novillo (ambas *suites*), que incluyen plegamientos, han sido descritos por TRAINOR (2010) y TRAINOR *et al.* (2011):

1. El producto del primer evento es el bandeamiento composicional (capas alternantes leuco- y melanocráticas) y la foliación, estructuras dominantes en el gneis y que son interpretadas como el resultado de la diferenciación del metamorfismo de alto grado.
2. El segundo evento está registrado por pliegues isoclinales asimétricos de Clase 1C-3, los cuales se encuentran localmente replegados (Fig. 3.2c).
3. La tercera fase está superpuesta a los dos eventos anteriores y está representada por texturas granoblásticas en los gneises que indican recristalización bajo condiciones de metamorfismo estático (facies de granulita).
4. La última etapa incluye el desarrollo de subgranos y extinción ondulosa dentro de cuarzos granoblásticos.

Las primeras dos fases post-datan el emplazamiento de la *suite* AMCG pero pre-datan el metamorfismo de facies de granulita, la tercera fase coincide con el evento metamórfico y la cuarta lo post-data (TRAINOR *et al.*, 2011).

3.3.3. Geoquímica y geotermobarometría

El carácter geoquímico de ambas *suites* varía de alcalino a toleítico (ORTEGA-GUTIÉRREZ *et al.*, 1995) pero sus composiciones son distintas. Las granulitas antiguas ricas en K₂O son de composición intermedia a silícica (granodiorítica; CAMERON *et al.*, 2004; TRAINOR *et al.*, 2011). Estas rocas caen en los campos de granitoides de arco volcánico y de intraplaca en el diagrama de discriminación Y-Nb (CAMERON *et al.*, 2004), teniendo una afinidad geoquímica de arco oceánico/trasarco (Fig. 3.2d; CAMERON *et al.*, 2004; KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010; WEBER *et al.*, 2010).

Por otro lado, los gneises charnockíticos de la *suite* AMCG son de composición monzonítica (TRAINOR *et al.*, 2011). Los granitos de la *suite* AMCG caen en el campo de granitoides de arco volcánico (véase Fig. 3.2d). Sin embargo, estos granitos pudieron ser fundidos corticales, por lo que los resultados mostrados pueden no tener significado tectónico (CAMERON *et al.*, 2004).

Posteriormente, WEBER *et al.* (2010), mediante estudios isotópicos de Lu-Hf, demostraron que ambas *suites*, *i. e.* la *suite* magmática AMCG y sus rocas encajonantes (migmatitas), fueron generadas por fusión parcial de corteza inferior en un basamento de arco (fuente empobrecida) sin contribución significativa del manto (*i. e.* corteza inferior del arco oceánico de Oaxaquia; véase Fig. 2.19c).

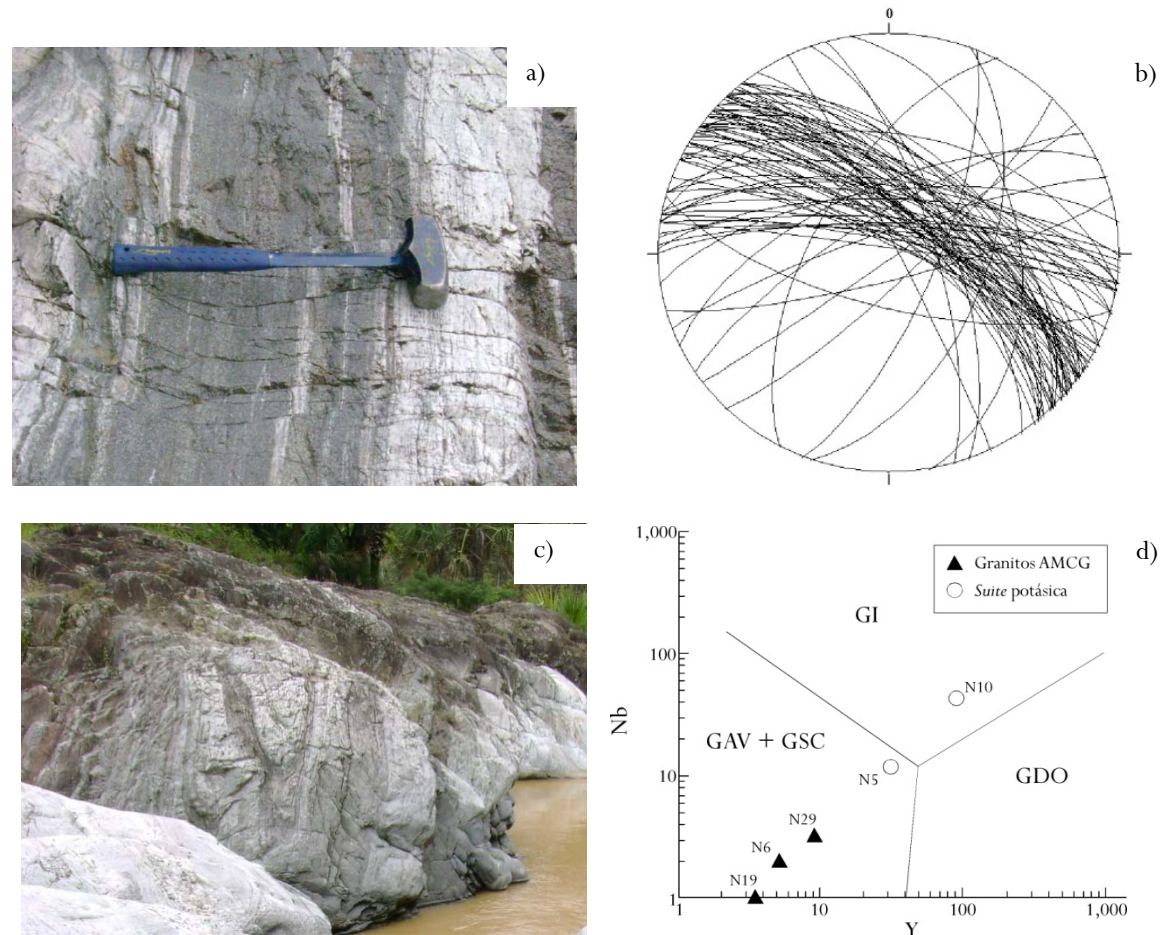


Figura 3.2. a) Detalle del Gneis Novillo (ortogneis) donde se observan sus bandas claras (de composición cuarzo-feldespática) y oscuras (ricas en piroxenos y granates), b) red estereográfica de los planos de foliación con rumbo NW-SE del Gneis Novillo en el Cañón Novillo (número de datos: 86), c) afloramiento de la *suite* AMCG donde se observa un plegamiento isoclinal y d) diagrama de discriminación tectonomagmática (en ppm) de Y vs. Nb para rocas graníticas de PEARCE *et al.* (1984). Datos de CAMERON *et al.* (2004). GAV: Granitos de Arco Volcánico, GDO: Granitos de Dorsal Oceánica, GI: Granitos de Intraplaca, GSC: Granitos *Syn*-Colisionales.

En cuanto a las condiciones del metamorfismo del Gneis Novillo, éstas corresponden a facies de granulita (700 – 800 °C y 8 – 10 kbar). Esta facie metamórfica fue estimada primeramente con base en la estabilidad experimental conocida de las paragénesis que muestran las granulitas (ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978; COSSÍO-TORRES, 1988). Sin embargo, mediante geotermómetros de Granate-Orto- y Clinopiroxeno y geobarómetros de Granate-Plagioclasa-Orto- y Clinopiroxeno-Cuarzo, OROZCO-ESQUIVEL (1990, 1991) determinó los valores de temperatura y presión pico para el metamorfismo granulítico en 730 – 775 °C y 8.9 – 9.7 kbar, respectivamente.

3.3.4. Geocronología e historia de enfriamiento

Escasos trabajos sobre geocronología han sido realizados específicamente en el Gneis Novillo en el Cañón Novillo. El primer estudio geocronológico es de DENISON *et al.* (1971), quienes reportaron edades K-Ar en dos hornblendas de gneises graníticos de 871 ± 18 Ma y 910 ± 18 Ma, además de una edad K-Ar en una mica blanca de un mármol de 920 Ma. PATCHETT & RUIZ (1987) determinaron las edades de enfriamiento Sm-Nd en granate y roca total de dos ortogneises en 887 ± 3 Ma y 904 ± 4 Ma. Una edad U-Pb de $1,018 \pm 18$ Ma en zircones de una charnockita de granate fue obtenida por SILVER *et al.* (1994). Estos autores no le atribuyeron un significado geológico a esta edad, no obstante CAMERON *et al.* (2004) propusieron dos interpretaciones para este dato: 1) la charnockita puede pertenecer a la *suite* AMCG, cuyos zircones preservaron la edad de cristalización y 2) la muestra analizada puede ser de la *suite* antigua y la edad puede representar una mezcla de zircones ígneos y metamórficos.

CAMERON *et al.* (2004) llevaron a cabo fechamientos U-Pb en zircones en el Gneis Novillo y establecieron dos grupos anteriormente citados: 1) la *suite* antigua de 1,235 – 1,115 Ma y 2) la *suite* AMCG de 1,035 – 1,010 Ma. Estos mismos autores estimaron el metamorfismo granulítico en $\sim 990 \pm 5$ Ma con base en el crecimiento de zircón metamórfico, además de interpretar una mezcla de miembros continentales y mantélicos de *ca.* 1,200 Ma por medio de datos isotópicos de Pb en feldespatos. WEBER *et al.* (2010) también analizaron zircones y obtuvieron edades U-Pb de cristalización de ~ 1.2 Ga, lo cual concuerda con modelos previos que sugerían magmatismo de arco para este tiempo (*e. g.* CAMERON *et al.*, 2004). No obstante, algunos de éstos presentan edades de ~ 1.35 Ga indicando que son relictos de una etapa temprana del magmatismo de arco oceánico sin influencia continental (WEBER *et al.*, 2010).

KEPPIE *et al.* (2006) presentaron una historia de enfriamiento del Gneis Novillo apoyados en fechamientos y temperaturas de cierre isotópico para distintos minerales (Fig. 3.3). Estos autores obtuvieron edades para una titanita en 928 ± 2 Ma por medio de la metodología U-Pb y para una biotita a través de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 697 ± 10 Ma. Las temperaturas de cierre para cada mineral en el respectivo sistema isotópico, *e. g.* ~ 660 °C para U-Pb en titanita (FROST *et al.*, 2000) y ~ 325 °C para $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita (HARRISON *et al.*, 1985), junto con las edades de los respectivos minerales establecen una disminución de temperatura de ~ 335 °C en un periodo de *ca.* 230 Ma, lo cual da una razón de enfriamiento de ~ 1.45 °C/Ma.

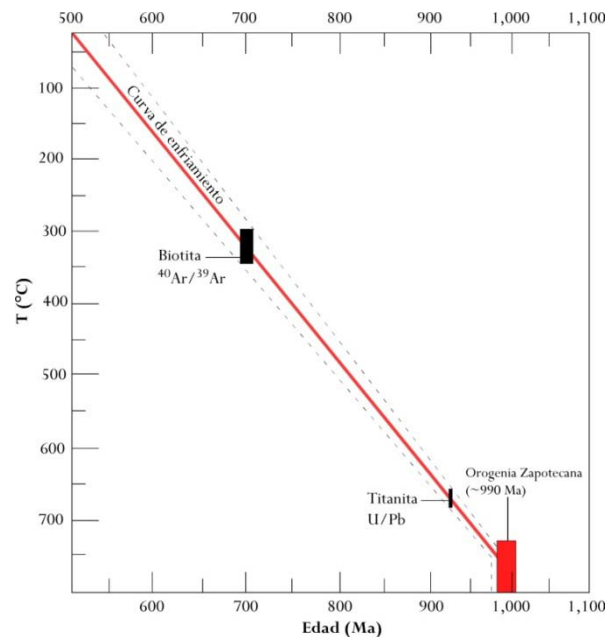


Figura 3.3. Gráfica de edad vs. temperatura que muestra la curva de enfriamiento para el Gneis Novillo. Imagen modificada de KEPPIE *et al.* (2006).

3.4. NELSONITAS

El trabajo de campo realizado en el Cañón Novillo fue limitado, ya que no se encontraron aflorando *in situ* las nelsonitas. Las muestras frescas para este estudio petrológico fueron tomadas de un pequeño terrero minero (2624258N, 140472579E; coordenadas UTM), el cual representa evidencia de obras de prospección para titanio en el área. Tales obras fueron realizadas por el Consejo de Recursos Minerales desde los años 50's.

Otro vestigio de esta actividad es una cata con dirección NE-SW (Figs. 3.4 y 3.5) encontrada en la unidad anortosítica del Gneis Novillo. Debido a factores tales como leyes bajas, precios no costeados, ubicación del lote, etc., probablemente los trabajos de exploración fueron abandonados.

Se realizaron caminamientos sobre y fuera de los arroyos del Cañón Novillo, sin embargo no se reconocieron los cuerpos nelsoníticos. La única descripción de campo que se tiene de estas rocas en el área de interés es la hecha por ORTEGA-GUTIÉRREZ (1978). Este autor reportó nelsonitas en el arroyo Los Álamos del Cañón Novillo. Estas rocas tienen espesores máximos de ~40 cm y ocurren en forma de cuerpos lenticulares alargados paralelos a la foliación principal del gneis. También pueden contener inclusiones de meta-anortosita o mostrar sus contactos interdigitados con ésta.



Figura 3.4. Cata de exploración localizada en el cuerpo anortosítico del Gneis Novillo. 2624699N, 140472913E; coordenadas UTM.

El primer trabajo técnico concerniente a la exploración titanífera en el área del Cañón Novillo es el de ACOSTA-DEL CAMPO (1956), quien sólo realizó un reconocimiento geológico preliminar para prospectar ilmenita en algunos afloramientos de la zona denominados El Ébano, La Victoria y Santa Teresa. En esta evaluación se estimó empíricamente unas 6,000 toneladas de mineral y se recomendó una mayor exploración en la zona mediante muestreos, obras mineras o sondeos con barrenos y un levantamiento geofísico magnetométrico.



Figura 3.5. La cata tiene una profundidad promedio de ~ 40 cm y una dirección NE-SW. 2624699N, 140472913E; coordenadas UTM.

Otros trabajos técnicos como el de PESQUERA-VELÁZQUEZ *et al.* (1966) consideraron sólo de cierta importancia el área titanífera; mientras que, PRIEGO DE WIT (1971) estimó unas 7,000 toneladas para la zona mineralizada.

Posteriormente, ALEMÁN-GONZÁLEZ & PALOMARES-CORTÉS (1983) reevaluaron el área de depósitos titaníferos en el Cañón Novillo. El estudio comprendió 250 hectáreas, representando un 60% del área mineralizada reconocida. Los cuerpos mineralizados se presentan en forma de vetas irregulares paralelas al rumbo de la foliación de los gneises. Se identificaron las vetas Las Palmas 1 y 2, Navidad y Los Álamos, con mineralizaciones de fierro (magnetita) y titanio (ilmenita). En las vetas de Los Álamos fueron localizadas las nelsonitas, con altos contenidos de fósforo. Un par de muestras de la zona de Los Álamos arrojaron contenidos altos en P_2O_5 (13.70% y 12.45%). Un total de reservas potenciales para la zona estudiada es de 7.5 millones de toneladas con leyes medias de 14.65% de TiO_2 y 28.00% de Fe_2O_3 .

4. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

4.1. INTRODUCCIÓN Y PRINCIPIOS BÁSICOS DEL MÉTODO

El objetivo de la Petrología es determinar la naturaleza de los sistemas físico-químicos y las magnitudes de las variables que han derivado en la formación y evolución de las rocas, así como interpretar el o los procesos geológicos implicados. Para ello, la petrología dispone de datos proporcionados por tres campos: 1) campo teórico, 2) campo experimental y 3) estudio petrológico de rocas naturales o petrología clásica. Esta última puede ser abordada mediante tres vías fundamentales relacionadas entre sí, como lo son las relaciones de campo, los estudios petrográficos y los estudios geoquímicos (CASTRO-DORADO, 1989).

La Petrografía se basa en observaciones hechas mediante un microscopio petrográfico y permite conocer la naturaleza de los cristales o granos que componen una roca, sus abundancias relativas (composición modal), las relaciones entre ellos (texturas y microestructuras), etc., lo cual provee evidencia de procesos activos durante la formación de las rocas. Lo anterior, finalmente, lleva a la clasificación de la roca y a la asignación de un nombre sistemático (CASTRO-DORADO, 1989; PHILPOTTS, 1989). La metodología empleada para el presente análisis petrográfico se dividió en dos: 1) microscopía de luz transmitida y 2) microscopía de luz reflejada.

Microscopía de luz transmitida

Para el estudio de las muestras rocosas en lámina delgada, la Petrografía se apoya en principios de la Mineralogía Óptica, la cual estudia la interacción entre los cristales y la radiación electromagnética de la luz visible (400 – 700 nm). Este tipo de análisis requiere de microscopios de luz polarizada para el estudio de materiales transparentes o translúcidos (Fig. 4.1a). El análisis con el microscopio óptico de polarización es posible gracias a dos elementos básicos del equipo: 1) un cristal polarizante (nicol) denominado polarizador que se encuentra debajo de la platina y que transmite luz polarizada en dirección N-S y 2) un segundo polarizador conocido como analizador, el cual transmite sólo luz que vibra en dirección E-W. Este último está montado en un tubo situado arriba de la platina. La identificación de los minerales presentes en las secciones delgadas se logra con base en las propiedades ópticas intrínsecas de los cristales (NESSE, 1991; BLOSS, 1994; WENK & BULAKH, 2004).

Microscopía de luz reflejada

La microscopía de menas es el nombre tradicional para el estudio de minerales opacos, aunque también es conocida como microscopía de luz reflejada. Los opacos son minerales que no permiten el paso de la luz visible a través de ellos (*e. g.* sustancias carbonosas, grafito y minerales metálicos). La microscopía de menas tiene aplicaciones en los campos de la mineralogía, geología económica y metalurgia, además del estudio de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias que contengan minerales opacos. Para estos análisis se utiliza un microscopio de luz incidente polarizada (Fig. 4.1b), equipo que, básicamente, es el mismo que el empleado en la microscopía de luz transmitida. Las partes fundamentales y que distinguen al microscopio son el reflector (prisma), siendo el medio por el cual la luz es incidida verticalmente sobre la superficie de la muestra pulida, y la fuente de luz, la cual se localiza en la parte posterior del microscopio. El estudio de las diferentes especies mineralógicas está basado en las propiedades ópticas visibles en luz incidente, así como en las asociaciones mineralógicas que forman (INESON, 1989; JACKSON, 1997).

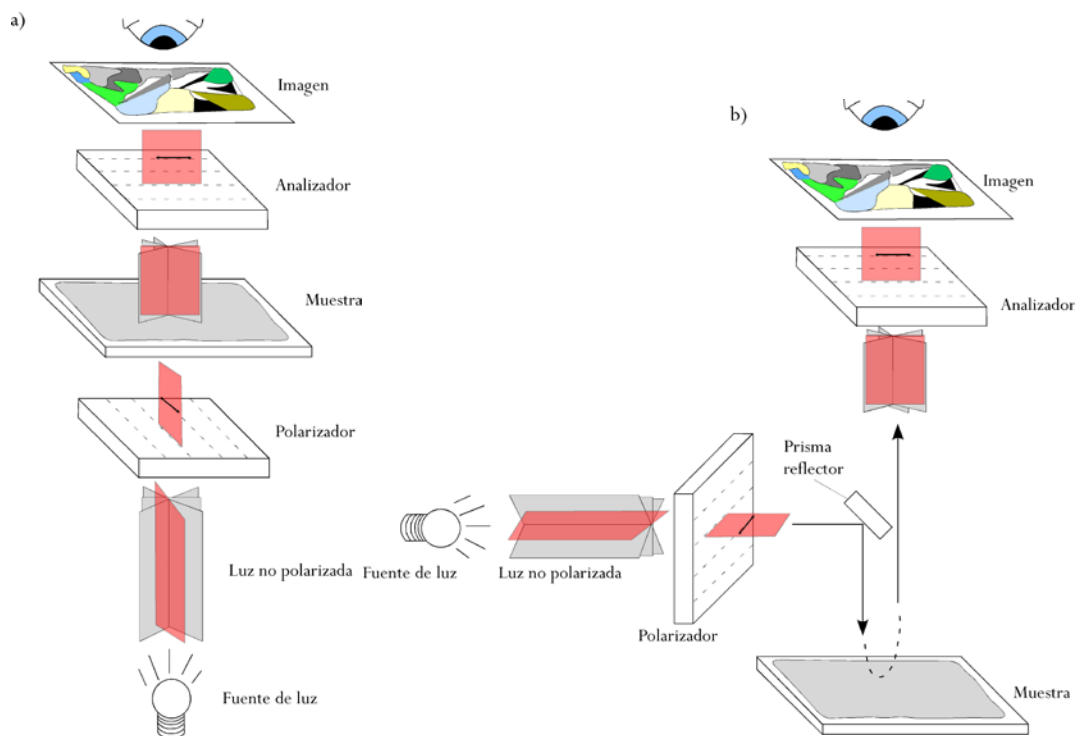


Figura 4.1. Representación esquemática general de la trayectoria de luz en un microscopio de luz transmitida (a) y en un microscopio de luz reflejada (b).

4.2. PREPARACIÓN DE MUESTRAS

La preparación de las secciones delgado-pulidas (láminas aptas para ambos estudios microscópicos) se llevó a cabo en el Laboratorio de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León (FCT/UANL). El método consistió en obtener un rectángulo con dimensiones de $\sim 4 \times 2 \times 1.5$ cm por cada muestra, empleando para ello una cortadora con disco de diamante. Después, la cara de interés de la muestra se pulió con polvos abrasivos de SiC (220 mallas) sobre un disco metálico giratorio hasta desaparecer las rayaduras causadas por la cortadora. Para un pulido más fino, se utilizaron polvos abrasivos de 800 mallas y se volvió a pulir la superficie de interés sobre una pieza de vidrio plano. Posteriormente, se adhirió con resina epóxica un portaobjetos de vidrio sobre la cara pulida. Una vez seco el pegamento, se cortó el sobrante del rectángulo con un disco de diamante más fino, obteniéndose un espesor de roca de ~ 1 mm adherido al portaobjetos. La muestra se desbastó mediante el procedimiento inicial, para terminar con un rebaje de la lámina nuevamente con polvos abrasivos de 800 mallas hasta obtener un espesor de la muestra de ~ 30 μm . La superficie de la sección delgado-pulida debe tener un brillo tipo espejo.

4.3. MICROSCOPIA Y CLASIFICACIÓN PETROGRÁFICA

Microscopía

El estudio petrográfico por luz transmitida se realizó mediante un microscopio de polarización marca LEICA DM750P equipado con una cámara digital integrada LEICA DFC295. Por otra parte, para el análisis microscópico por luz reflejada se utilizó un microscopio de polarización marca MOTIC BA310 con un reflector y una fuente de luz marca MOTIC MRL100. Ambos estudios fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Mineralogía de la FCT/UANL.

Clasificación petrográfica

La clasificación general establecida por Le MAITRE (1989) para las rocas magmáticas intrusivas contempla el uso del diagrama propuesto por STRECKEISEN (1976). Tal diagrama está basado en el contenido mineralógico de la roca, *i. e.* en el conteo modal de los principales minerales formadores de rocas (cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y feldespatoide) en la muestra. Por otro lado, la clasificación para las rocas ígneas extrusivas es distinta. El bajo grado de cristalinidad y el alto contenido

de vidrio dificultan el conteo mineral. A pesar de existir un diagrama de Streckeisen para rocas volcánicas, es pertinente la implementación de un esquema de clasificación geoquímica basado en datos analíticos los cuales son representados en el diagrama de TAS (*Total Alkali vs. Silica*). Las nelsonitas, al ser consideradas rocas ígneas, ofrecen un problema puesto que no existen esquemas de clasificación que incluyan a estas rocas. Con base en numerosos trabajos realizados en nelsonitas, no existe una clasificación petrográfica formal para estas rocas. Además, no es posible construir un diagrama ternario para composición modal (conteo de fases minerales) con el fin de identificar algún mineral dominante, ya que la IUGS sólo considera a la ilmenita y al apatito como minerales esenciales en esta roca (Le MAITRE, 1989).

4.4. ANÁLISIS PETROGRÁFICO

Un total de 19 muestras (Ne1-Ne19) de nelsonitas fueron analizadas microscópicamente por luz transmitida y luz reflejada. Los siguientes apartados describen las características más sobresalientes de las rocas, las cuales enmarcan todo el proceso de génesis.

Observaciones generales

El análisis petrográfico revela una paragénesis relativamente sencilla y repetitiva, aunque de texturas complejas. Gran parte de la mineralogía de las nelsonitas consiste de óxidos de Fe-Ti. La mayoría de los óxidos son ilmenitas y minerales que forman soluciones sólidas a temperaturas elevadas. Los tamaños de las ilmenitas son usualmente grandes, pudiendo llegar hasta escala centimétrica (>1 cm). Las ilmenitas forman agregados cristalinos que abarcan gran parte de la muestra ($\sim 2/3$ contenido modal), asemejando un mosaico de óxidos de Fe-Ti afectado por metamorfismo. El apatito ($\sim 1/3$ contenido modal) junto con la ilmenita representan los minerales formadores de la roca. Los apatitos se presentan como glóbulos o en “gotas” (hábitos no idiomorfos) usualmente dispersos dentro de los óxidos, aunque también pueden formar bandas (Fig. 4.2a y d). Sus tamaños varían desde ~ 0.05 mm hasta ~ 3 mm. El óxido de Ti (rutilo) y sulfuros de Fe (pirrotinas y piritas) ocurren en cantidades accesorias. Los rutilos aparecen en los bordes de los grandes cristales de ilmenita reemplazándola (Fig. 4.2b y c). Por ello, los tamaños y los hábitos de los rutilos varían dependiendo del tamaño de las ilmenitas. Los sulfuros son de tamaños pequeños normalmente entre 100 y 300 μm (0.1 – 0.3 mm) y algunos también muestran texturas en “gotas”. Por otra parte, la clorita y el cuarzo aparecen como minerales secundarios. De forma general, la textura de las nelsonitas es granoblástica.

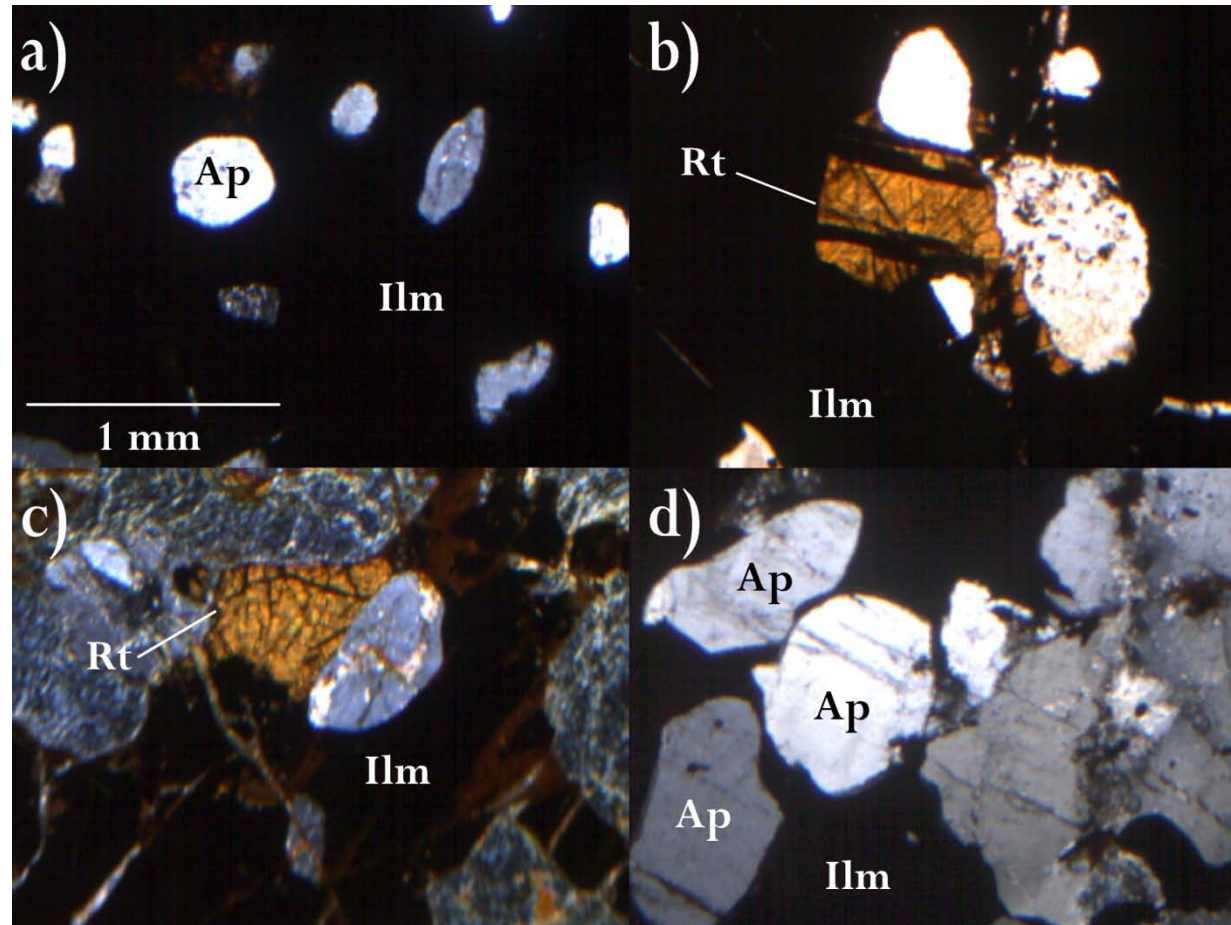


Figura 4.2. Microfotografías de características generales en las nelsonitas. a) Apatitos globulares embebidos en ilmenita (textura granoblástica general; muestra Ne3), b) rutilo magnético pseudomorfo en el borde de una ilmenita en muestra Ne3; nótese las maclas polisintéticas, c) texturas de reemplazamiento en óxidos de Fe-Ti por enriquecimiento en Ti y oxidación (muestra Ne10) y d) agregado cristalino de apatito, el cual eventualmente puede formar bandas en muestra Ne4. a) - d) por microscopía de luz transmitida (NX; 4x). Ap: apatito, Chl: clorita, Hem: hematita, Ilm: ilmenita, Py: pirita, Qtz: cuarzo y Rt: rutilo. Abreviaturas recomendadas por la Subcomisión de sistemática para rocas metamórficas (SCMR; siglas en inglés) en FETTES & DESMONS (2007).

Evidencias del origen magmático de las nelsonitas y su mecanismo de inmiscibilidad

La cantidad y los tamaños de los cristales de ilmenita hacen suponer una cristalización directa del magma. El argumento más contundente para referir aquí un proceso de inmiscibilidad líquida en las nelsonitas es la textura que presentan los apatitos y algunos sulfuros. Mecanismos de inmiscibilidad en magmas con cantidades considerables de Fe-Ti-P-S han sido reportados por diversos autores (*e. g.* RIPLEY *et al.*, 1998). Esta idea cobra relevancia debido a la relación temporal y espacial que este tipo de magmas tiene con los complejos anortosíticos, principalmente del Proterozoico. Así, se puede establecer un proceso de inmiscibilidad líquida entre un magma rico en Si y otro, en Fe-Ti-P-S. El primero formó las anortositas masivas del Gneis Novillo y el segundo, los cuerpos nelsoníticos. Dentro de la fracción rica en Fe-Ti, el P y S formaron líquidos independientes que cristalizaron posterior a las ilmenitas. De esta manera, la sucesión de cristalización para los minerales primarios fue la ilmenita y después el apatito. Esto es acorde con las observaciones microscópicas. La relación textural que guardan estos dos minerales es poikilítica, la cual es un tipo de textura de intercrecimiento. En la textura poikilítica se hace referencia a un fenómeno de crecimiento, no de exsolución o reemplazamiento. Los apatitos (Fig. 4.3a y b) y sulfuros (Fig. 4.3c y d) en forma de “gotas”, también denominadas estructuras “ocelli”, son producto de cristalización de otro líquido independiente (rico en P y S) dentro del enriquecido en Fe-Ti.

Texturas específicas de intercrecimiento (exsolución) y reemplazamiento (pseudomorfismo)

Las texturas de exsolución pueden ser desarrolladas únicamente a partir de minerales que son aptos para formar series de soluciones sólidas a temperaturas elevadas. A medida que la temperatura decae, la solución se vuelve inestable y los componentes pueden desmezclarse (INESON, 1989). En los óxidos de Fe-Ti se observaron texturas de intercrecimiento. La ilmenita presenta diminutas lamelas de exsolución de hematita en los planos 001, lo cual implica episodios de oxidación tardíos (Fig. 4.4a).

Se presume que el rutilo es de origen secundario. Este mineral aparece, por lo general, en los bordes de cristales de ilmenita, reemplazándola. En este sentido, los rutilos son pseudomorfos ya que la estructura y composición química pertenece a este mineral, aunque la forma del cristal corresponde a otro (ilmenita). A este fenómeno se le denomina pseudomorfismo (Fig. 4.4b y c). Esta alteración es atribuida a estadios tardíos de oxidación y enriquecimiento de Ti a temperaturas elevadas. Este reemplazamiento también se observa en numerosas microfracturas en las ilmenitas. No se observaron rutilos con forma de agujas, típicos de ambientes metamórficos.

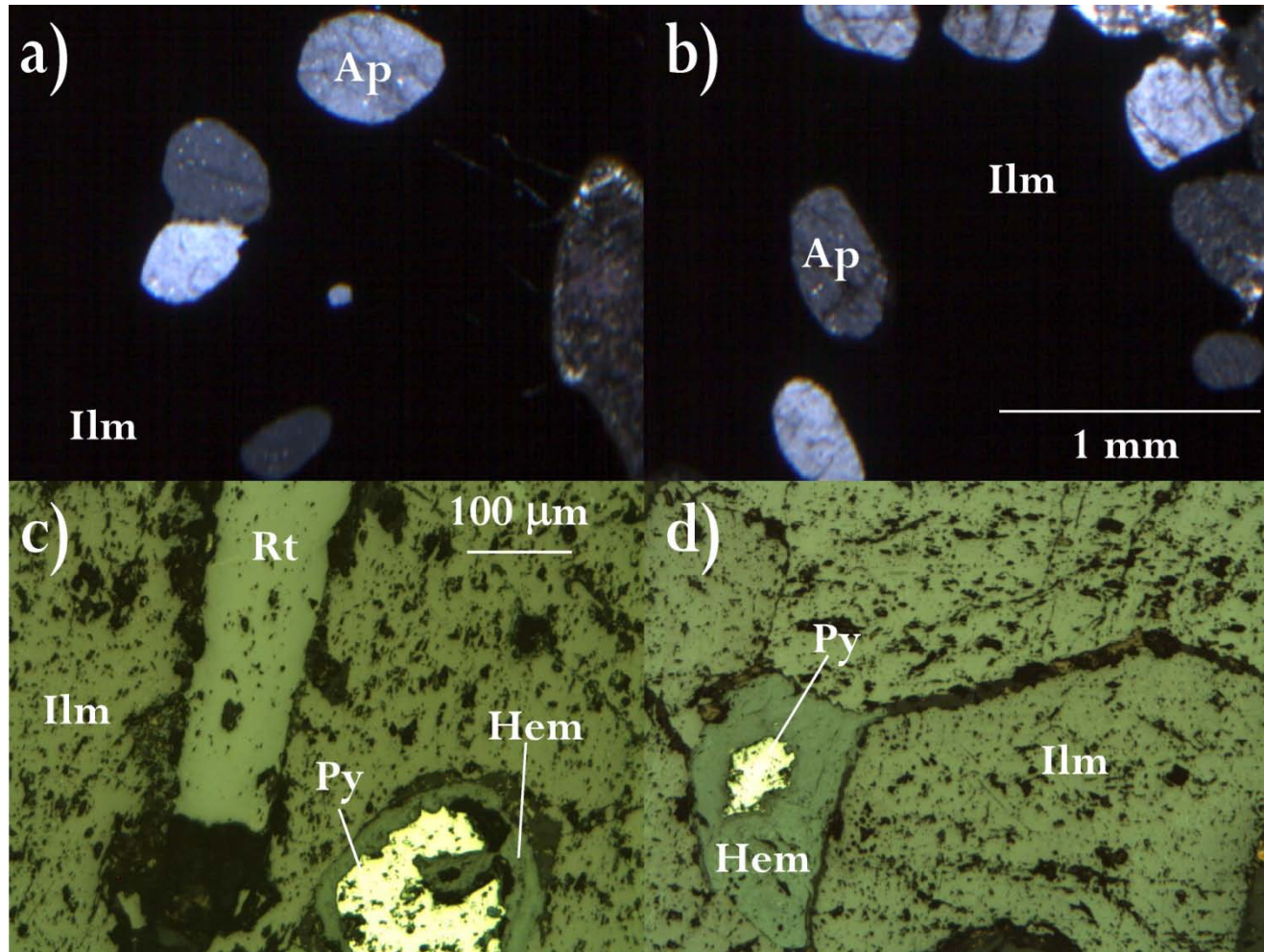


Figura 4.3. Microfotografías de indicios de inmiscibilidad líquida. a) y b) Apatitos con estructura *ocelli* dentro de ilmenitas (textura poikilítica) en las muestras Ne3 y Ne13, respectivamente. c) y d) Sulfuros de Fe, algunos con forma de “gotas” (muestras Ne1 y Ne2, respectivamente). a) y b) por microscopía de luz transmitida (NX; 4x); c) y d) por microscopía de luz reflejada (Nll; 10x). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 4.2.

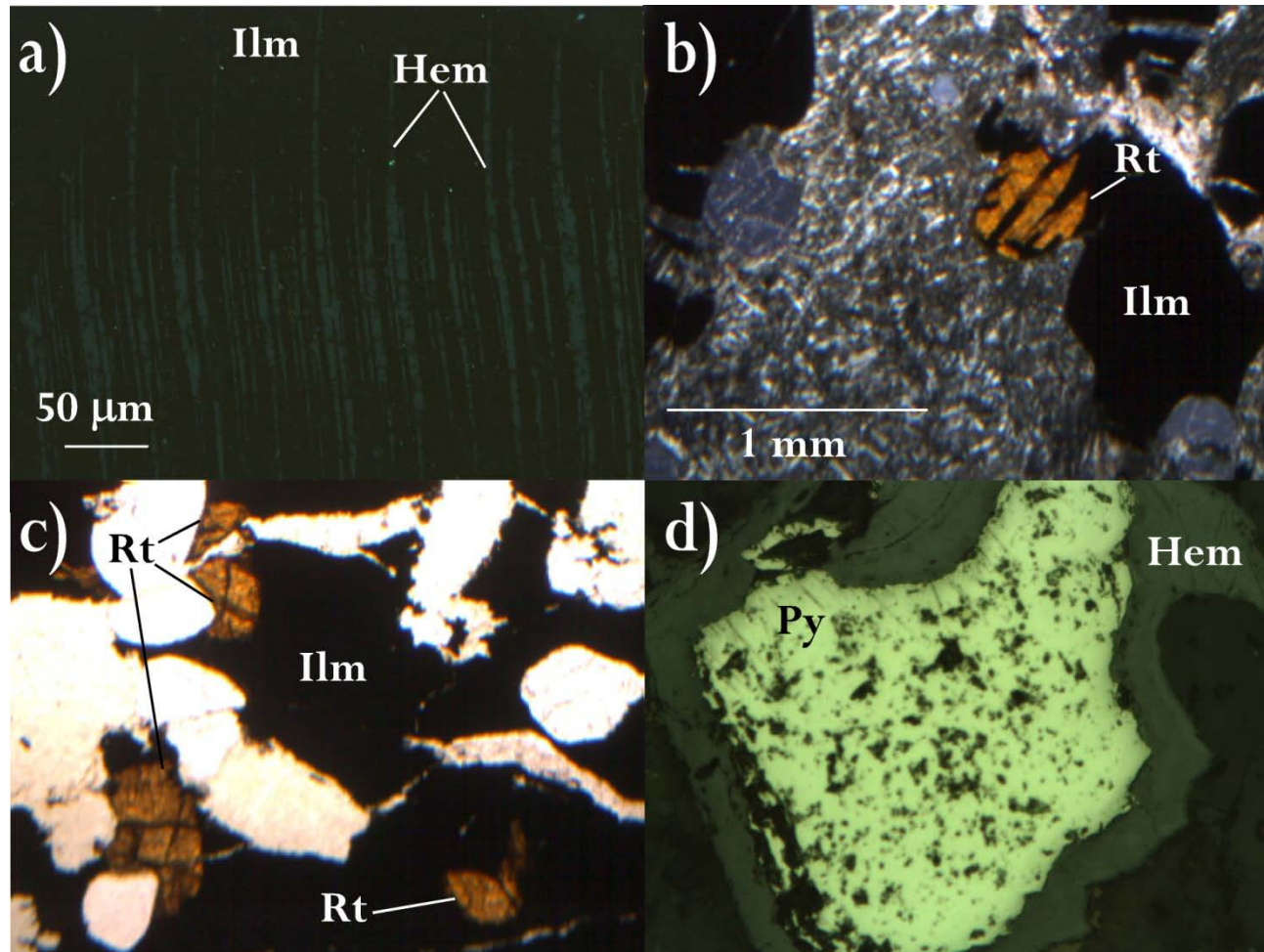


Figura 4.4. Microfotografías de texturas de intercrecimiento y reemplazamiento. a) Ilmenita con finas lamelas de exsolución de hematita (muestra Ne2; 20x), b) y c) reemplazamiento de ilmenitas por rutilos en los bordes y centro del cristal (rutilos pseudomorfo) en la muestra Ne8 (4x) y d) pirita con corona de hematita (muestra Ne1). a), b) y c) por microscopía de luz transmitida (NX, NX y Nll, respectivamente); d) por microscopía de luz reflejada (Nll; 20x). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 4.2.

Por su parte, los sulfuros también presentan evidencias de reemplazamiento por oxidación tardía. La asociación de pirrotina y piritita indica cambios en los estados de oxidación. Aparentemente, la piritita (Fig. 4.4d) es más tardía que la pirrotina.

Evidencias de recristalización por metamorfismo

Evidencias de recristalización entre los cristales de ilmenita se pueden constatar en las intersecciones de juntas triples (a 120°), dibujando una textura de cristales equigranulares poligonales los cuales forman una especie de mosaicos de óxidos de Fe-Ti (Fig. 4.5a). Esta textura de equilibrio, basada en la forma de los cristales constituyentes de la roca, es típica para rocas monominerálicas que experimentaron metamorfismo en un régimen estático. Las juntas triples representan un estado de madurez textural, conocido como maduración de Ostwald (OSTWALD, 1901). El fracturamiento en las nelsonitas es notorio y manifiesta fases deformacionales (Fig. 4.5b-d). A pesar de la evidencia sobre efectos metamórficos en la roca, no se observaron fases minerales generadas durante el metamorfismo granulítico. Además, la presencia de clorita en las nelsonitas puede indicar metamorfismo retrógrado o bien, actividad hidrotermal. En cualquiera de los casos, la clorita no fue generada durante el metamorfismo granulítico. Finalmente, la ocurrencia de cuarzos en algunas muestras es secundaria, debido a que aparecen únicamente rellenando vetillas.

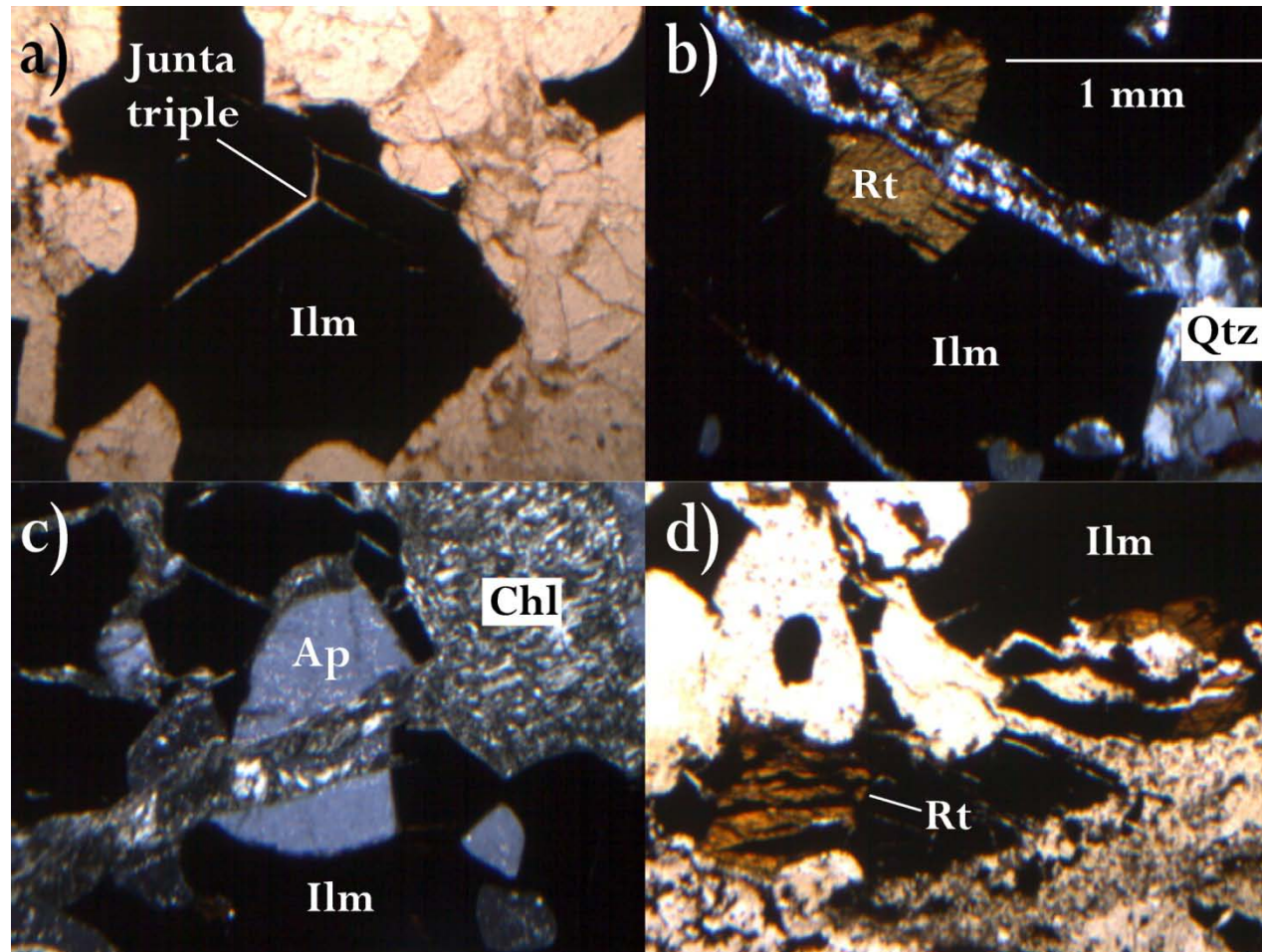


Figura 4.5. Microfotografías de evidencias de recrystalización por metamorfismo y deformación. a) Junta triple (120°) entre cristales de ilmenita formando un arreglo cristalino poligonal asemejando un mosaico (muestra Ne4), b) y c) fracturas en rutilo y apatito por eventos posteriores a la formación de las nelsonitas en las muestras Ne3 y Ne8, respectivamente y d) zona de brechamiento indicada por los bordes angulosos de los óxidos de Fe-Ti (muestra Ne3). Todos los incisos por microscopía de luz transmitida (a y d NII; b y c NX, 4x). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 4.2.

5. GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

5.1. GENERALIDADES SOBRE PROCESOS MAGMÁTICOS ASOCIADOS A ROCAS RICAS EN ÓXIDOS DE Fe-Ti

5.1.1. Fusión parcial

La composición de los elementos mayores y traza en un fundido es, en parte, determinada por el tipo de proceso de fusión y por el grado de fusión parcial (ROLLINSON, 1993). La fusión parcial y anatexis son términos generales que son referidos para cualquier proceso que genere un fundido a partir de un sistema en alguna proporción menor al total (WILSON, 1989). Existen dos modelos ideales principales para el proceso por el cual la fusión ocurre (WILSON, 1989; ROLLINSON, 1993; HALL, 1996; BEST & CHRISTIANSEN, 2001; WINTER, 2001; BLATT *et al.*, 2006; GILL, 2010):

1) Fusión parcial en lotes (*Batch melting*), también conocida como fusión en equilibrio. Este modelo describe la producción de un fundido parcial, el cual reacciona continuamente y se equilibra con la fase cristalina (sólido residual) en el sitio donde ocurrió la fusión. Dicho proceso sucede hasta que las condiciones mecánicas permiten que el líquido escape como un solo “lote” de magma, es decir, hasta el momento de la segregación. Hasta este punto, la composición original del sistema permanece constante (sistema cerrado). La fusión en lotes involucra un grado de fusión parcial hasta el umbral de permeabilidad, seguido por la segregación y acumulación del magma.

2) Fusión fraccionada, referida en ocasiones como fusión en desequilibrio o Rayleigh. Durante este proceso una pequeña cantidad de fundido parcial es generado e instantáneamente aislado de la fuente, *i. e.* continuamente removido del sistema tan pronto se forma, de tal manera que no existe reacción con el sólido cristalino. Para este tipo de fusión parcial la composición del sistema cambia continuamente (sistema abierto). La fusión fraccionada puede ocurrir en el manto sólo si éste se torna permeable a bajos grados de fusión parcial (<1%). El equilibrio, por tanto, se logra únicamente entre el fundido y las superficies de los granos minerales en la fuente.

El parámetro crítico que controla la naturaleza del proceso de fusión parcial es la habilidad del magma generado para segregarse del sólido residual (MAALØE, 1985). Existen varias formas para lograr la fusión parcial del manto terrestre (5 – 30% grados de fusión parcial): a) perturbaciones termales

anómalas de la geoterma, b) disminuyendo el *solidus* (y *liquidus*) por la adición de volátiles al sistema y c) decompresión adiabática (fusión por pérdida de presión) de lherzolita del manto (WILSON, 1989).

5.1.2. Cristalización fraccionada

La diferenciación magmática trata básicamente de la evolución composicional de un magma homogéneo original a otro heterogéneo, generando por consecuencia una amplia diversidad de rocas ígneas (WILSON, 1993; HALL, 1996). La cristalización de un magma no es instantánea, sino que toma lugar durante un periodo prolongado de tiempo. En un magma parcialmente cristalizado, los cristales y el líquido raramente poseen composiciones similares, de esta manera si los cristales son removidos del magma, el fundido restante diferirá del magma original. El resultado es un cambio progresivo en la composición del magma, descrito como cristalización fraccionada (HALL, 1996). Tradicionalmente, las ideas sobre diferenciación magmática han sido divididas en procesos de diferenciación en estado líquido y procesos de diferenciación cristal + líquido o cristalización fraccionada (WILSON, 1993; Fig. 5.1).

HARKER (1894, 1909) y BOWEN (1928) pensaban que los procesos de fraccionación cristal + líquido eran los causantes principales de la diferenciación magmática. BECKER (1897) fue el primero en introducir el término cristalización fraccionada, estableciendo que dicho fenómeno se lograba mediante el transporte de componentes en la fase líquida por corrientes de convección. Por otro lado, HARKER (1894, 1909) relacionó la fraccionación de cristales a procesos de difusión.

La decantación gravitativa de minerales en un magma es el mecanismo referido más común dentro del proceso de diferenciación cristal + líquido (HALL, 1996). Éste fue propuesto por DARWIN (1844) como causa principal de la fraccionación, no obstante HARKER (1909) no consideró importante este mecanismo. La viabilidad de los procesos anteriores aún sigue siendo tema de debate (WILSON, 1989, 1993).

La separación cristal-líquido domina los procesos de diferenciación, siendo la cristalización fraccionada el mecanismo más importante (HALL, 1996). Sin embargo, no es claro si el proceso ocurre, ya sea por cristalización en paredes, techo o piso en una cámara magmática (diferenciación *in situ*) o por movimientos relativos de cristales y el líquido (decantación gravitativa; WILSON, 1993).

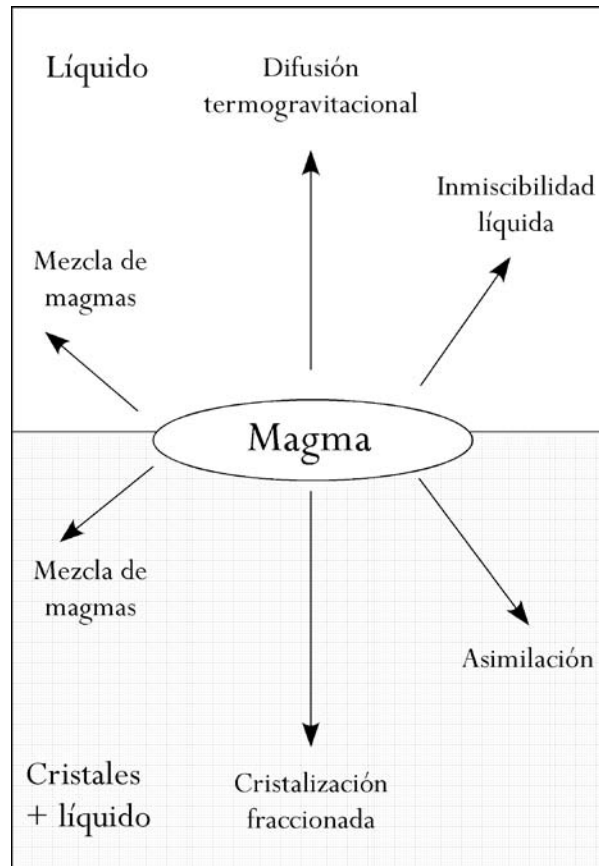


Figura 5.1. Esquema general sobre los principales procesos responsables de la diferenciación magmática. Modificado de WILSON (1993).

5.1.3. Inmiscibilidad líquida

La inmiscibilidad líquida (mecanismo de diferenciación en líquidos; véase Fig. 5.1) involucra la separación de un magma homogéneo original en dos fracciones coexistentes como respuesta a cambios en la presión, temperatura y composición (WILSON, 1993; HALL, 1996).

La idea de que la inmiscibilidad líquida actúa como un mecanismo de diferenciación probablemente fue propuesta por SCROPE (1825) y manejada con más seriedad años después por HARKER (1909), DALY (1914) y BOWEN (1928).

La aceptación de la inmiscibilidad como un proceso petrogenético viable para la diversificación de magmas ha sido debatida a lo largo de los años (ROEDDER, 1979). Aunque la inmiscibilidad líquida es, ahora, ampliamente aceptada como un fenómeno en magmas naturales, los alcances de este proceso siguen en duda y su importancia en la generación de grandes cuerpos o de proporciones significativas de

rocas magmáticas evolucionadas no es clara (WINTER, 2001). Pese a todo lo anterior, la inmiscibilidad no es considerada un proceso petrogenético mayor (WILSON, 1989).

Algunos ejemplos de sistemas donde la inmiscibilidad líquida ha sido demostrada son:

1. Silicato-silicato: KAlSi_2O_6 - Fe_2SiO_4 - SiO_2 (leucita-fayalita-cuarzo; ROEDDER, 1951).
2. Silicato-óxido: KAlSi_3O_8 - FeO - SiO_2 (NASLUND, 1976).
3. Silicato-fosfato: Magnetita + Apatito + Diorita (PHILPOTTS, 1967).
4. Silicato-carbonato: Al_2O_3 + SiO_2 - Na_2O - CaO en presencia de CO_2 (FREESTONE & HAMILTON, 1980).
5. Silicato-sulfuro: FeS - FeO - Fe_3O_4 - SiO_2 (MACLEAN, 1969).

ROEDDER (1979) llevó a cabo una revisión sobre evidencias para la inmiscibilidad líquida en un amplio rango de rocas magmáticas y sugirió que en sistemas silicatados la inmiscibilidad produce un fundido alumino-silicatado félsico y otro rico en Fe, Mg, Ca y Ti.

Por otro lado, PHILPOTTS (1982) consideró que los líquidos inmiscibles están presentes en cantidades suficientes como para ser considerados medios de diferenciación magmática durante las etapas finales de cristalización de magmas.

En fundidos silicatados, estudios experimentales han identificado un alcance limitado de la inmiscibilidad líquida y la evidencia petrográfica para dicho proceso es escasa (HALL, 1996). No obstante, PHILPOTTS (1979) mencionó que la evidencia para líquidos conjugados ricos en Fe y Si se puede encontrar en la matriz de muchos basaltos toleíticos, en donde diminutas gotas de vidrio de color café oscuro se encuentran dentro de una matriz de vidrio más pálida.

Estudios experimentales han demostrado que la inmiscibilidad líquida puede ocurrir en dos tipos de fundidos silicatados: a) en fundidos basálticos muy ricos en Fe (un líquido rico en Fe y P y otro rico en Si) y b) en fundidos muy alcalinos (rocas alcalinas-carbonatitas; WILSON, 1989). En fundidos con composiciones de silicato-carbonato y silicato-sulfuro, la inmiscibilidad es más extensa y los procesos probablemente han operado a gran escala (HALL, 1996).

El criterio para la existencia de la inmiscibilidad líquida en sistemas naturales está basado en datos mineralógicos, petrográficos y geoquímicos (WILSON, 1989).

Mineralógicamente, los líquidos inmiscibles están en equilibrio, por tanto deben estar en equilibrio con los mismos minerales (BOWEN, 1928). Si los dos líquidos asociados cristalizan diferentes minerales, o el mismo mineral pero con diferentes composiciones, no pueden ser un par inmiscible (WINTER, 2001).

Petrográficamente, el líquido inmiscible más rico en Si y menos abundante, se formará como glóbulos o gotas en el líquido menos silíceo. A causa de la diferencia en densidades, los dos líquidos eventualmente podrían segregarse en capas contrastantes. Es una propiedad de los fundidos inmiscibles que las fases cristalinas en equilibrio sean las mismas, pero en diferentes proporciones modales (BEST & CHRISTIANSEN, 2001).

En lo que respecta a la geoquímica, los magmas deben ser inmiscibles al ser calentados experimentalmente o bien, deben graficarse en los límites de los campos de inmiscibilidad conocidos, según sea el sistema que se utilice. Además, se puede emplear el patrón de fraccionación de elementos traza entre los dos líquidos para evaluar su inmiscibilidad. En este caso, algunos elementos incompatibles (*e. g.* P) son preferentemente incorporados a líquidos máficos ricos en Fe sobre el silíceo complementario (WINTER, 2001).

En un caso extremo, incluso una roca granítica relativamente empobrecida en estos elementos traza incompatibles puede ser producto de inmiscibilidad líquida. Sin embargo, se debe considerar que una concentración baja en un elemento traza en particular también puede resultar si el líquido fue derivado de una fuente empobrecida. De esta forma, es más confiable si ambas rocas que representan los dos líquidos inmiscibles son evaluadas (WINTER, 2001).

5.1.4. Fugacidad de oxígeno (fO_2)

La concentración de oxígeno en magmas puede ser expresada como fugacidad de oxígeno (fO_2), la cual es una medida de la “tendencia de escape” de un componente retenido en una solución (HALL, 1996) o bien, la medida del grado de oxidación de un sistema a una temperatura dada (WILSON, 1993).

La fO_2 es una propiedad termodinámica intensiva importante que controla la evolución de sistemas magmáticos (RYABCHIKOV & KOGARKO, 2006; COTTRELL & KELLEY, 2011). Este parámetro puede determinar la cristalización del ensamble mineral y, por tanto, gobernar la cristalización fraccionada (RYABCHIKOV & KOGARKO, 2006), afectando los productos de la diferenciación magmática (THY *et al.*, 2006).

La fO_2 puede regular la partición de elementos (especiación) entre el fundido y las fases sólidas, particularmente para elementos con valencia variable (*e. g.* Fe, Eu, S, V y Cr), controlando, así, su disponibilidad para participar en reacciones químicas (RYABCHIKOV & KOGARKO, 2006; COTTRELL & KELLEY, 2011).

La fO_2 también controla la especiación de componentes volátiles y su impacto en la génesis de magmas y su diferenciación (RYABCHIKOV & KOGARKO, 2006). Del mismo modo, la fO_2 influye en la saturación de minerales de óxidos de Fe-Ti, las relaciones Fe^{3+}/Fe^{2+} en sólidos y líquidos, contenidos modales de ensambles minerales y la línea líquida de descenso (JUSTER *et al.*, 1989; SNYDER *et al.*, 1993; ARISKIN, 1999, 2002). El tiempo de cristalización de óxidos de Fe-Ti es dependiente de las condiciones del sistema magmático, en particular de la fO_2 (HOWARTH & PREVEC, 2013).

El ejemplo más importante de este parámetro es el fuerte enriquecimiento de Fe sin incremento en el contenido de Si durante la cristalización de basaltos toleíticos a fO_2 relativamente bajas (tendencia de Fenner) y el rápido incremento en el contenido de Si debido a la cristalización temprana de magnetita (tendencia de Bowen de las series magmáticas calco-alcalinas) bajo condiciones oxidantes (OSBORN, 1959; PRESNALL, 1966).

Algunos procesos del manto superior que son afectados de manera crítica por la fO_2 incluyen las relaciones de fases magmáticas durante la fusión y cristalización, la partición de elementos traza, la profundidad al inicio de la fusión y la desgasificación volcánica (COTTRELL & KELLEY, 2011).

En sistemas de varios componentes, la relación entre el estado de oxidación del Fe y la fO_2 no siempre es directa. Existe discusión sobre cual variable es dependiente y cuál independiente (FROST, 1991; CANIL *et al.*, 1994; McCAMMON, 2005; HERD, 2008).

5.2. METODOLOGÍA ANALÍTICA: FUNDAMENTOS, PROCEDIMIENTO Y RESULTADOS DE LA ESPECTROMETRÍA

5.2.1. Generalidades sobre Espectrometría de Emisión Atómica y de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente

En la Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES; siglas en inglés) las muestras deben prepararse como solución, mismas que deben ser primero nebulizadas para después ser inyectadas en el plasma en forma de aerosol. Concerniente a esto, la cámara de nebulización juega un papel importante al limitar el tamaño de las gotas de aerosol que llegan al plasma. Mientras pasan a través del plasma (usualmente de argón), las gotas de aerosol son rápidamente calentadas a temperaturas de entre 6,000 y 8,000 K, llegando hasta los 10,000 K por efectos de conducción, convección y radiación. Bajo estas condiciones, las gotas de aerosol experimentan una eficiente volatilización y atomización. Mediante esta técnica se pueden medir entre 20 y 60 elementos en un tiempo de 2 a 3 minutos (POTTS, 1987).

Por otra parte, un espectrómetro de masas es un instrumento diseñado para separar átomos con carga y moléculas con base en sus masas tomando en cuenta los movimientos de sus campos magnéticos y eléctricos. Primeramente, las muestras deben ser preparadas como solución al igual que en la metodología de ICP-AES. Para el análisis de masa de muestras sólidas, una sal del elemento es depositada en un filamento, el cual es montado en la fuente. El filamento (compuesto de Ta, Re o W) es calentado eléctricamente a una temperatura suficiente para volatilizar el elemento a ser analizado. La alta temperatura del filamento que se evapora causa la ionización del vapor. Los iones resultantes son acelerados y colimados a un haz. El haz de iones entra a un campo magnético donde éste desvía el haz de iones y lo separa. Los haces de iones separados pasan al analizador y finalmente al colector. La Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS; siglas en inglés) consiste en un espectrómetro de masas con plasma de argón como fuente de iones, a diferencia del ICP-AES donde el plasma es usado como fuente para mediciones por emisión óptica (POTTS, 1987). La técnica usa las características del plasma para ionizar eficientemente la muestra. El espectrómetro de masas consiste de tres componentes fundamentales: 1) una fuente de iones, 2) un electroimán y 3) un colector de iones (FAURE, 1986; POTTS, 1987).

5.2.2. Preparación y análisis de muestras

Trituración y molienda

El procedimiento de trituración se efectuó como sigue: con un martillo geológico se removió la capa superficial intemperizada. Después, la roca fue triturada por una quebradora de quijadas SIEBTECHNIK EB 776 a tamaños de grano $<1 \text{ cm}^3$. Posteriormente, la muestra fue homogeneizada y cuarteada manualmente para obtener $\sim 200 \text{ g}$. La cantidad anterior fue vaciada en un recipiente forrado de ágata en su interior, el cual fue montado dentro de un molino vibratorio SIEBTECHNIK TS 100 A. Dentro de este molino la muestra fue pulverizada a tamaños <400 mallas. Para cada muestra se separó una porción de $\sim 90 \text{ g}$ para los estudios geoquímicos.

Análisis de las muestras y presentación de datos

Las muestras, seleccionadas previamente con base en el estudio petrográfico, fueron enviadas a los laboratorios comerciales Acme en Vancouver, Canadá. El personal de laboratorio aplicó el paquete 4AB1, preparando las muestras con una fusión de metaborato-tetraborato de litio ($\text{LiBO}_2\text{-Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$). Las abundancias de elementos mayores y traza fueron determinadas por Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-AES; siglas en inglés) y Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS; siglas en inglés), respectivamente. Las condiciones de análisis involucraron el uso de Muestras Internacionales de Referencia Geoquímica (MIRG), las cuales fueron proporcionadas por los laboratorios Acme para el óptimo control de calidad. Además, los límites de detección para los elementos mayores fueron establecidos a 0.01% wt., con excepción del Fe_2O_3 (0.04% wt.). Por otro lado, los elementos traza fueron detectados dentro del rango de 0.01 y 8 ppm.

Un total de nueve muestras de nelsonitas con las claves Ne3, Ne5, Ne6, Ne7, Ne8, Ne12, Ne13, Ne14 y Ne17 fueron elegidas para los estudios geoquímicos. Adicionalmente, se colectaron tres muestras de anortositas (An1, An2 y An3) de la *suite* AMCG del Gneis Novillo y se anexaron datos analíticos reportados por CAMERON *et al.* (2004) para cinco ferrogabros de la misma *suite* (N-14, N-33, N-18, N-20 y N-13). Los datos obtenidos de los análisis, junto con los tomados de CAMERON *et al.* (2004), son reportados en las tablas 5.1 y 5.2. Los valores de los elementos mayores se ajustaron al 100% en base seca (sin agua ni volátiles) y se muestran en las tablas 5.3 y 5.4.

Tabla 5.1. Composición química de elementos mayores (% wt.) y traza (ppm) en bruto para las nelsonitas del Cañón Novillo (para coordenadas véase sección 3.4). Los valores con < indican que sus concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. PPI: Pérdida por Ignición, Σ : Suma.

Muestra	Ne3	Ne5	Ne6	Ne7	Ne8	Ne12	Ne13	Ne14	Ne17
SiO ₂	10.42	12.25	3.92	11.19	7.44	7.42	7.21	7.50	11.41
TiO ₂	34.38	28.03	21.81	28.05	33.92	31.77	32.85	25.49	31.61
Al ₂ O ₃	2.42	1.61	0.56	2.65	1.56	2.88	1.69	1.78	3.09
Fe ₂ O ₃ (Total)	38.34	34.27	23.56	33.00	39.85	35.02	37.91	29.95	35.82
MnO	0.36	0.29	0.22	0.27	0.31	0.33	0.35	0.25	0.33
MgO	2.74	3.49	0.67	2.60	2.76	3.07	2.01	2.09	3.11
CaO	6.92	11.83	28.86	12.40	8.88	11.11	10.84	19.11	8.37
Na ₂ O	0.02	0.03	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K ₂ O	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
P ₂ O ₅	3.71	5.68	18.53	7.93	5.05	7.05	6.83	12.20	4.16
Cr ₂ O ₃	0.162	0.123	0.088	0.120	0.144	0.142	0.144	0.113	0.142
PPI	0.10	2.10	1.40	1.50	-0.20	0.90	-0.20	1.20	1.60
Σ	99.59	99.70	99.62	99.71	99.71	99.69	99.63	99.68	99.64
V	1240.00	890.00	679.00	879.00	1053.00	979.00	1028.00	782.00	972.00
Ni	29.90	42.60	17.20	27.30	23.60	39.30	39.50	29.20	70.70
Co	76.70	85.50	37.20	58.90	64.10	44.70	61.10	49.00	77.40
Zn	157.00	96.00	26.00	102.00	114.00	163.00	188.00	52.00	240.00
Cu	14.40	38.70	18.50	8.80	9.30	8.10	10.60	9.40	41.80
Ga	11.10	7.50	3.40	7.70	7.70	6.30	7.70	6.20	8.10
Rb	0.30	0.20	<0.10	<0.10	<0.10	0.30	<0.10	<0.10	<0.10
Sr	61.50	79.90	376.60	106.90	62.20	103.00	133.50	147.40	89.10
Y	58.50	76.00	201.90	88.80	66.10	84.80	85.80	133.20	47.30
Zr	475.70	245.70	157.50	537.10	133.60	330.20	621.20	133.20	438.90
Nb	116.00	79.60	54.70	77.50	90.10	92.10	88.60	64.90	87.90
Mo	1.00	0.40	0.40	0.50	0.30	0.40	0.50	0.30	0.90
Cs	<0.10	<0.10	<0.10	0.20	0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
Ba	19.00	8.00	8.00	8.00	3.00	7.00	9.00	<1.00	16.00
Hf	10.80	6.00	3.40	12.00	3.60	7.10	15.50	3.50	10.20
La	25.10	38.0	131.50	51.10	30.60	41.50	50.20	70.90	22.80
Ce	70.80	100.70	348.40	136.90	85.30	109.40	118.70	200.50	59.30
Pr	12.26	16.17	54.92	21.68	13.87	17.57	19.69	32.82	9.83
Nd	62.40	80.70	274.50	112.10	66.90	89.80	102.30	166.00	53.30
Sm	15.25	19.83	62.70	26.13	17.04	22.31	24.13	41.70	12.93
Eu	2.47	3.49	9.92	4.08	2.90	3.83	3.79	6.15	2.10
Gd	17.07	22.94	68.33	28.36	18.36	24.69	25.34	44.72	13.72
Tb	2.02	2.84	8.28	3.47	2.33	3.06	3.16	5.35	1.70
Dy	11.34	15.82	45.11	18.58	13.26	17.76	17.16	29.53	9.61
Ho	2.03	2.75	7.21	3.14	2.36	3.29	3.07	4.76	1.69
Er	5.21	6.16	15.91	7.69	6.00	8.33	6.67	10.61	4.73
Tm	0.67	0.71	1.64	0.85	0.71	0.97	0.74	1.08	0.58
Yb	4.03	3.79	7.47	4.56	4.20	5.84	3.99	5.12	3.82
Lu	0.62	0.53	0.89	0.60	0.60	0.82	0.48	0.63	0.56
Ta	7.70	5.50	3.40	4.80	5.50	5.80	5.60	4.00	5.80
Pb	1.90	0.90	3.80	1.10	0.90	1.40	8.70	1.40	1.60
Th	0.60	0.40	4.50	1.00	0.70	0.50	1.10	1.80	0.80
U	0.60	0.40	1.60	0.60	0.50	0.60	0.80	0.90	0.40

Tabla 5.2. Composición química de elementos mayores (% wt.) y traza (ppm) en bruto para las anortositas (este trabajo) y ferrogabros (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo (coordenadas no reportadas para ferrogabros). Los valores con < indican que sus concentraciones se encuentran por debajo del límite de detección. PPI: Pérdida por Ignición, Σ : Suma, espacio en blanco: dato no disponible.

Muestra	An1	An2	An3	N-14	N-33	N-18	N-20	N-13
SiO ₂	51.57	51.43	49.71	47.96	50.21	51.59	51.82	52.40
TiO ₂	0.11	0.09	0.10	6.20	5.57	5.27	5.67	5.09
Al ₂ O ₃	26.88	26.93	27.67	12.70	13.38	12.90	14.02	13.00
Fe ₂ O ₃ (Total)	0.76	0.67	0.70	12.92	13.90	12.59	10.85	11.01
MnO	0.02	0.02	0.02	0.15	0.22	0.16	0.10	0.11
MgO	0.05	0.03	0.02	3.24	3.47	3.45	3.50	2.20
CaO	13.48	13.53	14.99	8.95	8.48	7.37	8.06	13.57
Na ₂ O	5.05	5.07	4.46	2.68	2.02	2.41	2.95	0.14
K ₂ O	0.18	0.11	0.06	1.72	0.15	1.82	0.16	0.03
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	3.50	2.62	2.44	2.87	2.45
PPI	1.70	2.00	2.10					
Σ	99.83	99.91	99.86	100.02	100.02	100.00	100.00	100.00
V	<8.00	<8.00	<8.00					
Ni	1.90	0.80	1.30					
Co	1.30	0.70	1.20					
Zn	<1.00	<1.00	<1.00					
Cu	4.30	0.40	0.90					
Ga	24.90	23.20	26.10					
Rb	1.90	1.30	0.90	19.00	7.00	26.00	10.00	5.00
Sr	819.30	815.50	919.9	763.00	519.00	711.00	603.00	2173.00
Y	1.60	1.20	1.10	57.00	50.00	45.00	40.00	44.00
Zr	47.00	5.50	12.20	663.00	549.00	429.00	596.00	481.00
Nb	0.70	0.40	0.80	30.00	30.00	25.00	27.00	26.00
Mo	0.10	<0.10	<0.10					
Cs	<0.10	<0.10	<0.10					
Ba	50.00	35.00	25.00					
Hf	1.30	<0.10	0.20					
La	24.20	13.30	22.50					
Ce	36.00	20.10	32.90					
Pr	3.44	1.92	3.13					
Nd	11.90	6.40	11.30					
Sm	1.33	0.64	0.99					
Eu	1.86	1.78	1.87					
Gd	0.96	0.54	0.64					
Tb	0.07	0.04	0.05					
Dy	0.23	0.22	0.24					
Ho	0.04	0.02	0.04					
Er	0.12	0.07	0.11					
Tm	0.01	<0.01	<0.01					
Yb	0.10	0.06	0.06					
Lu	<0.01	<0.01	0.01					
Ta	<0.10	<0.10	<0.10					
Pb	0.70	0.90	0.60					
Th	1.10	0.50	0.80					
U	<0.10	<0.10	<0.10					

Tabla 5.3. Composición química de elementos mayores (% wt.) reajustados en base seca para las nelsonitas del Cañón Novillo. Σ : Suma.

Muestra	Ne3	Ne5	Ne6	Ne7	Ne8	Ne12	Ne13	Ne14	Ne17
SiO ₂	10.49	12.57	3.99	11.41	7.46	7.52	7.23	7.62	11.65
TiO ₂	34.61	28.75	22.23	28.60	34.00	32.20	32.95	25.91	32.29
Al ₂ O ₃	2.44	1.65	0.57	2.70	1.56	2.92	1.70	1.81	3.16
Fe ₂ O ₃ (Total)	38.60	35.16	24.01	33.64	39.94	35.50	38.03	30.45	36.59
MnO	0.36	0.30	0.22	0.28	0.31	0.33	0.35	0.25	0.34
MgO	2.76	3.58	0.68	2.65	2.77	3.11	2.02	2.12	3.18
CaO	6.97	12.14	29.41	12.64	8.90	11.26	10.87	19.43	8.55
Na ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	3.74	5.83	18.88	8.08	5.06	7.15	6.85	12.40	4.25
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabla 5.4. Composición química de elementos mayores (% wt.) reajustados en base seca para las anortositas (este trabajo) y ferrogabros (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Σ : Suma.

Muestra	An1	An2	An3	N-14	N-33	N-18	N-20	N-13
SiO ₂	52.55	52.53	50.85	47.95	50.20	51.59	51.82	52.40
TiO ₂	0.11	0.09	0.10	6.20	5.57	5.27	5.67	5.09
Al ₂ O ₃	27.39	27.50	28.30	12.70	13.38	12.90	14.02	13.00
Fe ₂ O ₃ (Total)	0.77	0.68	0.72	12.92	13.90	12.59	10.85	11.01
MnO	0.02	0.02	0.02	0.15	0.22	0.16	0.10	0.11
MgO	0.05	0.03	0.02	3.24	3.47	3.45	3.50	2.20
CaO	13.74	13.82	15.33	8.95	8.48	7.37	8.06	13.57
Na ₂ O	5.15	5.18	4.56	2.68	2.02	2.41	2.95	0.14
K ₂ O	0.18	0.11	0.06	1.72	0.15	1.82	0.16	0.03
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	3.50	2.62	2.44	2.87	2.45
Σ	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

A partir de estos resultados se elaboraron los diagramas correspondientes para la evaluación de los datos geoquímicos. Cabe aclarar que los gráficos que emplean elementos mayores fueron elaborados a partir de los % wt. ajustados (datos normalizados al 100%, sin agua ni volátiles; véase tablas 5.3 y 5.4).

En la siguiente sección 5.2.3 se presentan los resultados de los análisis geoquímicos representados en diagramas bivariados para elementos mayores y traza, así como para elementos incompatibles y REE, además del diagrama ternario AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio) para la determinación del carácter geoquímico de las rocas AMCG. En los gráficos se compararon las nelsonitas y las rocas de la *suite* AMCG, con el fin de identificar alguna relación genética entre ambos grupos. Es importante destacar que se omitieron diagramas de clasificación geoquímica y de discriminación tectonomagmática, debido a que no existen tales gráficos aplicables para nelsonitas.

5.2.3. Resultados

Elementos mayores en nelsonitas

Las nelsonitas presentan altos contenidos de Fe_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 y CaO como se observa en la Figura 5.2. Los elementos que exhiben tendencias positivas conforme aumenta la concentración de Fe_2O_3 son TiO_2 , Al_2O_3 y MgO , en tanto que los datos de MnO y Cr_2O_3 muestran tendencias positivas mas no concluyentes debido a sus bajos rangos de contenido. En contraste, el CaO y P_2O_5 muestran tendencias negativas acentuadas, especialmente el P_2O_5 . El SiO_2 no representa en estos diagramas un indicador del grado de diferenciación de la roca debido a que las nelsonitas, en esencia, no presentan minerales silicatados. En este caso, probablemente las concentraciones de SiO_2 corresponden a vetillas rellenas con cuarzo en las rocas (de origen secundario) y a escasos silicatos, producto de una inmiscibilidad incompleta (véase sección 4.4).

Los valores para el TiO_2 varían de 22.23 a 34.61% wt. Las muestras Ne6 y Ne14 corresponden a los valores más bajos de TiO_2 con 22.23 y 25.91% wt., respectivamente. Con respecto a esto, es importante aclarar que este par de muestras representan nelsonitas con bandas ricas en apatito. Por otra parte, la máxima cantidad de TiO_2 reportada es de la muestra Ne3. La tendencia positiva para el TiO_2 es consecuencia de la acumulación de este elemento en el líquido magmático.

El Fe_2O_3 (aquí reportado como total) tiene contenidos que van de 24.01 a 39.94% wt. De igual manera que para el TiO_2 , las muestras Ne6 y Ne14 poseen los valores más bajos (24.01 y 30.45% wt., respectivamente). Contrario a esto, los contenidos más elevados pertenecen a las muestras Ne3 (38.60% wt.) y Ne8 (39.94% wt.). En este caso, el Fe_2O_3 se acumuló en el líquido magmático.

En general, los valores para Al_2O_3 son bajos. Los contenidos se encuentran en un rango de 0.57 a 3.16% wt. El valor mínimo es de la muestra Ne6; mientras que, el máximo corresponde a la muestra Ne17. Este elemento muestra una tendencia positiva, indicando una concentración en el magma. El MgO tiene un rango de entre 0.68 y 3.58% wt, donde la muestra Ne6 sigue ostentando el valor mínimo; mientras que el máximo es de la muestra Ne5.

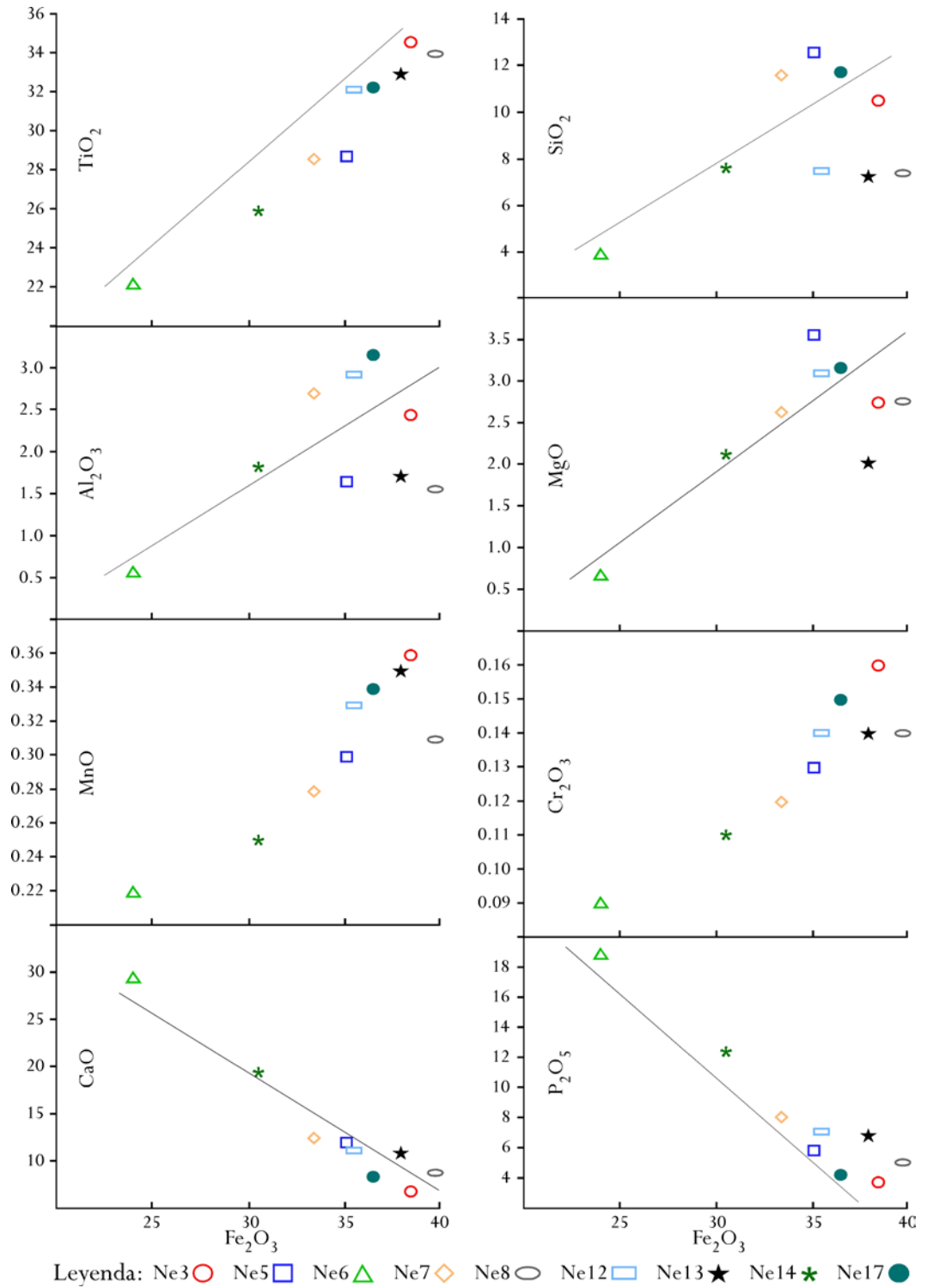


Figura 5.2. Diagramas bivariados de $Fe_2O_{3[Total]}$ vs. óxidos de elementos mayores (TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , MnO , Cr_2O_3 , CaO y P_2O_5) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores están dados en % wt. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.

Los valores para el CaO van de 6.97 a 29.41% wt. Las muestras con la mayor concentración de este elemento son Ne14 (19.43% wt.) y Ne6 (29.41% wt.); mientras que aquellas con la menor cantidad son Ne3 (6.97% wt.), Ne17 (8.55% wt.) y Ne8 (8.90% wt.).

Por su parte, las concentraciones del P_2O_5 varían de 3.74 a 18.88% wt., donde la muestra Ne3 representa el valor mínimo y la muestra Ne6, el máximo. Las muestras Ne17 (4.25% wt.) y Ne8 (5.06% wt.) también tiene poseen valores bajos. El hecho de que las muestras Ne3 y Ne8 tengan concentraciones bajas en CaO y P_2O_5 se correlaciona con que estas mismas posean la mayor cantidad de TiO_2 y Fe_2O_3 .

A diferencia de los elementos anteriores, el CaO y el P_2O_5 presentan tendencias negativas marcadas. Para el caso del CaO y P_2O_5 , esta tendencia negativa indica una fraccionación de apatito.

En cuanto al MnO y Cr_2O_3 , no es posible sugerir tendencias para estos óxidos debido a que el rango de los valores no es amplio (0.22 a 0.36% wt y 0.09 a 0.16% wt., respectivamente). La omisión de los álcalis (Na_2O y K_2O) obedece a que sus contenidos están por debajo del límite de detección del equipo analítico.

Las concentraciones de TiO_2 y Fe_2O_3 como elementos dominantes en la mayoría de las nelsonitas, confirman que aproximadamente el 65 – 70% de cada muestra está formada por óxidos de Fe-Ti, con excepción de las muestras Ne6 y Ne14 donde este dato es <60%. La correlación lineal que muestra la Fig. 5.2 en el primer gráfico es evidencia de la asociación del TiO_2 y Fe_2O_3 para formar la ilmenita ($FeTiO_3$), siendo ésta la fase mineral principal en las nelsonitas.

Con el fin de observar tendencias distintas en los elementos mayores, se graficaron diagramas bivariados con TiO_2 en el eje “x” (Fig. 5.3). No obstante, las tendencias mencionadas no variaron.

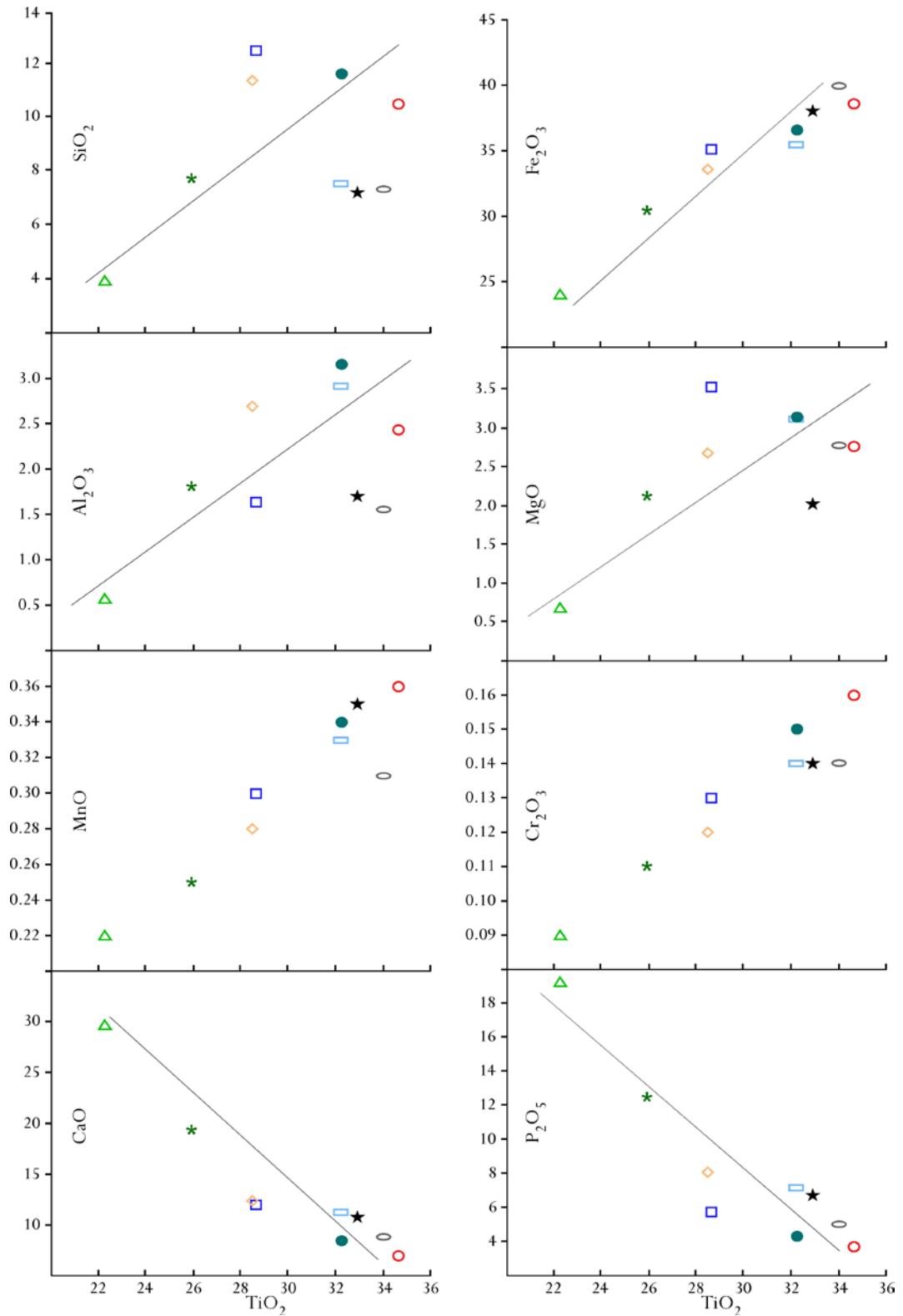


Figura 5.3. Diagramas bivariados de TiO_2 vs. óxidos de elementos mayores (SiO_2 , $Fe_2O_{3[Total]}$, Al_2O_3 , MgO , MnO , Cr_2O_3 , CaO y P_2O_5) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores para los óxidos están dados en % wt. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.

Elementos traza en nelsonitas

Los diagramas bivariados para elementos traza (Figs. 5.4 – 5.6) muestran patrones positivos para V, Zr, Zn, Ni, Co, Cu y Nb; en tanto que para las LREE (La, Ce y Nd) y Sr (LILE), las tendencias son negativas.

Los análisis de las nelsonitas arrojaron concentraciones de V entre 679 y 1,240 ppm (Fig. 5.4). Los valores más bajos pertenecen a las muestras Ne6 (679 ppm) y Ne14 (782 ppm). Por otra parte, las muestras con las concentraciones mayores son Ne8 (1,053 ppm) y Ne3 (1,240 ppm). Esto concuerda con que estas muestras tengan concentraciones bajas en CaO y P₂O₅ y las mayores en TiO₂ y Fe₂O₃. El patrón positivo que exhibe el V señala una acumulación de este elemento en el líquido magmático. Si se considera que el V se asocia al Fe y Ti y que además existe una correlación lineal entre el TiO₂ y Fe₂O₃, se puede deducir que al momento de cristalizar el magma para formar la nelsonita, el V es preferentemente incorporado a la ilmenita.

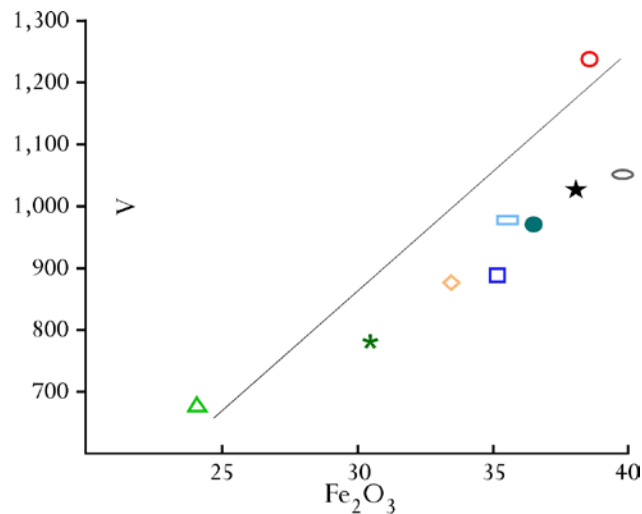


Figura 5.4. Diagrama bivariado de Fe₂O_{3(Tot)} vs. V para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de Fe₂O_{3(Tot)} están dados en % wt.; mientras que para el V, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.

El Zr (133.2 ppm en Ne14 y 621.2 ppm en Ne13), Zn (26 ppm en Ne6 y 240 ppm en Ne17), Ni (17.2 ppm en Ne6 y 70.7 ppm en Ne17), Co (37.2 ppm en Ne6 y 85.5 ppm en Ne5), Cu (8.1 ppm en Ne12 y 41.8 ppm en Ne17) y Nb (54.7 ppm en Ne6 y 116 ppm en Ne3) se presentan en cantidades moderadas. Todos los elementos anteriores poseen tendencias positivas de su acumulación en el magma (Fig. 5.5). De manera similar al V, y teniendo en cuenta que las muestras más ricas en apatitos (Ne6 y

Ne14) siempre muestran concentraciones bajas, es probable que estos elementos traza sean incorporados en minerales de óxidos de Fe-Ti. Sin embargo, también es factible que estos elementos formen otras fases minerales modalmente menores (*e. g.* sulfuros de Fe).

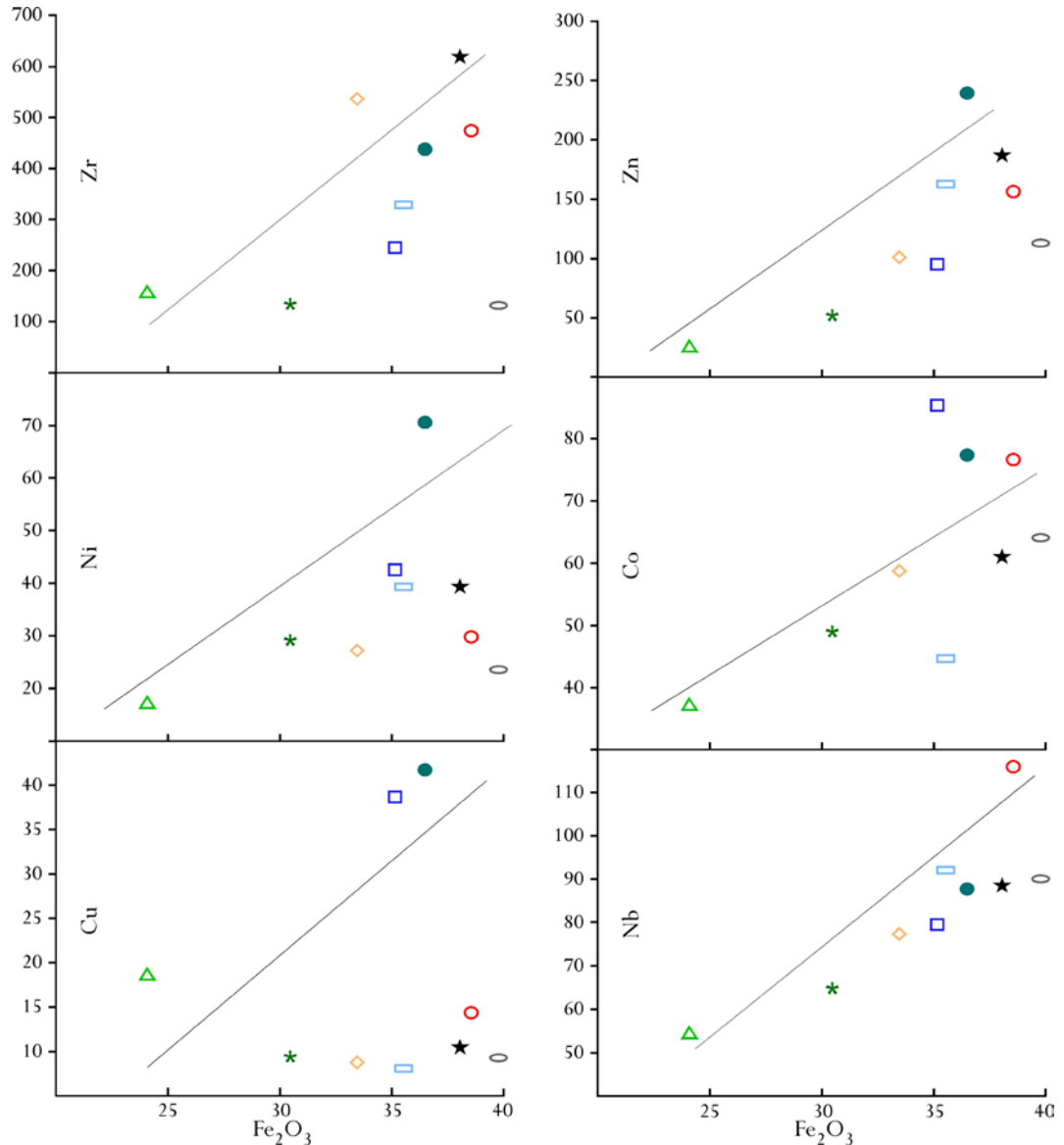


Figura 5.5. Diagramas bivariados de $Fe_2O_{3[Total]}$ vs. elementos traza (Zr, Zn, Ni, Co, Cu y Nb) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de $Fe_2O_{3[Total]}$ están dados en % wt.; mientras que para los elementos traza, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.

Para el Sr (LILE) sus concentraciones varían entre 61.5 ppm (Ne3) y 376.6 ppm (Ne6). La, Ce y Nd (LREE) presentan cantidades de entre 22.8 y 131.5 ppm, 59.3 y 348.4 ppm y 53.3 y 274.5 ppm, respectivamente (Fig. 5.6).

Sus claros patrones negativos sugieren fraccionación de Sr en plagioclasa e incluso en apatito y la concentración de las LREE principalmente en feldespato, biotita y apatito. En todos los diagramas de la Fig. 5.6, las muestras ricas en apatitos (Ne6 y Ne14) ostentan las concentraciones mayores; es por ello que, al igual que el CaO y P_2O_5 , estos elementos pudieron ser incorporados al apatito.

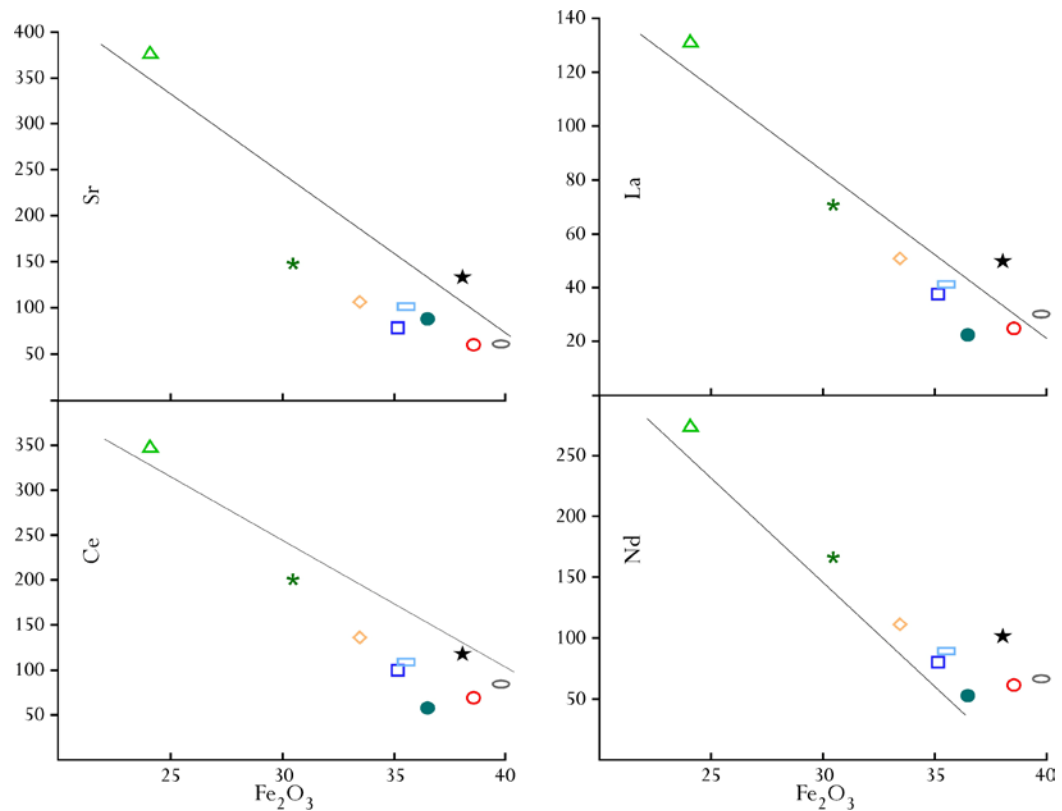


Figura 5.6. Diagramas bivariados de $Fe_2O_{3[Total]}$ vs. elementos traza (Sr, La, Ce y Nd) para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de $Fe_2O_{3[Total]}$ están dados en % wt.; mientras que para los elementos traza, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea en cada gráfica representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.

Relación entre las nelsonitas y las rocas de la suite AMCG: elementos mayores y traza

Para intentar probar una eventual inmiscibilidad líquida, las nelsonitas fueron comparadas geoquímicamente con rocas de la suite AMCG del Cañón Novillo. Para ello, se tomaron tres muestras de rocas anortosíticas (An1, An2 y An3; este trabajo) y cinco muestras de ferrogabros (N-14, N-33, N-18, N-20 y N-13) reportadas por CAMERON *et al.* (2004). Las anortositas son sódicas (~5% wt.) y de carácter subcalino, aunque en el diagrama AFM se muestran más ricas en álcalis que en $FeO_{[Total]}$ y MgO (Fig. 5.7). Los ferrogabros también corresponden a rocas subcalinas, específicamente a ferrogabros toleíticos.

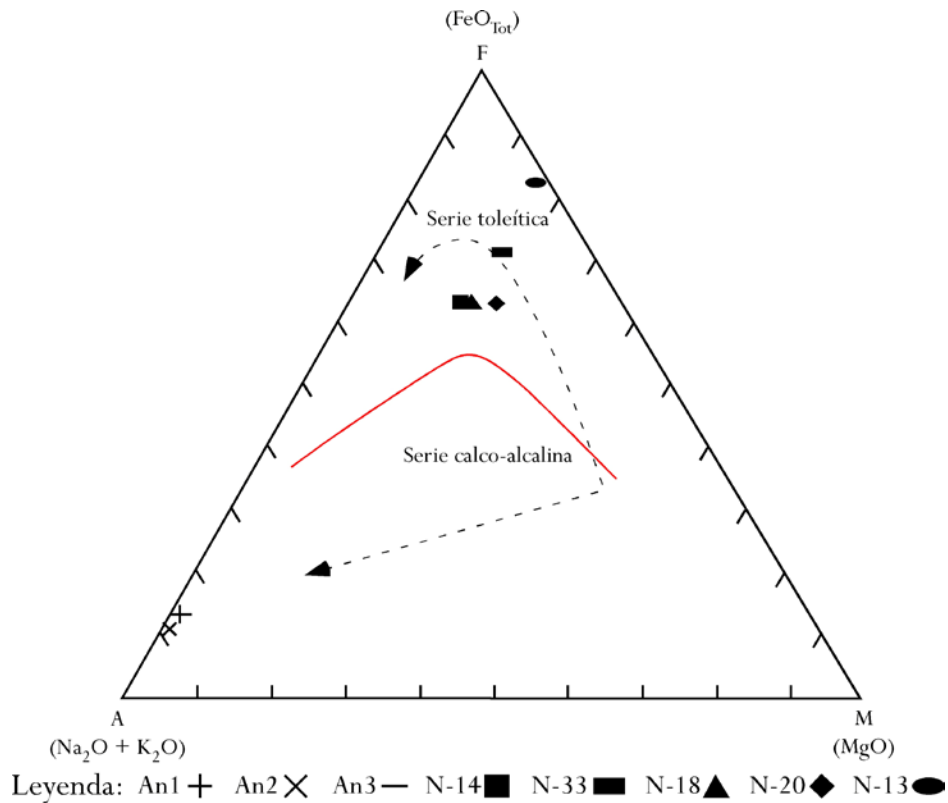


Figura 5.7. Diagrama ternario AFM (Álcalis-Fierro-Magnesio) para las anortositas y rocas gabroicas (ferrogabros) de la *suite* AMCG del Cañón Novillo de CAMERON *et al.* (2004). Línea divisoria entre la serie toleítica y calco-alcalina según IRVINE & BARAGAR (1971). La línea punteada en la serie toleítica corresponde a la tendencia de Fenner; en la serie calco-alcalina es la tendencia de Bowen. $\text{FeO}_{[\text{Tot}]}$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ y MgO en % wt.

Es prudente hacer esta comparación, ya que se ha sugerido un magma parental de composición gabro-anortosítica rico en Fe, Ti y P, el cual se separó por inmiscibilidad líquida (ORTEGA-GUTIÉRREZ, 1978) para formar las nelsonitas (magma rico en Fe, Ti y P) y las rocas de la *suite* AMCG (magma rico en sílice).

Para la comparación entre las rocas nelsoníticas y la *suite* AMCG se seleccionaron los cuatro elementos mayores que forman el ~85% de la nelsonita, *i. e.* $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$, TiO_2 , P_2O_5 y CaO (Fig. 5.8). Las rocas de la *suite* AMCG poseen un rango de SiO_2 que va de 47.95 a 52.55% wt. Para poder diferenciar las rocas AMCG, los ferrogabros fueron separados (donde fue posible) de las anortositas por una línea discontinua.

En estos gráficos, la tendencia de la serie de rocas es irrelevante. Lo destacable es la nula existencia de miembros intermedios entre las rocas nelsoníticas y las rocas gabro-anortosíticas. Los campos formados por estas rocas se encuentran claramente separados y, aunque no es un indicador contundente,

se puede deducir que el espacio entre estos campos representa una zona de inmiscibilidad, donde no hay mezcla de dos magmas composicionalmente distintos. Es de destacar las diferencias notables de enriquecimiento de las nelsonitas para $\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$, TiO_2 y P_2O_5 con respecto a las rocas AMCG.

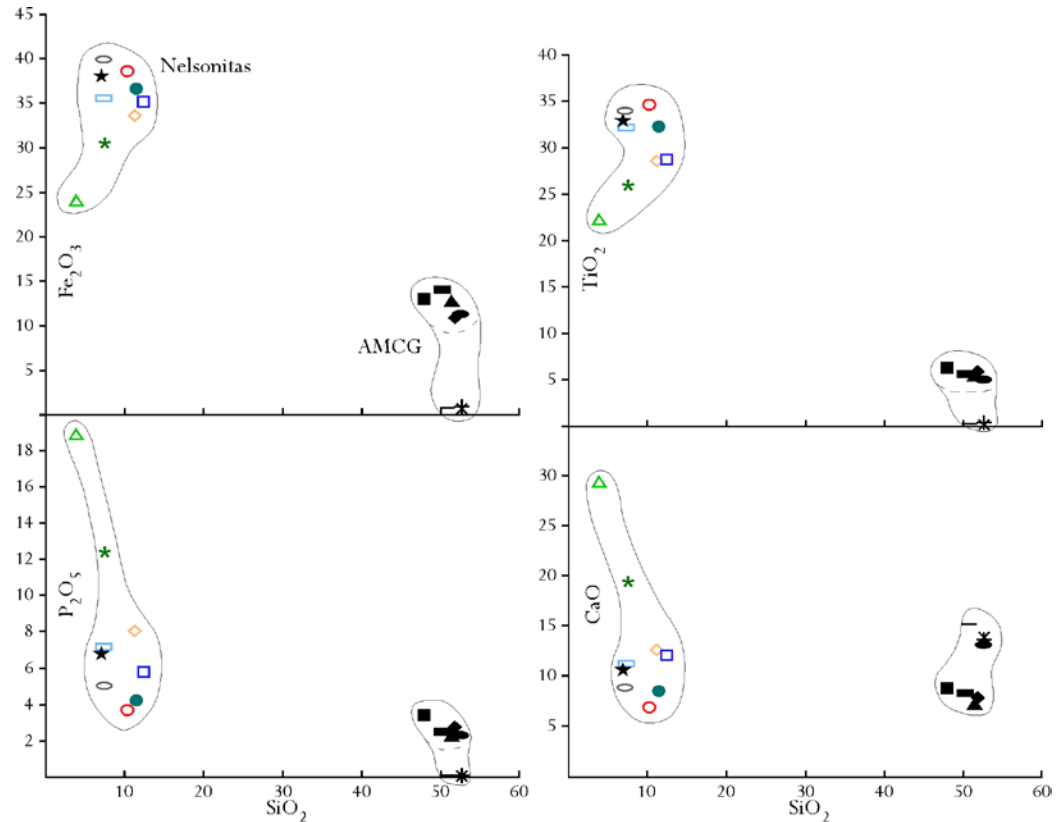


Figura 5.8. Diagramas de variación tipo Harker de SiO_2 vs. óxidos de elementos mayores ($\text{Fe}_2\text{O}_{3[\text{Tot}]}$, TiO_2 , P_2O_5 y CaO) para las nelsonitas, anortositas (este trabajo) y ferrogabros de la suite AMCG (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Los valores están dados en % wt. La línea punteada separa (donde es posible) las anortositas de los ferrogabros. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7.

Por otra parte, se graficaron únicamente cinco elementos traza (Sr, Zr, Y, Nb y Rb) para la comparación entre las rocas, debido a que el trabajo de CAMERON *et al.* (2004) sólo reportó estos elementos. Con esto fue posible visualizar un campo de desmezcla entre las nelsonitas y las rocas AMCG para cada elemento.

Para el caso particular del Sr (Fig. 5.9), se puede apreciar una gran diferencia entre el enriquecimiento de las rocas gabro-anortosíticas (>500 ppm) y las nelsonitas (<500 ppm). La muestra N-13 (ferrogabro) tiene la mayor cantidad de Sr de ambos grupos (>2,000 ppm; acumulación

principalmente en plagioclasa); mientras que, la muestra Ne6 posee la concentración más alta de las nelsonitas (376.6 ppm; acumulación principalmente en apatito).

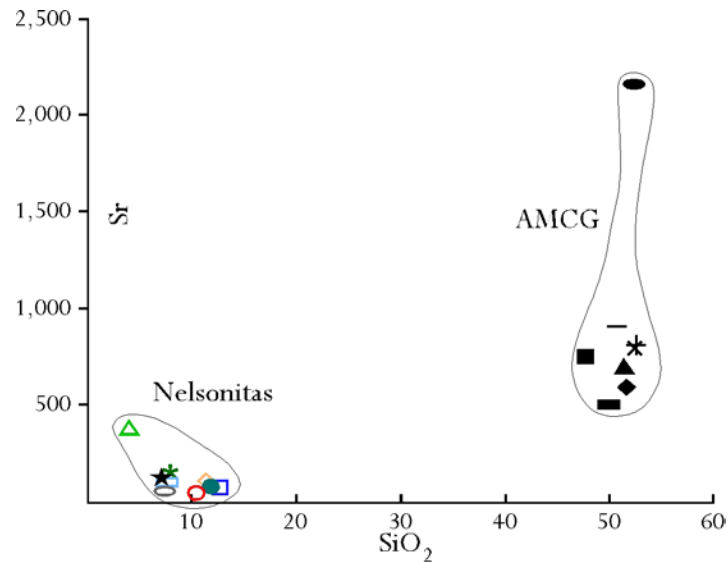


Figura 5.9. Diagrama de variación tipo Harker de SiO₂ vs. Sr para las nelsonitas, anortositas (este trabajo) y ferrogabros de la suite AMCG (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Los valores de SiO₂ están dados en % wt.; mientras que para el Sr, están expresados en ppm. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7.

El resto de los elementos traza (Fig. 5.10) muestran igualmente enriquecimientos contrastantes dependiendo del tipo de roca.

Las nelsonitas muestran un amplio rango de concentración para el Zr (133.2 a 537.1 ppm). Por otro lado, los ferrogabros exhiben valores de 429 a 663 ppm. Caso contrario a las anortositas, las cuales contienen poco Zr (<50 ppm), formando de esta manera dos grupos para las rocas AMCG.

Para el Y y Nb las nelsonitas muestran cantidades de hasta 201.9 y 116 ppm, respectivamente. Tales cifras son superiores a las de las rocas AMCG, 57 ppm para Y y 30 ppm para Nb en ferrogabros. En contraste, las anortositas contienen <2 ppm de estos elementos.

El Rb prácticamente no está presente en las nelsonitas (<0.5 ppm), lo que se correlaciona con las cantidades de Sr de entre 61.5 ppm y 376.6 ppm. Las anortositas tampoco poseen altas concentraciones de Rb (<2 ppm), a diferencia del Sr (>800 ppm) para estas mismas rocas. Los ferrogabros, por su parte, exhiben concentraciones de Rb que van de 5 a 26 ppm, cantidades no altas pero sí contrastantes con las concentraciones en nelsonitas y anortositas.

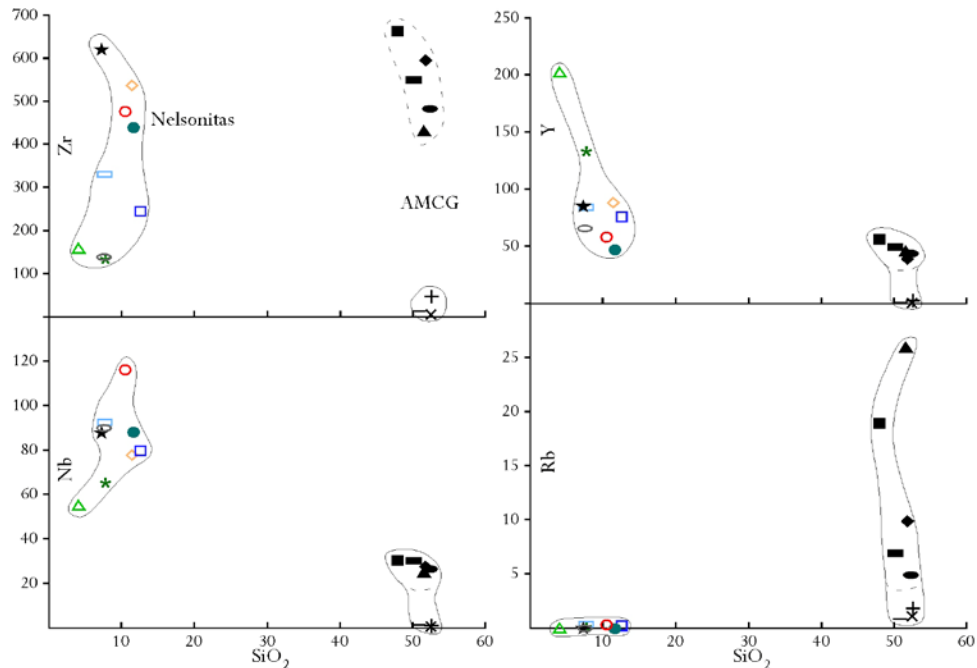


Figura 5.10. Diagramas de variación tipo Harker de SiO_2 vs. elementos traza (Zr, Y, Nb y Rb) para las nelsonitas, anortositas (este trabajo) y ferrogabros de la *suite* AMCG (CAMERON *et al.*, 2004) del Cañón Novillo. Los valores de SiO_2 están dados en % wt.; mientras que para los elementos traza, están expresados en ppm. La línea punteada separa (donde es posible) las anortositas de los ferrogabros. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7.

Tierras Raras en nelsonitas y rocas de la suite AMCG

Únicamente se pudo realizar la comparación entre las nelsonitas y las anortositas de la *suite* AMCG, ya que en el trabajo de CAMERON *et al.* (2004) no existen datos de geoquímica de REE para los ferrogabros. Las diferencias entre las tendencias formadas por los enriquecimientos en Tierras Raras de las nelsonitas y las anortositas sugieren también un área de inmiscibilidad o desmezcla (Fig. 5.11).

El área en color gris de la Fig. 5.11 está representada con más detalle en la Fig. 5.12. El acercamiento a las nelsonitas muestra un enriquecimiento muy fuerte en La, Ce, Pr y Nd (68 – 490 veces mayor que en las condritas) y una fuerte anomalía negativa en Eu, indicando la separación de plagioclasa a partir del magma. El hecho de que las concentraciones de La, Ce < Pr, Nd se debe a que estos últimos se alojan en mayor medida en apatito (véase secciones 6.3 y 7.3; *cf.* Figs. 6.4 y 7.5), característico de apatitos en nelsonitas de complejos anortosíticos (véase sección 7.3). La anomalía en Eu apunta a una clara separación entre un líquido nelsonítico y otro anortosítico durante el proceso de inmiscibilidad propuesto, lo que se corrobora con la anomalía positiva en Eu (alojado en plagioclasa) para las anortositas. Las MREE (Sm-Dy) rondan valores altos y medios de enriquecimiento (27 – 308 veces

mayor que en las condritas), seguidos por un decremento pronunciado (14 – 103 veces mayor que en las condritas) en los contenidos de HREE (Ho-Lu).

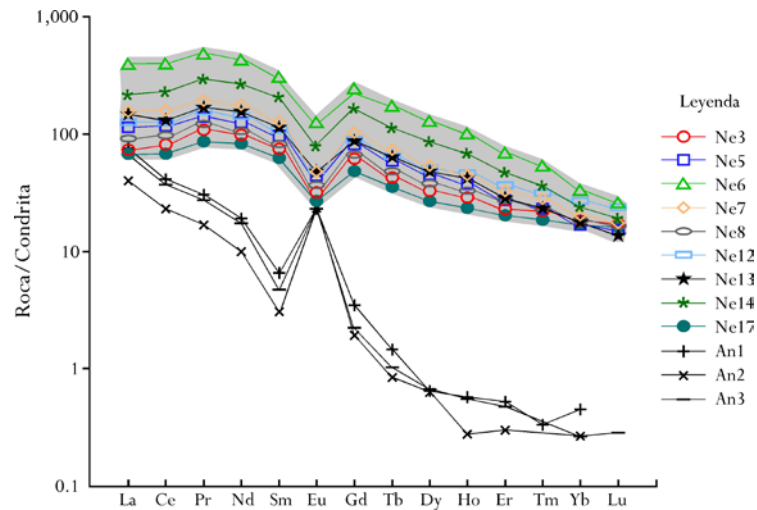


Figura 5.11. Patrones de Elementos de Tierras Raras para las nelsonitas y anortositas de la *suite* AMCG del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN *et al.* (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1). El campo gris corresponde a las nelsonitas.

Las anortositas muestran un enriquecimiento en LREE (10 – 73 veces mayor que en las condritas) con una marcada anomalía positiva de Eu señalando una gran acumulación de plagioclasa en estas rocas. Las anortositas están empobrecidas en MREE (0.64 – 24 veces mayor que en las condritas) y en HREE (<1; véase Fig. 5.11).

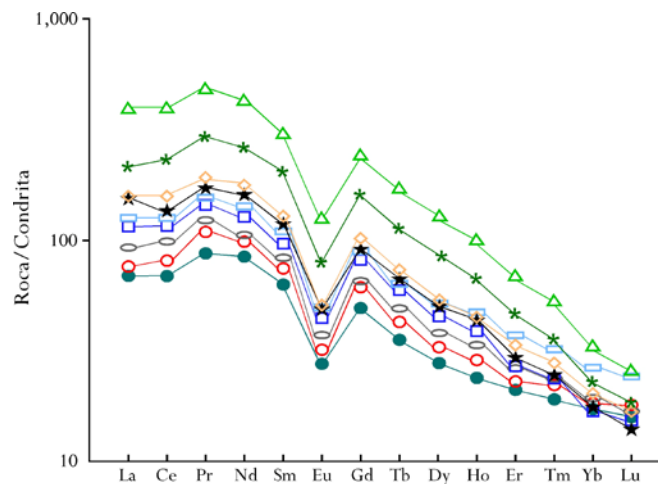


Figura 5.12. Patrones de Elementos de Tierras Raras para las nelsonitas (acercamiento del campo gris de la Fig. 5.11) del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN *et al.* (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1). Para leyenda refiérase a la Fig. 5.11.

A causa de la alta concentración de REE en las nelsonitas, en particular de las LREE en las muestras Ne6 y Ne14 (mayor cantidad modal de apatitos), se graficaron las REE_{Tot} vs. P_2O_5 con el fin de evaluar una posible relación entre el componente principal de los apatitos y las REE. En efecto, existe una correlación lineal muy clara entre las concentraciones de REE y la cantidad de P_2O_5 (Fig. 5.13). La muestra Ne6 muestra los más altos valores en P_2O_5 (18.88% wt.) y en REE (1,036.78 ppm), seguida por la muestra Ne14 con 12.40% wt. y 619.87 ppm, respectivamente. Las muestras con mayor enriquecimiento en $Fe_2O_{3[Tot]}$ y TiO_2 poseen las menores concentraciones de P_2O_5 y REE.

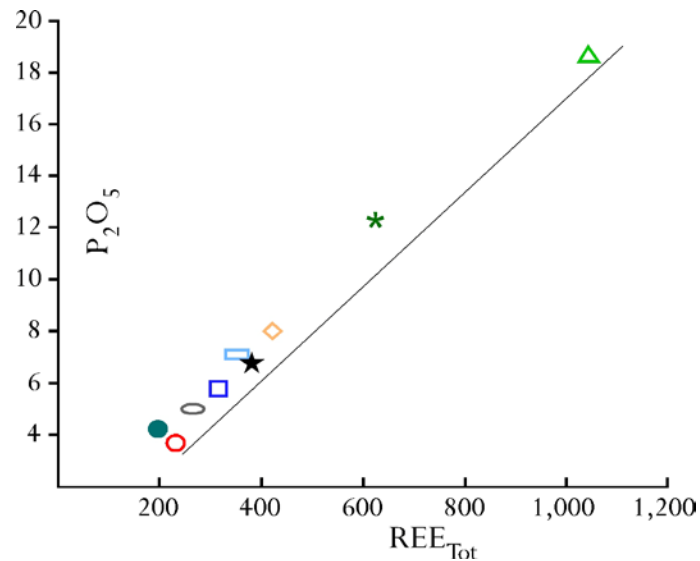


Figura 5.13. Diagrama bivariado de REE_{Tot} vs. P_2O_5 para las nelsonitas del Cañón Novillo. Los valores de REE_{Tot} están dados en ppm; mientras que para el P_2O_5 , están expresados en % wt. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.2. La línea representa únicamente la tendencia positiva o negativa, según sea el caso.

Diagrama Multielementos para nelsonitas y rocas AMCG

Al igual que el diagrama de REE, el diagrama multielementos exhibe una separación entre los enriquecimientos en elementos traza de las nelsonitas y anortositas (Fig. 5.14). En el gráfico se muestran diferencias marcadas en las LREE (La, Ce y Nd), los HFSE (Nb, Zr y Hf), los MREE (Sm y Eu) y TiO_2 en ambos grupos. Las anortositas muestran en general enriquecimientos bajos, en especial en las HREE (<0.35 veces mayor que el manto primordial). Existe un empobrecimiento en Nb, Zr y Hf, donde la muestra An1 tiene los valores más altos de Zr y Hf (4.19 y 4.20 veces mayor que el manto primordial). Una concentración de LREE baja (<35 veces mayor que el manto primordial) y una anomalía positiva de Eu y negativa para TiO_2 , indicando la presencia de plagioclasa y escasos óxidos de Ti.

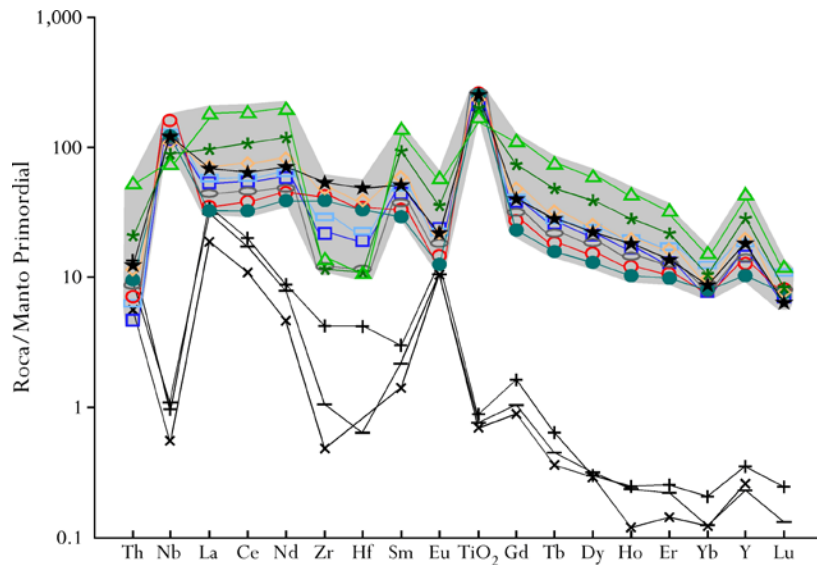


Figura 5.14. Diagrama Multielementos para las nelsonitas y anortositas de la *suite* AMCG del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados al manto primordial con valores propuestos por McDONOUGH *et al.* (1991, 1992); véase Anexo I (tabla AI.2). El campo gris corresponde a las nelsonitas. Para leyenda refiérase a la Fig. 5.11.

Usualmente, una anomalía negativa del Nb es asociada con un ambiente de subducción para el origen de una roca ígnea dada. Para el caso de las anortositas, si se asume el modelo tradicional de generación de éstas (anorogénico) se debe relacionar este empobrecimiento de Nb con la aparición de óxidos de Fe-Ti en las nelsonitas. Estos minerales tienden a concentrar más fácilmente el Nb que cualquier otra fase presente en las anortositas (principalmente plagioclasa). Así, la anomalía negativa del Nb no está ligada con un ambiente de arco, sino a un proceso de inmiscibilidad entre los líquidos nelsoníticos y anortosíticos.

Un acercamiento en los patrones de elementos traza en las nelsonitas (Fig. 5.15) muestra enriquecimientos en La, Ce, Nd y Sm, probablemente concentrados en apatito (especialmente en las muestras Ne6 y Ne14), y anomalías positivas en TiO₂, Nb e Y, incorporados a óxidos de Fe-Ti. Se aprecian empobrecimientos en Th, Zr y Hf, además de la anomalía negativa en Eu (separación de plagioclasa). Las claras diferencias en enriquecimientos entre el Eu, TiO₂, las LREE y elementos como Nb, Sm e Y sugieren una separación entre las nelsonitas y anortositas a partir de un magma común. Estas observaciones son congruentes con la mineralogía descrita para las nelsonitas.

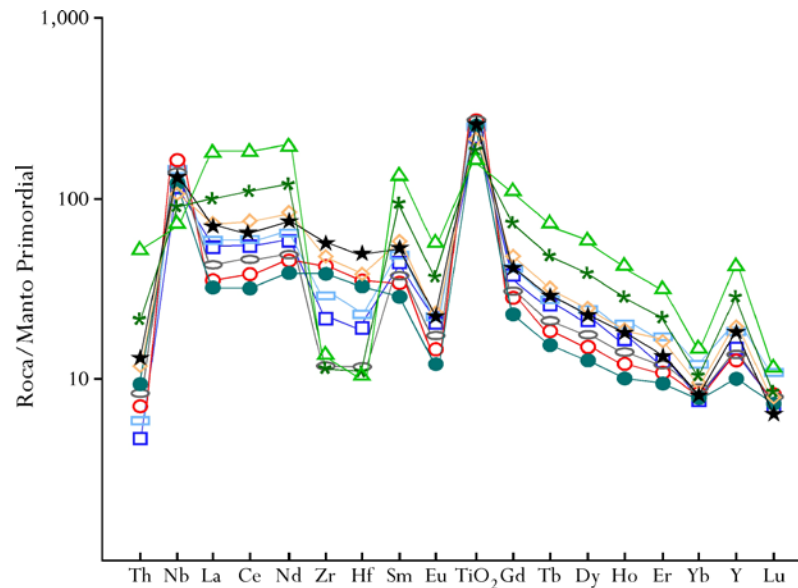


Figura 5.15. Diagrama Multielementos para las nelsonitas (acercamiento del campo gris de la Fig. 5.14) del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados al manto primordial con valores propuestos por McDONOUGH *et al.* (1991, 1992); véase Anexo I (tabla AI.2). Para leyenda refiérase a la Fig. 5.11.

Inmiscibilidad líquida

Las muestras de nelsonitas y las rocas AMCG fueron graficadas en el diagrama ternario $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{FeO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5 - \text{SiO}_2$ (Fig. 5.16). Las nelsonitas son ricas en hierro, manganeso, titanio, calcio y fósforo; mientras que, las rocas AMCG son ricas en sílice. En este trabajo se propone que el espacio entre los campos (área gris) corresponde a una zona de inmiscibilidad líquida entre un magma síliceo y otro rico en Fe, Ti y P, similar al campo de inmiscibilidad propuesto por ROEDDER (1951), pero en el sistema $\text{KAlSi}_2\text{O}_6\text{-Fe}_2\text{SiO}_4\text{-SiO}_2$ (leucita-fayalita-cuarzo).

Por otra parte, PHILPOTTS (1982) realizó experimentos de inmiscibilidad en vidrios ricos en hierro y en sílice de basaltos toleíticos, donde el campo de desmezcla coincide con el propuesto por ROEDDER (1951). El caso de estudio es distinto, ya que se sugiere un proceso de inmiscibilidad líquida entre dos componentes (nelsonitas y rocas AMCG), no en una misma roca. No obstante, el campo de inmiscibilidad propuesto es similar al de la literatura y en sus extremos se hallan los dos grupos de roca.

Es importante notar que los basaltos toleíticos están involucrados en este tipo de procesos, es por ello que las rocas de PHILPOTTS (1982) se encuentran en el mismo rango composicional que los ferrogabros toleíticos de la *suite* AMCG de CAMERON *et al.* (2004).

Discriminación tectonomagmática

La falta de diagramas de discriminación tectonomagmática para nelsonitas hace complicado discernir el ambiente geológico de formación de estas rocas. Para poder determinar el escenario tectónico de generación de las nelsonitas, se debe considerar la génesis de su roca encajonante, es decir, la *suite* AMCG. Gracias a que el magmatismo AMCG está fechado entre 1,020 y 1,000 Ma (*e. g.* CAMERON *et al.*, 2004), un estudio geocronológico de las nelsonitas ayudaría a relacionar la génesis de estas rocas con las rocas AMCG. La presencia de magmas predominantemente anortosíticos en esta *suite* implicaría el clásico modelo de formación de anortositas masivas en un ambiente de intraplaca.

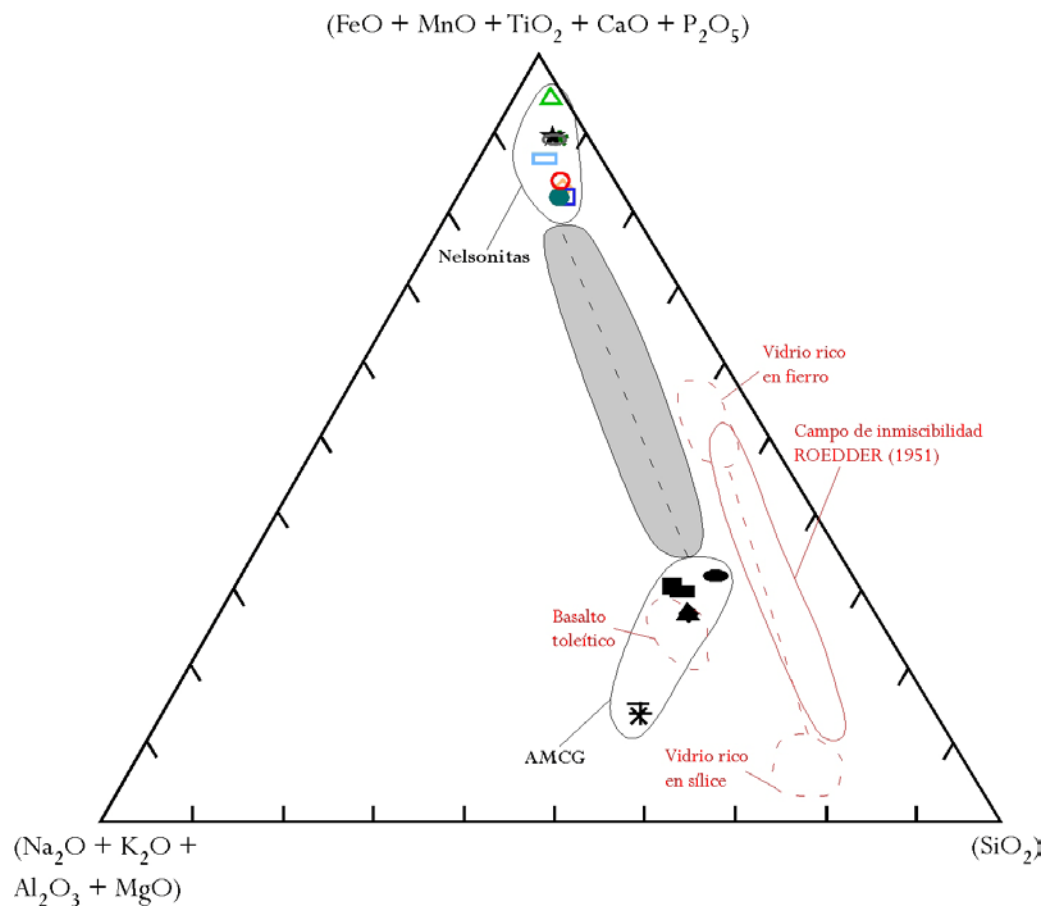


Figura 5.16. Diagrama ternario con composiciones de fundidos inmiscibles en basalto toleítico de PHILPOTTS (1982). Se observa la composición del basalto toleítico, así como de los campos de fundidos inmiscibles (ahora vidrios). Estos últimos están conectados por una línea discontinua, la cual atraviesa el campo de inmiscibilidad de ROEDDER (1951). Se graficaron también los datos de las nelsonitas, rocas anortosíticas (este trabajo) y ferrogabros (CAMERON *et al.*, 2004). El campo de inmiscibilidad sugerido para estas rocas está señalado por el color gris. Para leyenda refiérase a las Figs. 5.2 y 5.7.

6. ANÁLISIS MINERALOQUÍMICO

El análisis puntual químico en sulfuros, óxidos y fosfatos de nelsonitas tuvo como principal objetivo determinar su composición química e identificar las fases minerales presentes. Estos datos pueden proporcionar implicaciones genéticas en la formación de las rocas tales como estado de oxidación y fraccionación de REE. Los resultados aquí presentados son discutidos en el capítulo 7.

6.1. SULFUROS

6.1.1. Introducción

Las propiedades de la pirita, tales como su morfología, composición química, estructura cristalina, etcétera son bien conocidas. No obstante, la implicación geológica del estudio geoquímico en la pirita no es clara. Muchos factores, tales como la génesis del depósito y las fuentes de los metales y fluidos, necesitan ser estudiados más a detalle (YAN *et al.*, 2013). Después de la pirita, la pirrotina o pirrotita es el sulfuro de Fe más común en la naturaleza (BELZILE *et al.*, 2004). De la misma manera que la pirita, los alcances petrogenéticos del análisis geoquímico en la pirrotina no son concluyentes.

6.1.2. Metodología y presentación de datos

Metodología: Microsonda electrónica

El método más utilizado actualmente para el análisis químico puntual de minerales es la microsonda electrónica (EMPA; siglas en inglés). En una primera aproximación, la microsonda se puede considerar como un microscopio electrónico de barrido (SEM; siglas en inglés) que incluye unas unidades analizadoras llamadas espectrómetros dispersivos en longitud de onda (WDS; siglas en inglés). La principal diferencia entre ambas es que la microsonda electrónica está diseñada para el análisis cuantitativo, mientras que el microscopio electrónico está destinado a obtener imágenes de la muestra (REED, 2005). Los fundamentos de la técnica analítica EMPA se basan en el ataque de un haz de electrones sobre un punto de interés. Cada elemento que constituye la sustancia que se encuentra en superficie responde emitiendo radiaciones X en todas direcciones, cada una de las cuales tiene una energía (y por tanto una longitud de onda) característica de un elemento (REED, 2005; MELGAREJO *et al.*, 2010).

Posteriormente, los espectrómetros (WDS) se encargan de la separación de manera secuencial de las radiaciones características de cada elemento por su longitud de onda, empleando cristales analizadores mediante la Ley de Bragg:

$$n \lambda = 2d_{hkl} \sin \Theta \quad (\text{Ec. 6.1})$$

Donde n representa el orden de difracción; λ , la longitud de onda de una radiación determinada; d_{hkl} , el espaciado reticular de un plano $\{hkl\}$ de un cristal y Θ , el ángulo de incidencia. Si se quiere separar una determinada radiación X del resto, se utiliza el fenómeno de la difracción por redes cristalinas (redes de difracción). De este modo, el ángulo que forma el plano d_{hkl} del cristal con la radiación se puede cambiar, controlando qué radiación difracta y cuál no. De esta manera, el cristal sólo refracta hacia el detector la radiación cuya λ cumple la Ley de Bragg (MELGAREJO *et al.*, 2010). Una vez efectuada la separación de los rayos X, los detectores de radiación miden los rayos X dispersados por los cristales. Cada detector realiza el conteo de la radiación X que le llega de cada elemento en un determinado tiempo. Finalmente, las intensidades de las radiaciones se comparan con las de patrones de composición conocida empleando la ecuación:

$$I_m / I_p = C_m / C_p [ZAF(C_m)] \quad (\text{Ec. 6.2})$$

Donde I_m es la intensidad de la radiación X generada por la muestra, I_p es la intensidad de la radiación X generada por el patrón de composición conocida, C_m es la concentración del elemento problema en la muestra, C_p es la concentración del mismo elemento en el patrón y ZAF es la denominada corrección por efecto matriz (MELGAREJO *et al.*, 2010).

Preparación de las muestras

Las secciones delgadas para los análisis por microsonda se prepararon de la misma forma que las láminas delgadas convencionales (véase sección 4.2). A las muestras no se les colocaron cubreobjetos, de este modo sus superficies quedaron totalmente expuestas al rayo de electrones. Además, las secciones se rebajaron a un espesor de $\sim 40 \mu\text{m}$ para evitar la medición de otra fase ante una posible desintegración del cristal por el haz incidente. La parte medular de estos análisis cuantitativos es el pulido de la superficie a estudiar, por ello las muestras para analizar fueron muy bien pulidas (con pasta de diamante de $1 \mu\text{m}$). Se cercioró que las láminas delgadas estuviesen extremadamente limpias y secas antes de ser habilitadas

como conductores eléctricos. Para tal efecto, las secciones se recubrieron con grafito. Únicamente se prepararon dos muestras (Ne1 y Ne2), las cuales fueron sujetas a los microanálisis de sulfuros, óxidos y fosfatos.

Análisis y presentación de datos

Los estudios fueron realizados por el técnico Carlos Linares mediante una microsonda electrónica JEOL *Superprobe* modelo JXA-8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Este equipo posee dos sistemas WDS, un espectrómetro dispersivo de energía (EDS; siglas en inglés) y cuatro tipos de cristales: TAP (5.69 ~93.0 Å), PETJ (1.93 ~8.10 Å), LIF (0.889 ~3.73 Å) y LDE2 (23.2 ~88.0 Å). El detector EDS puede coleccionar las longitudes de onda de rayos X emitidas por la muestra y despliega una gráfica de energía vs. intensidad (análisis semi-cuantitativo), donde los elementos son identificados al ser comparados por medio de picos con aquéllos emitidos por los estándares. El alcance de resolución de la microsonda es de 1 µm y posee un rango de análisis de B a U. Las condiciones de medición fueron 20 kV de aceleración de voltaje y una corriente de prueba de 20 nA para todos los elementos. El tiempo de análisis fue de 20 segundos para cada elemento. El estándar usado para la medición de óxidos fue la ilmenita; mientras que para los sulfuros se utilizó la pentlandita. Se analizaron las muestras Ne1 y Ne2 para la determinación de Cr, Au, Pt, Zn, As, Sb, Se, Cu, Sn, Bi, Ni, Cd, Co, Pd, Fe, Te, S, Mo, Ag y Pb. Durante el estudio se midieron un total de doce puntos en sulfuros en las dos muestras. Los datos obtenidos se muestran en la tabla 6.1.

6.1.3. Resultados

Los resultados indican la ocurrencia de sulfuros de Fe (pirita y pirrotina; Fig. 6.1a y c, respectivamente) con contenidos de Co y Mo; además de pequeñas cantidades de Ni y Cu en la mayoría de los puntos. En diez de las doce zonas analizadas, el Fe y S conforman >95% del mineral, con excepción de Ne1P2-2 y Ne1P2-5, los cuales presentan un ~12.40 y ~32.50% wt. de Cu, respectivamente. El promedio de concentración de S es de ~46.14% wt. y el de Fe es de un ~49.07% wt. Por otra parte, el Co se presenta en cantidades de ~0.42% wt. y el Mo ronda los ~0.52% wt., en promedio. Estos valores son bajos, aunque importantes en los sulfuros. En resumen, se identificaron cinco piritas y siete pirrotinas. A partir de estos resultados se calcularon sus fórmulas minerales (tabla 6.2). Análisis semi-cuantitativos se presentan en la Fig. 6.1b y d (pirita y pirrotina, respectivamente).

Tabla 6.1. Composición química puntual en sulfuros de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt.

Punto	Ne1P1-1	Ne1P2-1	Ne1P2-2	Ne1P2-3	Ne1P2-4	Ne1P2-5	Ne1P2-6	Ne1P2-7	Ne2P3-1	Ne2P3-2	Ne2P2-1	Ne2P2-2
Ni	0.006	0.002	0.036	0.241	0.800	0.038	0.596	0.231	0.002	0.023	0.000	0.037
Co	0.580	0.607	0.559	0.296	0.140	0.030	0.185	0.077	0.562	0.591	0.697	0.710
Fe	47.590	47.757	42.175	48.230	47.924	36.242	51.438	48.844	54.979	54.975	54.398	54.365
Cu	0.022	0.006	12.406	0.000	0.000	32.553	0.103	0.036	0.036	0.029	0.000	0.003
Pb	0.020	0.000	0.032	0.000	0.000	0.052	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zn	0.000	0.000	0.072	0.000	0.000	0.095	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pt	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Pd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
As	0.025	0.000	0.040	0.007	0.020	0.024	0.032	0.022	0.000	0.000	0.029	0.000
Sb	0.000	0.000	0.007	0.017	0.000	0.006	0.014	0.000	0.000	0.061	0.000	0.000
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Te	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Bi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Mo	0.564	0.508	0.415	0.500	0.493	0.396	0.572	0.550	0.506	0.590	0.540	0.556
Sn	0.000	0.018	0.000	0.019	0.000	0.000	0.025	0.003	0.035	0.000	0.000	0.002
Au	0.009	0.127	0.072	0.081	0.000	0.095	0.082	0.000	0.000	0.009	0.000	0.070
Ag	0.000	0.047	0.000	0.000	0.055	0.000	0.069	0.001	0.023	0.049	0.089	0.083
S	51.200	49.350	46.403	49.634	48.727	30.697	46.555	49.494	46.268	46.239	44.802	44.348
Σ	100.016	98.422	102.217	99.025	98.159	100.228	99.715	99.259	102.411	102.566	100.557	100.174

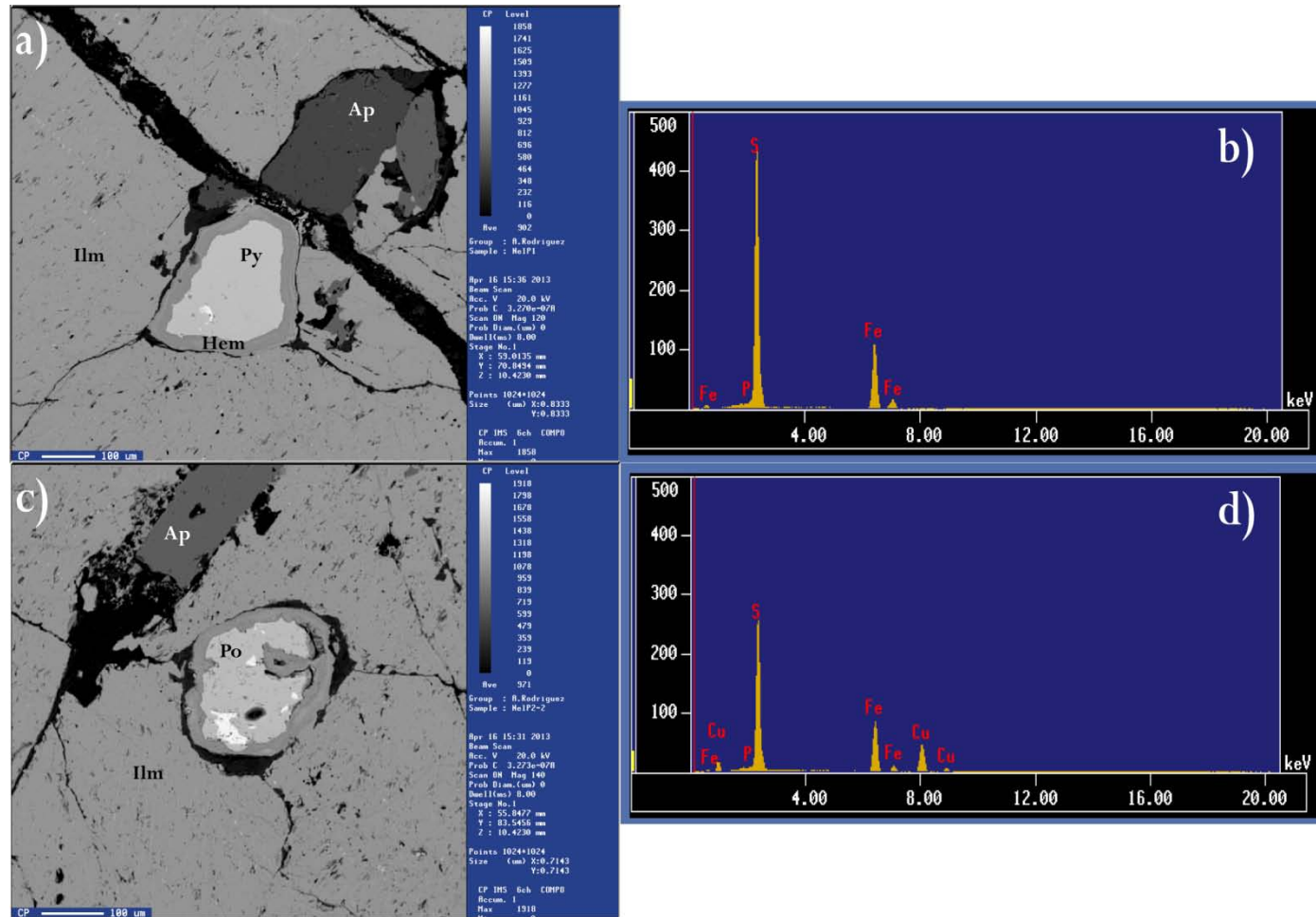


Figura 6.1. a) Imagen de retrodispersión (BSE; siglas en inglés) de pirita con bordes subredondeados en el punto Ne1P1-1, b) gráfica de energía (keV: kiloelectron Volt) vs. intensidad para pirita (punto Ne1P2-1), c) imagen de retrodispersión tomada mediante el equipo SEM de una pirrotina con hábito globular (Ne1P2-2) y d) análisis semi-cuantitativo (EDS) de una pirrotina en el punto Ne1P2-2. Ap: apatito, Hem: hematita, Ilm: ilmenita, Po: pirrotina, Py: pirita y Rt: rutilo. Abreviaturas recomendadas por la Subcomisión de sistemática para rocas metamórficas (SCMR; siglas en inglés) en FETTES & DESMONS (2007).

Tabla 6.2. Fórmulas teóricas y calculadas para doce puntos de sulfuros en nelsonitas analizados por EMPA. * Cálculo en el Anexo II (tabla AII.1).

Punto	Fórmula teórica	Fórmula calculada*	Mineral
Ne1P1-1	FeS ₂	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S ₂	Pirita
Ne1P2-1	FeS ₂	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S ₂	Pirita
Ne1P2-2	FeS	Fe _{0.78} Co _{0.01} Cu _{0.20} Mo _{0.01} S	Pirrotina/pirrotita
Ne1P2-3	FeS ₂	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S ₂	Pirita
Ne1P2-4	FeS ₂	Fe _{0.97} Ni _{0.02} Mo _{0.01} S ₂	Pirita
Ne1P2-5	FeS	Fe _{0.6} Cu _{0.4} S	Pirrotina/pirrotita
Ne1P2-6	FeS	Fe _{0.98} Ni _{0.01} Mo _{0.01} S	Pirrotina/pirrotita
Ne1P2-7	FeS ₂	Fe _{0.99} Mo _{0.01} S ₂	Pirita
Ne2P3-1	FeS	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S	Pirrotina/pirrotita
Ne2P3-2	FeS	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S	Pirrotina/pirrotita
Ne2P2-1	FeS	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S	Pirrotina/pirrotita
Ne2P2-2	FeS	Fe _{0.98} Co _{0.01} Mo _{0.01} S	Pirrotina/pirrotita

6.2. ÓXIDOS

6.2.1. Introducción

La ilmenita es un óxido de Fe-Ti que cristaliza después de la plagioclasa (fase temprana) en muchas rocas asociadas con anortositas masivas del Proterozoico. Este mineral representa un excelente monitor de cristalización y procesos de fraccionación porque contiene elementos compatibles (Cr y V) e incompatibles (Mn, Nb, Ta, Zr y Hf). La concentración de tales elementos puede demostrar la contribución de ciertos factores (*e. g.* cristalización fraccionada, mineralogía en el líquido, reacciones de reequilibrio post-cumulíticas, etc.) que controlan la composición de la ilmenita. Desde el punto de vista económico, la ilmenita empleada en el procesamiento industrial es extremadamente sensible a la composición de elementos mayores y traza, particularmente a los contaminantes Cr y Mg (CHARLIER *et al.*, 2007).

El rutilo es un mineral que puede alojar diversos elementos traza (Nb, Ta, entre otros HFSE), los cuales son empleados como indicadores geoquímicos de procesos geológicos (MEINHOLD, 2010). El rutilo ha sido considerado como un factor importante que controla el flujo de los HFSE de la placa subducida al manto (*e. g.* evolución magmática de arcos y metamorfismo en zonas de subducción; GREEN, 1995). ZACK *et al.* (2002) sugirieron que las abundancias de Cr y Nb en rutilos pueden discernir entre litologías fuente metamáficas o metapelíticas.

Por otra parte, SMYTHE *et al.* (2008) notaron que los contenidos de Mg y Al podían distinguir rutilos derivados de fuentes corticales o mantélicas; mientras que, la presencia de Al, Cr y Nb podía diferenciar entre rocas provenientes del manto. También grandes cantidades de V, Ni, Cu, Sn, Sb y W en los rutilos pueden sugerir una fuente de un depósito metálico (SCOTT, 2005). En cuanto a los elementos mayores, la concentración de Fe en el rutilo ha sido señalada como un indicador de su origen metamórfico ($\sim > 1,000$ ppm). Según BANFIELD & VEBLEN (1991), el contenido de Fe parecía incrementarse con el grado metamórfico, por lo que sugirieron que esta potencial correlación podía aplicarse a un geotermómetro en rocas que experimentaron temperaturas < 500 °C. Sin embargo, los rutilos de baja temperatura (origen hidrotermal) también contienen cantidades considerables de Fe ($> 0.5\%$ wt.; *e. g.* MÜLLER & HALLS, 2005). La abundancia del Fe en el rutilo depende, entre otros factores, de la temperatura, presión, composición de roca total y fugacidad de oxígeno. El contenido de Fe^{3+} es gobernado por la $f\text{O}_2$, por lo que su presencia indica alta $f\text{O}_2$ durante el crecimiento del cristal (MEINHOLD, 2010).

6.2.2. Metodología y presentación de datos

Al igual que en los sulfuros, se aplicó la microsonda electrónica para el estudio de los minerales de óxidos en las mismas muestras. El equipo analítico fue el mismo que el empleado para los sulfuros y las condiciones analíticas no cambiaron. Las muestras Ne1 y Ne2 se analizaron para determinar la concentración de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO, MnO, MgO, CaO, Na_2O , K_2O , Cr_2O_3 , V_2O_3 , NiO, ZnO, CuO, BaO y PbO. Se midieron un total de veintitrés puntos en óxidos en las dos muestras. Los datos obtenidos se muestran en la tabla 6.3.

6.2.3. Resultados

Con base en los datos obtenidos, los óxidos identificados de las nelsonitas fueron ilmenitas y rutilos y, en menor medida, ferropseudobrookitas, todos ellos minerales de alta temperatura. Las ilmenitas (Fig. 6.2a) poseen concentraciones máximas de 54.48 y mínimas de 47.49% wt. para FeO y valores de TiO_2 que van de 43.03 a 52.21% wt. También tienen cantidades considerables de V_2O_3 (1.86% wt. en promedio), MnO (0.55% wt. en promedio) y BaO (0.34% wt. en promedio). Los rutilos (Fig. 6.2c), por su parte, presentan contenidos de TiO_2 altos de hasta 97.50% wt. Solamente un punto (Ne1P2-3) tiene una concentración $< 90\%$ wt. con 83.15% wt. Este mismo grano reporta la concentración más alta de FeO en los rutilos con 15.03% wt.

Tabla 6.3. Composición química puntual en óxidos de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt.

Punto	Ne1P1-1-1	Ne1P1-1-2	Ne1P1-1-3	Ne1P1-1-4	Ne1-7-1	Ne1-7-2	Ne1-7-3	Ne1-7-4	Ne1-7-5	Ne1P2-1	Ne1P2-2	Ne1P2-3
NiO	0.002	0.000	0.006	0.002	0.010	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000
MnO	0.452	0.477	0.000	0.005	0.009	0.024	0.011	0.548	0.548	0.000	0.516	0.186
FeO	54.478	50.866	0.193	0.211	0.470	0.717	0.644	47.486	47.686	0.202	48.299	15.032
CuO	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000	0.007	0.018	0.004	0.015	0.021	0.012
PbO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZnO	0.000	0.009	0.000	0.014	0.015	0.000	0.000	0.000	0.052	0.000	0.000	0.048
Na ₂ O	0.010	0.023	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.048	0.010	0.013	0.016
K ₂ O	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000
CaO	0.000	0.000	0.110	0.082	0.002	0.000	0.000	0.038	0.028	0.005	0.000	0.014
MgO	0.104	0.113	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.102	0.088	0.008	0.090	0.082
Al ₂ O ₃	0.011	0.027	0.005	0.001	0.004	0.018	0.013	0.028	0.010	0.000	0.015	0.009
SiO ₂	0.000	0.029	0.012	0.000	0.019	0.035	0.008	0.020	0.011	0.000	0.016	0.006
TiO ₂	43.028	48.298	95.862	96.654	96.389	95.701	95.781	52.207	51.836	97.504	51.301	83.148
V ₂ O ₃	1.598	1.792	3.587	3.536	3.580	3.549	3.529	1.806	1.884	3.471	1.882	3.063
Cr ₂ O ₃	0.282	0.097	0.177	0.176	0.102	0.101	0.127	0.037	0.000	0.107	0.053	0.159
BaO	0.317	0.357	0.662	0.696	0.644	0.684	0.673	0.334	0.379	0.666	0.327	0.603
Σ	100.286	102.088	100.637	101.408	101.245	100.844	100.793	102.624	102.587	101.988	102.556	102.378

Tabla 6.3. Composición química puntual en óxidos de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt. (Continuación).

Punto	Ne1P2-4	Ne2-1-4	Ne2-1-5	Ne2-2-1	Ne2-2-3	Ne2-3-1	Ne2-3-2	Ne2-3-3	Ne2-3-4	Ne2-3-5	Ne2-3-6
NiO	0.005	0.036	0.013	0.000	0.016	0.001	0.000	0.003	0.013	0.000	0.000
MnO	0.026	0.554	0.488	0.627	0.638	0.000	0.013	0.000	0.310	0.273	0.693
FeO	0.201	49.520	51.250	48.702	47.912	0.409	0.455	0.433	28.382	25.791	47.860
CuO	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.006	0.013	0.024	0.000
PbO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ZnO	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.064	0.000	0.000
Na ₂ O	0.008	0.007	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000
K ₂ O	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.012	0.080	0.000	0.003
MgO	0.000	0.096	0.071	0.090	0.090	0.000	0.003	0.002	0.088	0.041	0.075
Al ₂ O ₃	0.022	0.044	0.012	0.000	0.010	0.003	0.008	0.007	0.257	0.022	0.012
SiO ₂	0.000	0.015	0.025	0.000	0.010	0.000	0.008	0.003	0.054	0.019	0.000
TiO ₂	97.206	47.685	46.388	49.735	50.714	95.872	95.213	94.975	66.630	69.701	51.235
V ₂ O ₃	3.613	2.020	1.924	1.904	1.940	3.546	3.607	3.572	2.482	2.625	1.893
Cr ₂ O ₃	0.229	0.118	0.086	0.035	0.000	0.095	0.097	0.087	0.062	0.090	0.037
BaO	0.649	0.318	0.373	0.344	0.284	0.700	0.721	0.646	0.509	0.510	0.372
Σ	101.983	100.413	100.661	101.442	101.620	100.645	100.125	99.757	98.953	99.096	102.180

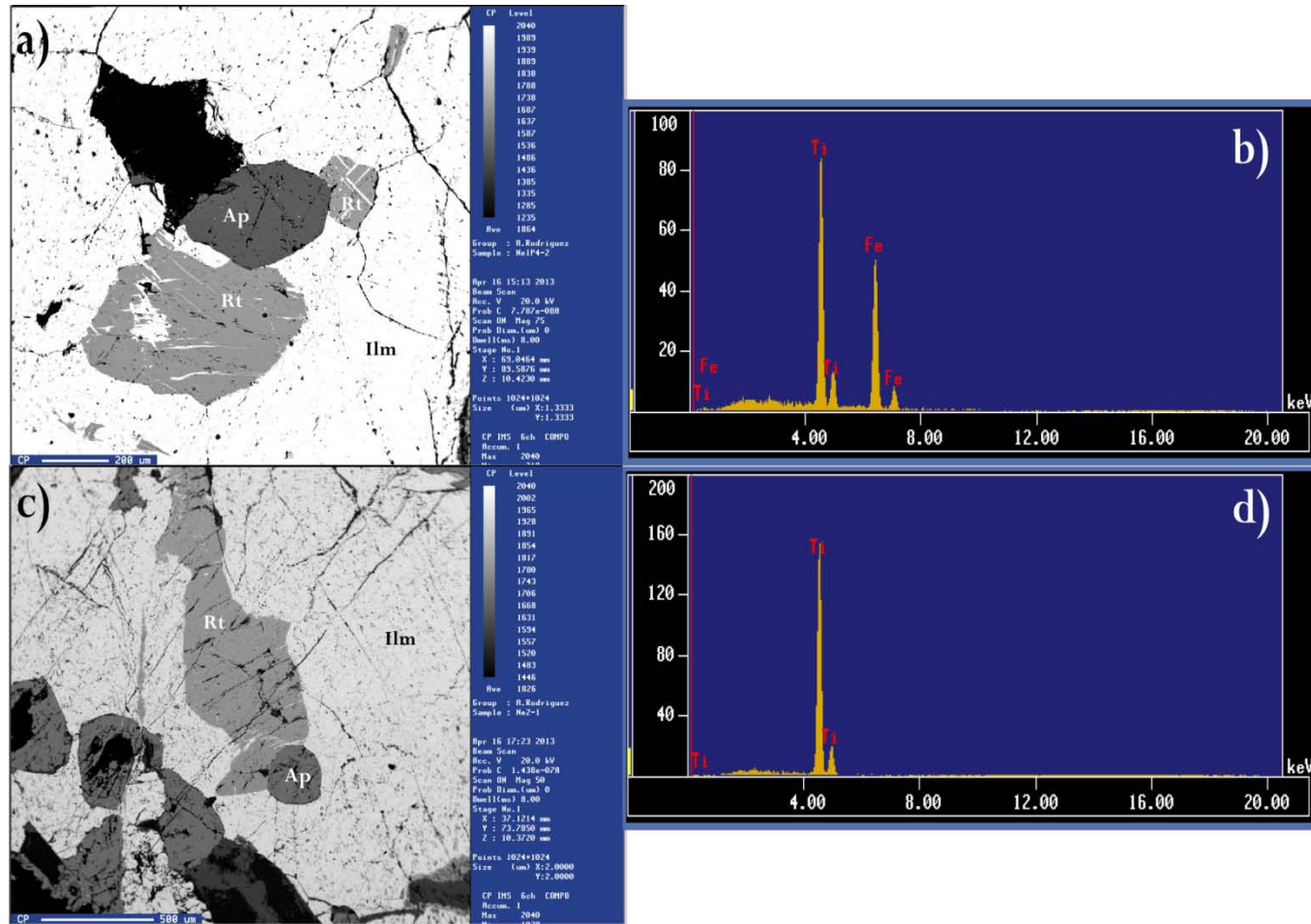


Figura 6.2. a) Imagen de retrodispersión de ilmenita y un par de rutilos granulares; uno de ellos similar al hábito de “gotas” de los apatitos (punto Ne1P4-2), b) gráfica EDS para una ilmenita en el punto Ne1P4-3, c) imagen BSE con acercamiento a un rutilo granular alargado (Ne2P1) y d) análisis semi-cuantitativo de un rutilo (Ne1P4-2). Para abreviaturas refiérase a la Fig. 6.1.

Con excepción de este rutilo, la cantidad de FeO en el resto de los cristales es <1.0% wt. Estos óxidos también contienen V_2O_3 y BaO en cantidades promedio de 3.51 y 0.67% wt., respectivamente. Además, dos ferropseudobrookitas fueron identificadas con promedios de 68.17% wt. para TiO_2 y 27.09% wt. para FeO. A partir de los datos analíticos se calcularon las fórmulas minerales de las ilmenitas, rutilos y ferropseudobrookitas (tabla 6.4). Un par de análisis semi-cuantitativos para los óxidos se muestran en la Fig. 6.2b y d (ilmenita y rutilo, respectivamente).

Tabla 6.4. Fórmulas teóricas y calculadas para veintitrés puntos de óxidos en nelsonitas analizados por EMPA. * Cálculo en el Anexo II (tabla AII.2). Nota para la fórmula calculada: el Fe incluye Fe^{3+} y Fe^{2+} .

Punto	Fórmula teórica	Fórmula calculada*	Mineral
Ne1P1-1-1	$FeTiO_3$	$Fe_{1.20}Ti_{0.80}O_3$	Ilmenita
Ne1P1-1-2	$FeTiO_3$	$Fe_{1.10}Ti_{0.90}O_3$	Ilmenita
Ne1P1-1-3	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne1P1-1-4	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne1-7-1	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne1-7-2	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne1-7-3	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne1-7-4	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne1-7-5	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne1P2-1	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne1P2-2	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne1P2-3	TiO_2	$Ti_{0.80}Fe_{0.20}O_2$	Rutilo
Ne1P2-4	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne2-1-4	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne2-1-5	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne2-2-1	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne2-2-3	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita
Ne2-3-1	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne2-3-2	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne2-3-3	TiO_2	$Ti_{1.00}O_2$	Rutilo
Ne2-3-4	$FeTi_2O_5$	$Fe_{1.00}Ti_{2.00}O_5$	Ferropseudobrookita
Ne2-3-5	$FeTi_2O_5$	$Fe_{1.00}Ti_{2.00}O_5$	Ferropseudobrookita
Ne2-3-6	$FeTiO_3$	$Fe_{1.00}Ti_{1.00}O_3$	Ilmenita

6.3. FOSFATOS

6.3.1. Introducción

El apatito es el mineral del grupo de los fosfatos más común en la corteza de la Tierra (DONELICK *et al.*, 2005). De acuerdo a PASERO *et al.* (2010), la fórmula química simplificada del apatito es $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{X}$ ($\text{X}=\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}$). Los tres aniones F^- , Cl^- y OH^- se sustituyen mutuamente, formando los miembros finales fluorapatito, clorapatito e hidroxiapatito, respectivamente (DONELICK *et al.*, 2005).

El apatito es un mineral accesorio, encontrado en una gran cantidad de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias (DONELICK *et al.*, 2005). A pesar de ser principalmente un mineral accesorio, la presencia y distribución del apatito son utilizadas frecuentemente para modelar procesos geológicos, tales como fusión del manto, diferenciación en la cámara magmática e hidrotermalismo (ROEDER *et al.*, 1987).

El apatito se encuentra entre los minerales más importantes que pueden incorporar y, potencialmente, concentrar elementos traza, controlando la variación de REE en rocas ígneas (ROEDER *et al.*, 1987; CHERNIAK, 2000, 2010). En particular, el apatito de origen ígneo es conocido por su enriquecimiento en REE (HARBI *et al.*, 2011). Los coeficientes de partición para este mineral (típicamente >1) lo convierten en un mineral más sensible a ligeros cambios en las concentraciones de REE durante procesos magmáticos que la mayoría de los minerales silicatados (*e. g.* CHERNIAK, 2000). El apatito ha sido señalado como un mineral que tiende a concentrar las LREE o MREE en relación a las HREE (ROEDER *et al.*, 1987). La distribución de las REE en este mineral depende de su estructura y de las características geoquímicas de la fuente a partir de la cual el apatito cristalizó. Así mismo, el estado de oxidación de la fuente es importante, ya que elementos como Ce (Ce^{3+} y Ce^{4+}) y Eu (Eu^{2+} y Eu^{3+}) son susceptibles a la fugacidad de oxígeno (PAPIKE *et al.*, 1984). Es de destacar que, el apatito generado a partir de un magma granítico posee una mayor capacidad para concentrar REE comparado con un apatito cristalizado de un fundido basáltico (*e. g.* WATSON & GREEN, 1981).

La capacidad del apatito de retener elementos traza lo convierte en un buen indicador para la génesis de granitos (*e. g.* SHA & CHAPPELL, 1999). Debido a que el apatito no es afectado por fusión parcial de corteza continental, los núcleos de apatitos heredados pueden ofrecer pistas para el origen de granitos corticales (WATSON & HARRISON, 1984).

En cuanto a rocas poco evolucionadas, el apatito es, virtualmente, el único mineral formador de roca con volátiles en su estructura que ocurre en complejos ígneos máficos estratiformes. Como tal, representa un indicador de las concentraciones de halógeno en el magma, lo que se refleja en las variaciones de F, Cl y OH en función de su altura con respecto a su base (WARNER *et al.*, 1998).

Por otra parte, TOPLIS & DINGWELL (1996) mencionaron que el apatito controla elementos traza como U, Th, Sr y REE en sistemas máficos. Debido a que el apatito es una fase cristalina importante en productos tardíos de intrusiones estratificadas o en complejos anortosíticos (*e. g.* DYMEK & OWENS, 2001), éste puede proveer información sobre la evolución del magma en etapas tardías, ya que este mineral registra la fraccionación de elementos traza durante la diferenciación del fundido. De manera particular para las nelsonitas, el apatito controla las concentraciones de REE, U, Th, Cl, Ca y Sr (TOLLARI *et al.*, 2008; véase capítulo 5).

Es común que alrededor de los apatitos ocurran minerales de fosfato de LREE (La, Ce y Nd; véase JONES *et al.*, 1996). Éstos pueden ser *e. g.*, monacita: $X(\text{PO}_4)$; $X=\text{La, Ce, Nd, Th}$ (origen magmático y/o metamórfico) o rabdofana: $X(\text{PO}_4)(\text{H}_2\text{O})$; $X=\text{La, Ce, Nd}$ (origen ígneo o por alteración; *e. g.* NAGY *et al.*, 2002). Estos dos minerales están relacionados químicamente (BERGER *et al.*, 2008).

6.3.2. Metodología y presentación de datos

Metodología: Sistema de ablación láser con plasma acoplado inductivamente

El sistema de ablación láser con plasma acoplado inductivamente (LA-ICP-MS; siglas en inglés) es una herramienta microanalítica que se utiliza especialmente para proveer datos geocronológicos de una manera rápida y precisa. El láser, el cual consiste de láser con asociaciones ópticas y una celda que restringe el aire para contener las muestras; además de un tubo para el transporte de la muestra al ICP en cantidades de flujo de gas, es la primera parte de este sistema donde se introducen las muestras que serán transformadas por el láser en el interior de la celda en un aerosol de pequeñas partículas que son transportadas en un flujo de gas al ICP. En el ICP, el gas (comúnmente argón) es eléctricamente elevado a altas temperaturas formando un plasma. La muestra en aerosol es llevada a ese plasma donde éste la vaporizará, atomizará y finalmente ionizará. En resumen, el láser se utiliza para realizar el micromuestreo, el plasma acoplado (ICP) para la producción de iones y el espectrómetro de masas (MS) para la separación de los mismos (LEIJA-MONTOYA, 2013).

Análisis y presentación de datos

Los estudios químicos cuantitativos fueron realizados por el método LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM. El análisis se llevó a cabo con un equipo de ablación láser *Resonetics* modelo *Resolution* M50 y con un tipo de láser ArF Excimer, donde sus parámetros analíticos fueron: longitud de onda de 193 nm, diámetro del haz de 60 μm y una frecuencia de 5 Hz.

El espectrómetro de masas empleado fue un ThermoXii *series* de tipo cuadrupolo con un potencial de 1,500 W y un flujo de He de 0.7 l/min. El estándar empleado para la medición de los fosfatos fue apatito proveniente del Cerro de Mercado (Durango, México). Las muestras Ne1 y Ne2 fueron sujetas a este análisis para determinar la concentración del elemento mayor Ca, las REE y algunos elementos traza (Sr, Y, Hf, Pb, Th y U) en apatitos. Se analizaron un total de veinte puntos en apatitos en ambas muestras. Los datos obtenidos se muestran en la tabla 6.5.

6.3.3. Resultados

En los apatitos (Fig. 6.3a), la concentración de Ca va de 372,000 a 406,000 ppm. Por otra parte, los elementos traza que se encuentran en buenas cantidades son Sr e Y. El Sr oscila entre 352 y 573 ppm; mientras que, para el Y sus valores rondan los 217 y 493.1 ppm. En promedio, el Hf tiene las concentraciones más bajas (0.007 – 7.3 ppm). El valor máximo para el Pb es de 28.1 ppm; mientras que, el mínimo es de 2.85 ppm. El Th y U se encuentran en cantidades pequeñas, aunque sin mayor variación. Las cantidades de Th van de 2.06 a 5.81 ppm. Por su parte, la concentración del U es siempre <2.89 ppm. Mediante un análisis por el espectrómetro dispersivo de energía (en la microsonda, véase sección 6.1.2) se obtuvieron semi-cuantitativamente los elementos mayores de los apatitos (Fig. 6.3b).

Por otro lado, el patrón de abundancias para las REE en apatitos (Fig. 6.4) es muy similar al diagrama de REE para nelsonitas (*cf.* Figs. 5.12 y 5.13). Sin embargo, la Fig. 6.4 exhibe, en general, mayores enriquecimientos comparados con los patrones de REE en roca total. Se denota un fuerte enriquecimiento en LREE, especialmente en Pr, con una abundancia de hasta 987.5 veces mayor que en las condritas. Se observa una tendencia decreciente para las MREE que se ve interrumpida por una anomalía negativa muy acentuada en Eu con un valor mínimo de 127.27 en el punto Ne-13, el cual se distingue por desfasarse del resto de los puntos en todos los elementos. El empobrecimiento de las HREE

Tabla 6.5. Composición química puntual en apatitos de nelsonitas por LA-ICP-MS para algunos elementos traza, REE y un elemento mayor (Ca). Los valores están dados en ppm.

Punto	Ca	Sr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Ne-21	402,200	395.0	400.9	211.0	620.0	97.8	529.0	131.9	19.53	136.1
Ne-22	404,000	352.0	352.0	144.0	419.0	71.0	403.0	103.0	16.20	106.0
Ne-23	402,400	441.0	437.8	177.4	540.9	89.5	494.2	128.3	19.87	141.2
Ne-24	403,300	435.2	427.1	192.6	556.6	94.5	497.9	132.0	20.10	140.3
Ne-25	398,000	392.0	351.0	98.3	305.0	57.0	340.0	99.9	14.19	104.2
Ne-26	395,700	539.0	366.9	112.3	347.9	65.2	380.6	111.6	16.78	117.2
Ne-27	395,100	402.2	424.0	188.0	508.0	90.7	484.0	128.4	19.81	138.4
Ne-28	397,000	437.0	385.0	154.0	435.0	73.6	406.0	108.0	15.70	114.0
Ne-29	391,200	395.0	320.0	146.0	403.0	68.3	392.0	100.0	15.00	103.0
Ne-21_1	393,700	573.0	377.0	105.4	331.0	60.2	352.0	108.5	15.40	112.6
Ne-11	387,600	500.0	402.7	163.3	483.0	77.7	427.0	120.8	18.84	126.2
Ne-12	384,800	452.3	492.0	206.0	564.0	93.9	530.0	138.8	21.96	154.1
Ne-13	372,000	570.0	217.0	74.5	234.0	38.9	229.0	75.6	9.80	76.4
Ne-14	394,900	519.1	387.8	196.3	553.0	88.4	471.0	120.7	18.42	131.8
Ne-15	401,700	443.0	486.5	241.8	709.0	110.6	577.0	147.4	22.41	154.6
Ne-16	406,000	459.0	461.3	229.0	676.0	103.6	548.0	140.0	22.01	154.1
Ne-17	398,300	500.5	437.0	210.0	643.0	97.6	527.0	139.2	21.50	150.1
Ne-18	382,500	478.4	460.0	228.8	625.0	98.0	526.0	140.1	21.09	146.9
Ne-19	398,700	526.0	469.3	245.6	704.0	110.6	575.0	143.3	22.14	152.1
Ne-110	390,500	538.1	493.1	177.6	580.0	93.0	508.0	142.6	22.04	157.0

Tabla 6.5. Composición química puntual en apatitos de nelsonitas por LA-ICP-MS para algunos elementos traza, REE y un elemento mayor (Ca). Los valores están dados en ppm. (Continuación).

Punto	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Ne-21	16.16	88.7	15.45	34.30	12.86	1.445	0.015	4.07	4.94	2.270
Ne-22	13.10	71.9	12.80	27.30	10.80	1.400	4.500	16.10	4.47	2.720
Ne-23	17.04	95.7	16.66	37.24	14.67	1.512	0.007	4.69	4.74	2.891
Ne-24	17.33	94.4	16.39	36.60	14.00	1.625	0.063	4.14	4.57	2.738
Ne-25	13.27	73.3	12.37	28.70	12.48	1.430	0.019	3.60	3.05	1.770
Ne-26	14.32	78.9	13.09	30.50	13.30	1.420	0.037	6.70	3.06	1.788
Ne-27	16.96	91.7	16.28	36.10	13.69	1.680	0.091	9.08	4.48	2.720
Ne-28	13.20	79.1	12.80	28.80	12.30	1.300	4.400	24.80	4.09	2.330
Ne-29	12.90	70.7	12.00	26.20	10.50	1.400	7.300	28.10	4.69	2.830
Ne-21_1	14.37	78.2	14.29	28.80	12.20	1.370	0.610	10.50	3.42	1.940
Ne-11	16.32	90.1	15.67	36.10	12.51	1.580	0.390	5.84	3.51	1.710
Ne-12	19.54	110.2	18.84	43.30	16.78	1.860	0.740	5.30	4.95	2.400
Ne-13	9.40	45.8	7.50	16.60	5.90	0.650	2.000	12.00	2.06	1.110
Ne-14	16.55	94.0	15.99	35.80	12.92	1.550	0.107	3.11	3.72	1.879
Ne-15	19.73	114.2	19.11	44.60	15.33	1.880	0.101	2.85	5.81	2.815
Ne-16	18.92	110.1	18.38	42.90	15.36	1.840	0.086	4.05	5.46	2.563
Ne-17	18.92	104.2	16.94	39.00	13.91	1.670	0.029	9.10	5.42	2.520
Ne-18	19.15	109.0	18.04	40.30	16.02	1.760	0.077	3.87	5.37	2.280
Ne-19	19.09	109.9	18.58	40.70	15.99	2.000	0.085	3.80	4.85	2.499
Ne-110	19.61	111.7	18.90	42.10	15.35	1.860	0.062	8.86	4.95	2.630

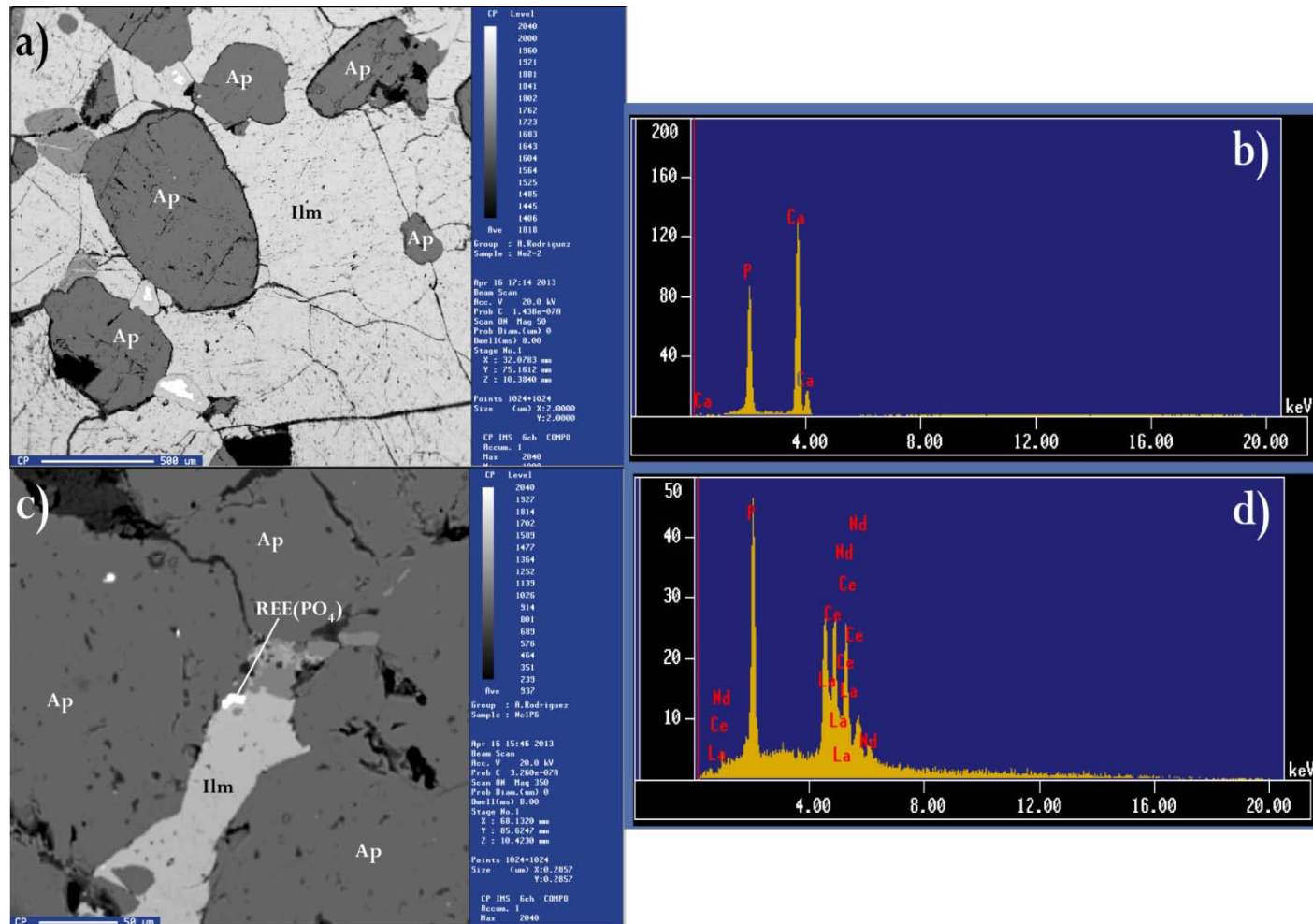


Figura 6.3. a) Imagen de retrodispersión de apatitos con hábitos de glóbulos capturada por el equipo SEM (punto Ne2P2), b) gráfica bivariante de un análisis semi-cuantitativo en apatito para el punto Ne2P4-4, c) imagen de retrodispersión con acercamiento al REE(PO₄) en Ne1P6 y d) análisis EDS de un fosfato de LREE para Ne1P4-1. Para abreviaturas refiérase a la Fig. 6.1.

es evidente, especialmente para Yb y Lu cuyas concentraciones en los apatitos son, como máximo, 76 veces mayor que en las condritas.

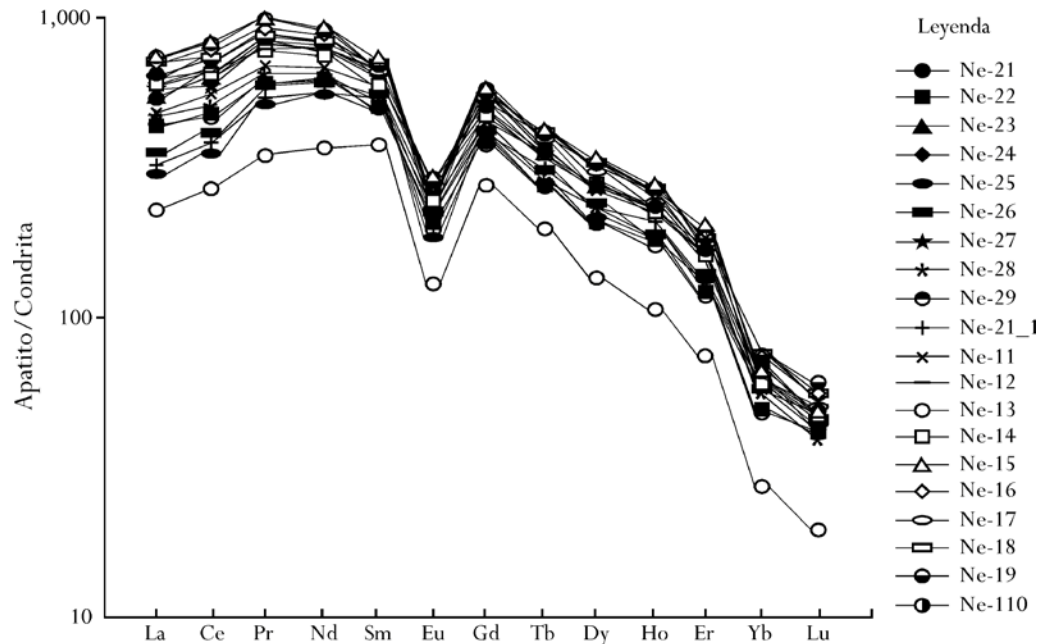


Figura 6.4. Patrones de Elementos de Tierras Raras para apatitos de nelsonitas del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN *et al.* (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1).

Cabe destacar que, mediante un análisis semi-cuantitativo realizado por la microsonda electrónica (véase sección 6.1.2) se identificó un fosfato de REE (de dimensiones pequeñas; $\sim 15 \mu\text{m}$), el cual aparece alrededor de los apatitos (Fig. 6.3c). Debido a la naturaleza semi-cuantitativa de la medición (Fig. 6.3d), no fue posible determinar de forma clara el nombre del mineral. Sin embargo, con base en los resultados obtenidos para dos puntos de las muestras (tabla 6.6) es probable que se trate de monacita ($X[\text{PO}_4]$; $X=\text{La, Ce, Nd, Th}$) o rabdofana ($X[\text{PO}_4][\text{H}_2\text{O}]$; $X=\text{La, Ce, Nd}$), en ambos casos fosfatos altamente enriquecidos en LREE.

Tabla 6.6. Composición semi-cuantitativa puntual en fosfatos de REE de nelsonitas por EMPA para algunos elementos. Los valores están dados en % wt.

Punto	Al	S	Ca	Fe	Sr	Ni	Na	Mg	La	Ce	Nd	P
Ne1P4	0.022	0.000	0.000	0.269	0.676	0.000	0.000	0.000	0.000	33.146	37.660	28.124
Ne1P6	0.292	0.325	1.850	1.436	1.564	0.418	0.841	0.255	5.578	29.732	33.049	24.660

7. DISCUSIÓN

7.1. PETROGRAFÍA

La información petrográfica hace suponer que las nelsonitas son producto de una cristalización directa de un magma rico en Fe-Ti-P-S, separado de otro rico en Si por medio de un proceso de inmiscibilidad líquida y que experimentó recristalización por el evento metamórfico granulítico del Gneis Novillo. Los minerales primarios o formadores de la roca son la ilmenita y el apatito que, en general, conforman una textura granular. Debido a sus abundancias modales, el rutilo y los sulfuros (sulfuros de Fe) representan los minerales accesorios; mientras que la clorita puede ser de origen metamórfico retrógrado o hidrotermal. El cuarzo está presente como mineral secundario, alojado en vetillas. Para la discusión específica de las fases fosfatadas, óxidos y sulfuros véase sección 7.3.

Comúnmente durante una inmiscibilidad, dentro del magma no silicatado se forman gotas del líquido más rico en Si. Para el caso de estudio, el magma inmisible rico en Fe y Ti (fracción más abundante del líquido) cristaliza ilmenita formando $\sim 2/3$ partes de la nelsonita. Los glóbulos que se forman dentro de la masa de óxidos de Fe-Ti son de apatitos (P; fracción menos abundante del líquido) que conforman $\sim 1/3$ de la roca. También se distinguieron pequeños sulfuros en forma de “gotas” similares a los apatitos en las muestras. Esta estructura peculiar, también conocida como “*ocelli*”, es un indicador de inmiscibilidad líquida (WINTER, 2001). Esto alude a una separación de un magma silicatado y otro rico en Fe-Ti-P-S, donde el P y S formaron líquidos independientes dentro del líquido Fe-Ti inmisible.

Se propone que el rutilo es de origen ígneo y secundario. La posibilidad de que el rutilo sea metamórfico no es viable debido a la ausencia de: 1) rutilos con morfología de “aguja” (*e. g.* BANFIELD & VELEN, 1991) y 2) agregados policristalinos (intercrecimientos de rutilo y clorita) que reemplazan a la ilmenita, *e. g.* durante el metamorfismo prógrado de bajo a mediano grado (LUVIZOTTO *et al.*, 2009). Además, esta última no corresponde al grado metamórfico que experimentó la roca y requiere la presencia de silicatos para llevar a cabo dicha reacción. Por otro lado, la idea de que el rutilo sea de origen magmático y secundario (alteración) se ve respaldada por las texturas de reemplazamiento de los rutilos pseudomorfos. Éstos reemplazan a las ilmenitas desde los bordes del cristal y entre microfracturas como resultado de estadios tardíos de oxidación del magma, por lo que no es un mineral primario. Otras opciones de la formación de rutilo secundario son la alteración hidrotermal de biotitas titaníferas (cloritización; CARRUZZO *et al.*, 2006) o por exsolución de fases minerales ricas en Ti (*e. g.*

clinopiroxenos y granates; ZHANG *et al.*, 2003), ambas descartadas por la falta de minerales silicatados. Las lamelas de exsolución de hematita fina dentro de las ilmenitas, los reemplazamientos de rutilo y entre sulfuros son indicios de etapas tardías de oxidación del magma.

Por otra parte, la presencia de fracturamiento en las ilmenitas, apatitos y rutilos da cuenta de episodios de deformación. Las intersecciones entre granos de ilmenita con juntas triples de 120° observadas en las nelsonitas son características de recristalizaciones durante eventos metamórficos, enmarcando así una textura granoblástica. A pesar de la recristalización experimentada, las nelsonitas no muestran especies minerales generadas por el evento granulítico. Esto puede deberse a la virtual ausencia de H₂O y a la composición esencialmente monominerálica de la roca (óxidos de Fe-Ti) que no permite la aparición de fases químicamente distintas. Tampoco se observaron texturas particulares de reacciones metasomáticas y metamórficas como las coronas de zircón alrededor de óxidos de Fe-Ti (*e. g.* AUSTRHEIM *et al.*, 2008). La clorita, al no ser estable en las facies de granulita y en la zona superior de las facies de anfibolita, probablemente se formó por metamorfismo retrógrado (régimen extensional) por debajo de la zona inferior de las facies de anfibolita. La posibilidad de que la clorita sea de origen hidrotermal (alteración) también es una opción. Esto indicaría la existencia de minerales ferromagnesianos, lo que habla probablemente de una inmiscibilidad incompleta entre un líquido silicatado y otro rico en Fe-Ti-P.

Las texturas preservan el registro de los procesos por los cuales se forman los minerales y proporcionan una visión más clara de los medios más eficaces para la extracción de los metales (RAMDOHR, 1980; CRAIG & VAUGHAM, 1981). Para el caso de los óxidos de Fe-Ti, una característica importante al determinar el valor económico del depósito es la presencia o ausencia de ilmenita como cristales individuales separables relativamente libres de intercrecimientos (FORCE, 1991). En algunas regiones, procesos metamórficos relacionados con eventos corticales mayores han transformado las rocas con ilmenita a rocas con rutilo. Ya que el rutilo es un mineral raro en depósitos de Fe-Ti (MORISSET *et al.*, 2010) y es más valuado que la ilmenita, estos procesos son de importancia económica. Durante eventos metamórficos, la ilmenita en el protolito se descompone y el Fe entra al granate y el Ti, al rutilo (KORNELIUSSEN, 2003). Para el caso de estudio, la ilmenita no presenta grandes áreas de intercrecimiento (diminutas lamelas de hematita) ni de reemplazamiento (poco rutilo modal) y los tamaños de los cristales son considerables. La ocurrencia del rutilo es atribuida a procesos de oxidación tardíos, más que a un proceso metamórfico.

7.2.GEOQUÍMICA DE ROCA TOTAL

Argumentos a favor de una inmiscibilidad líquida

Los diagramas bivariados para elementos mayores y traza (véase Figs. 5.2 – 5.6) no presentan tendencias para suponer una evolución magmática de las nelsonitas por medio de cristalización fraccionada. Las grandes cantidades de Fe_2O_3 y de TiO_2 en la mayoría de las muestras (entre el 65 – 70% wt.) corresponden a la presencia de $\sim 2/3$ de óxidos de Fe-Ti que se observaron en la petrografía (véase sección 7.1). Los más altos contenidos de P_2O_5 y CaO y los más bajos de Fe_2O_3 y TiO_2 (muestras Ne6 y Ne14) responden a la saturación de apatitos en bandas. La ausencia de álcalis (Na_2O y K_2O) en los análisis refleja la escasa o nula presencia de feldespatos. Las bajas concentraciones de SiO_2 se deben a la presencia de cuarzos que se encuentran rellenando vetillas en las nelsonitas. En cuanto a los elementos traza, el V (véase Fig. 5.4) es el que se presenta en mayor cantidad ya que está asociado al Fe y Ti (tendencia positiva), en este caso alojándose en ilmenita y rutilo. Otros elementos como Zr, Zn, Ni, Co, Cu y Nb (véase Fig. 5.5) pueden estar concentrados en óxidos y sulfuros, en estos últimos el Co, Cu y Ni en mayor cantidad (sección 7.3).

El Sr (LILE) y las LREE (La, Ce y Nd) en las nelsonitas muestran tendencias negativas que indican fraccionación probablemente de plagioclasa y apatito. Las muestras más ricas en P y Ca poseen las mayores concentraciones de Sr y LREE, sugiriendo acumulación en apatitos (véase Fig. 5.6). Los elementos mayores y traza de los ferrogabros toleíticos y las anortositas de la *suite* AMCG (véase Fig. 5.7) fueron comparados con las nelsonitas, observándose campos de desmezcla (*i. e.* sin miembros intermedios) entre ambos grupos (véase Figs. 5.8 – 5.10). Esto favorece la hipótesis de una inmiscibilidad líquida, aunque no es determinante. Claramente, una comparación más profunda entre todas las litologías de las rocas AMCG (especialmente rocas graníticas) y las nelsonitas es necesaria.

Mediante una comparación entre las REE de las nelsonitas y las anortositas (véase Fig. 5.11) se puede constatar un comportamiento contrastante entre ambos grupos. Por un lado, las anortositas se encuentran empobrecidas en REE sugiriendo una posible fuente empobrecida. Por el contrario, las nelsonitas muestran un enriquecimiento. Si se asume que ambas rocas fueron generadas a partir de una misma fuente, la explicación más coherente es que la cantidad de REE presente en el magma gabro-anortosítico parental migrara casi en su totalidad al magma nelsonítico durante la inmiscibilidad líquida, dando lugar a un enriquecimiento relativamente alto de REE (véase Fig. 5.12). La anomalía positiva de

Eu para las anortositas y la negativa para las nelsonitas son coherentes con la acumulación y la ausencia de plagioclasas, respectivamente, siendo otro indicio a favor de una separación o, en este caso, una inmiscibilidad. La alta concentración de LREE se debe a la incorporación de estos elementos al apatito (véase Figs. 5.12 y 5.13); mientras que el fuerte decremento en HREE es atribuido a la fraccionación de minerales tales como piroxenos y anfíboles. Para el resto de los elementos incompatibles, la interpretación de los datos es similar a los de REE (véase Figs. 5.14 y 5.15).

A pesar de que no se realizó un trabajo petrológico experimental, con base en la geoquímica se propuso un campo de inmiscibilidad en el diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-FeO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ para las rocas AMCG y las nelsonitas, en el cual no se muestran miembros intermedios (véase Fig. 5.16). La falta de diagramas de discriminación tectonomagmática para nelsonitas hace complicado determinar el ambiente geológico de formación con exactitud.

Relación de los ferrogabros con la inmiscibilidad y la $f\text{O}_2$

Los gabros ricos en Fe-Ti-P son rocas cumulíticas comunes que cristalizaron de basaltos toleíticos (NAMUR *et al.*, 2012) y están asociados a intrusiones estratificadas, así como a cuerpos anortosíticos de tipo masivo. La formación de ferrogabros a partir de basaltos toleíticos puede resultar de la cristalización de un magma silicatado homogéneo o a partir de la cristalización de fundidos inmiscibles (uno rico en Si y otro, en Fe). Diferencias menores en la composición del líquido determinan cuál de los dos procesos anteriores seguir, ya que el enriquecimiento extremo en Fe no es determinante para una inmiscibilidad (CHARLIER & GROVE, 2012). La tendencia toleítica (tendencia de Fenner) tiene como algunos principios (VEKSLER, 2009): a) el líquido magmático debe ser toleítico (basáltico) desde el comienzo, normativo en hiperstena y subcalino por definición, además de ser rico en FeO_{Tot} y TiO_2 , b) en sus etapas iniciales de cristalización, el enriquecimiento de Fe es controlado por una temprana y extensa cristalización de plagioclasa, c) la cristalización de ilmenita y/o magnetita marcan el punto de quiebre en la tendencia, apuntando a una estabilidad de óxidos de Fe-Ti que depende de las condiciones de oxidación ($f\text{O}_2$) y d) la cristalización a lo largo de la tendencia conlleva a un incremento en la actividad de SiO_2 .

Para el caso de estudio, ferrogabros toleíticos pertenecientes a la *suite* AMCG (véase Fig. 5.7) pudieron derivarse de un magma de composición gabro-anortosítica y quizá evolucionaron con una tendencia de gabros toleíticos y siguieron un proceso de inmiscibilidad líquida.

Esto corresponde con el diagrama $\text{SiO}_2\text{-FeO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 + \text{CaO} + \text{P}_2\text{O}_5\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ (véase Fig. 5.16), en donde los ferrogabros de la *suite* AMCG tienen una composición casi idéntica a basaltos toleíticos.

En este caso, el enriquecimiento extremo en Fe de los ferrogabros (tendencia de Fenner) sí corresponde con las bajas condiciones oxidantes (véase sección 7.3) y una inmiscibilidad líquida, donde magmas inmiscibles ricos en Fe particionan fuertemente el P relativo al magma silicatado (CAWTHORN, 2003).

EPLER (1987) demostró que el P y Fe aumentan mutuamente sus solubilidades en líquidos silicatados. Probablemente el P impide la saturación en minerales de óxidos de Fe-Ti y permite que la concentración de Fe y Ti aumente lo suficiente para resultar en la inmiscibilidad (DUCHESNE, 1999).

Complejo Gneis Novillo vs. Complejo Oaxaqueño

La compleja historia tectónica de Oaxaquia como un terreno continuo se puede constatar con una comparación entre el Complejo Gneis Novillo y el Complejo Oaxaqueño (considerado el arquetipo de Oaxaquia), los cuales enmarcan la extensión del microcontinente en el norte y sur del país, respectivamente.

Tomando en cuenta el desarrollo tectonotermal de ambos complejos es posible notar que éstos poseen rocas relacionadas con un ambiente arco/trasarco (KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010) con edades similares (Gneis Novillo: 1,235 – 1,115 Ma, CAMERON *et al.*, 2004; Complejo Oaxaqueño: $\geq 1,350 - \geq 1,140$ Ma, SOLARI *et al.*, 2003). La migmatización para las rocas de Oaxaquia se dio a los $1,106 \pm 6$ Ma (SOLARI *et al.*, 2003) en el Complejo Oaxaqueño; mientras que para el Gneis Novillo no hay una edad reportada. Además, las rocas de arco/trasarco son cortadas por la *suite* AMCG con una edad de 1,035 – 1,010 Ma (CAMERON *et al.*, 2004) y 1,012 – 1,006 Ma (SOLARI *et al.*, 2003) para el Gneis Novillo y el Complejo Oaxaqueño, respectivamente. Finalmente, todo el paquete de rocas del Gneis Novillo fue metamorfizado a los 990 ± 5 Ma (CAMERON *et al.*, 2004) y el del Complejo Oaxaqueño, a los 1,004 – 972 Ma (SOLARI *et al.*, 2003) durante la formación de Rodinia.

A manera general, los dos complejos muestran estilos estructurales, secuencias deformacionales y eventos tectonotermales (TRAINOR *et al.*, 2011), además de litologías, edades y rocas de cobertura similares (KEPPIE & ORTEGA-GUTIÉRREZ, 2010; WEBER *et al.*, 2010).

Es de considerar que los escasos trabajos geoquímicos, siendo el de CAMERON *et al.* (2004) el único conocido, realizados en el Gneis Novillo no permiten dilucidar una historia tectónica más precisa para la evolución de este complejo. En contraste, para el Complejo Oaxaqueño se tienen un número considerable de estudios (KEPPIE *et al.*, 2001; KEPPIE *et al.*, 2003; SOLARI *et al.*, 2003) que proporcionan un mejor entendimiento de los procesos geodinámicos involucrados en la generación de estas rocas grenvillianas, en particular para la *suite* AMCG.

En el Complejo Oaxaqueño, en particular en el área de Pluma Hidalgo, SCHULZE (2011) separó las rocas AMCG en tres grupos: 1) gabros, leucogabros y anortositas de labradorita-andesina (GLA), 2) anortositas masivas de andesina-oligoclasa junto con rocas cuarzomonzoníticas, titanoferrodióriticas y monzoníticas (AMC), además de xenolitos o autolitos y diques anortosíticos y granodioríticos y 3) mangeritas, enderbitas-trondhjemitas y charnoenderbitas-charnockitas (METCH). Este autor determinó seis etapas magmáticas en el grupo AMCG: 1) emplazamiento de dioritas-granodioritas-tonalitas, 2) rocas AMC con un subgrupo de anortositas, monzodioritas y cuarzomonzonitas y otro, con ferrodioritas y nelsonitas de ilmenita y rutilo, 3) enderbitas y trondhjemitas, 4) mangeritas y charnockitas, 5) gabros (pobre en Al_2O_3 y rico en MgO) y 6) monzonitas. La etapa magmática de la *suite* AMCG comenzó a los 1,014 Ma en la etapa 1 y terminó a los ~974 Ma con las monzonitas. De acuerdo a SCHULZE (2011), las rocas AMCG son producto de fusión parcial de corteza inferior y sus rocas parentales son gabros y leucogabros de alta alúmina, idénticos a las rocas GLA.

Es de destacar que la zona de emplazamiento del grupo AMCG parece estar relacionada a una discontinuidad tectónica asociada al engrosamiento de la corteza por la Orogenia Zapotecana, evidenciado por diferencias petrogenéticas entre el área norte toleítica y el sur calco-alcalino (SCHULZE, 2011). Esto coincide con otros emplazamientos anortosíticos alrededor del mundo, donde los macizos parecen estar controlados por zonas de debilidad estructural en la corteza (*e. g.* Complejo Rogaland de Noruega, asociado a la zona de transición de Fedá; DUCHESNE, 1999).

Origen de la suite AMCG del Gneis Novillo: fuente empobrecida

Escasos trabajos geoquímicos se han realizado en la suite AMCG del Gneis Novillo. La información geoquímica con implicaciones en particular para la fuente de estas rocas se resume en composiciones isotópicas de Pb en feldespatos obtenidas por CAMERON *et al.* (2004) y en datos isotópicos de Hf de WEBER *et al.* (2010).

Los datos isotópicos de Pb en feldespatos muestran una relación de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que va de 17.093 a 17.556; mientras que, la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es de 15.457 – 15.533. Las relaciones reportadas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para corteza inferior son bajas y del orden de *ca.* 14.0 y *ca.* 14.7, respectivamente (ROLLINSON, 1993). Al ser graficados los datos de Pb de CAMERON *et al.* (2004), éstos se posicionan en el campo de rocas de corteza inferior (Fig. 7.1).

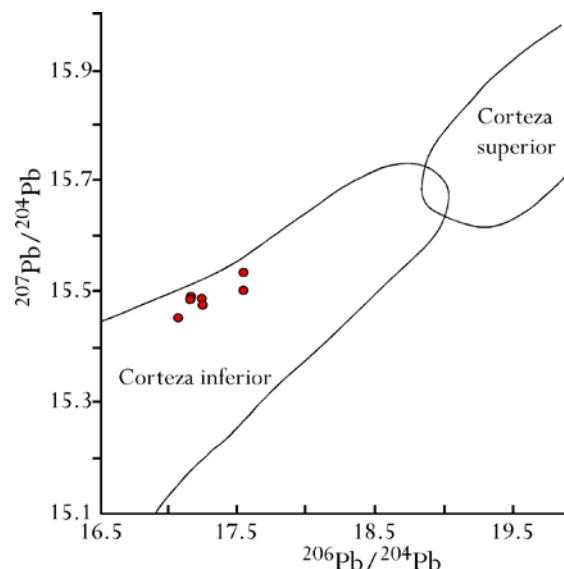


Figura 7.1. Gráfico de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para rocas de corteza continental donde se observan las muestras de feldespatos de la suite AMCG de CAMERON *et al.* (2004).

Más tarde, mediante estudios isotópicos más detallados (empleando el sistema Lu-Hf), WEBER *et al.* (2010) demostraron que las rocas precursoras del Gneis Novillo son de origen cortical (corteza inferior) a partir de una fuente empobrecida con una relación de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(i)}$ de 0.28215 – 0.28224 y $\epsilon\text{Hf}_{(1.2 \text{ Ga})}$ entre +5 y +7. Lo anterior no es acorde a la generación de anortositas en un ambiente de intraplaca (*e. g.* ASHWAL, 1993) y obligaría a inclinarse por un modelo que contemple fusión parcial de corteza inferior (*e. g.* LONGHI *et al.*, 1999).

Anortositas de México vs. Anortositas del mundo

Con base en la información anterior, las rocas AMCG de Oaxaquia no corresponden a un ambiente intraplaca común para la generación de estos macizos. Las anortositas se caracterizan, en general, por altos contenidos de Al_2O_3 , CaO , Na_2O , Sr , LREE y Eu , concentraciones bajas de otros elementos traza y una anomalía positiva de Eu en el diagrama de REE y multielementos (ASHWAL, 1993). Las rocas anortosíticas del Gneis Novillo cumplen con estas características, lo que implica que las anortositas no son exclusivas de una ambiente anorogénico puro e incluso que pueden intervenir distintos mecanismos en su generación.

Una comparación petrológica hecha por MAJI *et al.* (2010) entre ocho macizos anortosíticos en India (Bolangir, Chilka, Jugsaipatna y Turkel en el Cinturón Ghats del Este), Norteamérica (Marcy y Morin en la Provincia Grenville, además del Complejo Nain) y Europa (Hidra en el Complejo Rogaland, SW de Noruega) demuestra que las anortositas tienen un carácter geoquímico subalcalino y concentraciones importantes de Al_2O_3 (20.90 – 31.29% wt.), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (2.57 – 7.23% wt.) y Sr (304 – 1,017 ppm), así como bajas en K_2O (0.13 – 2.34% wt.), FeO_{Tot} (0.36 – 6.61% wt.), TiO_2 (0.07 – 2.52% wt.) y P_2O_5 (0.01 – 0.35% wt.). El contenido de SiO_2 va de bajo a moderado (48.55 – 59.80% wt.) y sus patrones de REE se caracterizan por un enriquecimiento en LREE ($\sim 7x - 213x$) y una fuerte anomalía positiva de Eu . Isotópicamente las anortositas tienen una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7034 – 0.7066), $\delta^{18}\text{O}$ (5.7 – 7.5%) y ϵNd (+1.14 a +5.5) que indican una fuente mantélica empobrecida. Todo lo anterior es consistente con los afloramientos del Gneis Novillo excepto la fuente, demostrado con datos de Hf (presentados en el apartado anterior) de la *suite* AMCG. Por otra parte, los plutones félsicos asociados a las anortositas tienen una naturaleza peraluminosa con altas cantidades de SiO_2 , K_2O , Ba , Zr y una alta relación de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Sus valores de $\delta^{18}\text{O}$ (6.8 – 10.8%) y su relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7067 – 0.7104) sugieren un origen cortical. Las rocas ferrogabroicas asociadas (subalcalinas y alcalinas) tienen afinidad geoquímica, isotópica y mineralógica con las anortositas, representando el líquido residual del magma gabro-anortosítico parental, sin relación alguna con las rocas ácidas e intermedias de origen cortical.

Para el caso de los ejemplos de la India, Norteamérica y Noruega, el magma parental de la *suite* AMCG parece ser producto de fundidos derivados del manto, quizá a partir de un gabro rico en Al. Esto concuerda con el modelo de TOLLO (2005) para la generación de *suites* AMCG (Fig. 7.2), escenario geológico que no aplica para las rocas de México.

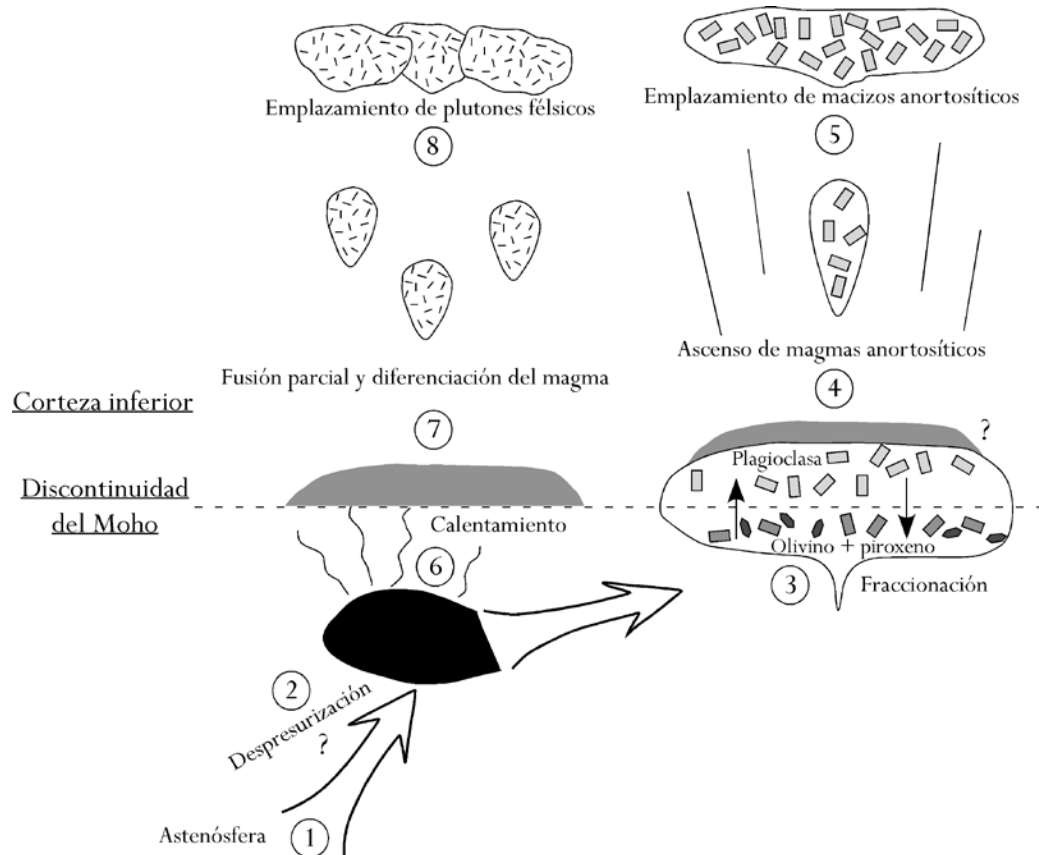


Figura 7.2. Resumen esquemático de un modelo de formación de una *suite* AMCG. Después de un proceso de laminación o adelgazamiento, la astenósfera asciende hacia la corteza inferior (1), en donde por decompresión adiabática ocurre fusión parcial (2). Este magma derivado del manto se emplaza por *underplating* en la base de la corteza inferior y comienza a fraccionarse (3). Ya sea que la roca fuente haya sido un gabro rico en Al (?) o que el mismo magma haya causado fusión parcial en la corteza (?), el líquido resultante es rico en Al. Cuando el magma está suficientemente enriquecido, cristaliza la plagioclasa, la cual, por ser menos densa que otros minerales máficos (e. g. piroxenos y olivinos), flota y se acumula en la parte superior de la cámara magmática. Las grandes cantidades de plagioclasa, al ser menos densas que la corteza en general, ascienden a través de fracturas o debilidades corticales (4) y finalmente se emplazan como anortositas masivas (5). Los fundidos mantélicos (2) pueden proveer calor hacia la corteza inferior (6) resultando en su fusión parcial (7). La diferenciación de estos magmas corticales conlleva al emplazamiento de plutones félsicos (8) petrogenéticamente no relacionados a las anortositas. Modelo adaptado de ASHWAL (1993) y TOLLO (2005).

7.3. QUÍMICA MINERAL

Dentro del grupo de sulfuros se identificaron la pirita (FeS_2) y la pirrotina (FeS) como fases minerales principales con cantidades de Co y Mo y pequeñas concentraciones de Ni y Cu. Al parecer, la pirrotina es producto directo del evento magmático y está relacionada al proceso de inmiscibilidad líquida debido a su hábito en forma de gotas. Por otro lado, la pirita se formó de manera secundaria, probablemente reemplazando a la pirrotina.

Por otra parte, la ilmenita (FeTiO_3) y el rutilo (TiO_2) representan los óxidos dominantes en las nelsonitas. La ilmenita aloja en su estructura cristalina pequeñas cantidades de V_2O_3 , MnO, BaO, MgO y Cr_2O_3 ; mientras que el rutilo presenta V_2O_3 , BaO, FeO y Cr_2O_3 . En el análisis químico de los óxidos no se contempló la medición de las cantidades de elementos traza, los cuales son importantes para detectar mecanismos de fraccionación (en el caso de la ilmenita) o bien, indicadores geoquímicos de procesos geológicos (para el caso del rutilo).

Sin embargo, desde el punto de vista económico se puede establecer que la ilmenita es apta para el procesamiento industrial debido a la escasa presencia de Cr y Mg (≤ 0.282 y $\leq 0.113\%$ wt. en óxidos, respectivamente; véase sección 6.2.3). De acuerdo a la clasificación propuesta por DUPUIS & BEAUDOIN (2011), las ilmenitas de las nelsonitas representan un depósito de tipo Fe-Ti y V (principal tipo de mineralización en los mayores depósitos de titanio del mundo; Fig. 7.3), muy contrastante con los de tipo Kiruna, como se había mencionado anteriormente (véase sección 1.2.3).

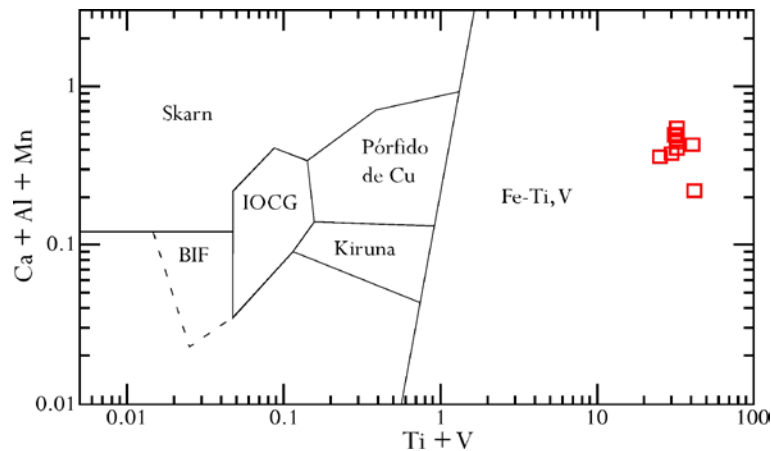


Figura 7.3. Diagrama discriminativo Ti + V vs. Ca + Al + Mn para composiciones de óxidos con Fe. Los valores están dados en % wt. BIF: Formaciones de Hierro Bandeado, siglas en inglés; IOCG: Óxidos de Fe-Cobre-Oro, siglas en inglés. Los cuadros huecos representan ilmenitas de las nelsonitas del Gneis Novillo. Gráfico de DUPUIS & BEAUDOIN (2011).

Los datos de FeO, TiO₂ y Fe₂O₃ de la química mineral para los óxidos muestran dos agrupamientos muy claros dentro del diagrama ternario FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (Fig. 7.4). El primero corresponde a la solución sólida ilmenita-hematita, donde todos los puntos se encuentran más cercanos al miembro extremo de ilmenita, con poca cantidad de Fe₂O₃. Un par de muestras (consideradas primeramente como ilmenitas) se posicionan en la solución sólida ferropseudobrookita-pseudobrookita. El segundo grupo comprende a los rutilos, donde la mayoría de las muestras tiene ~100% de componente TiO₂, con excepción de un punto.

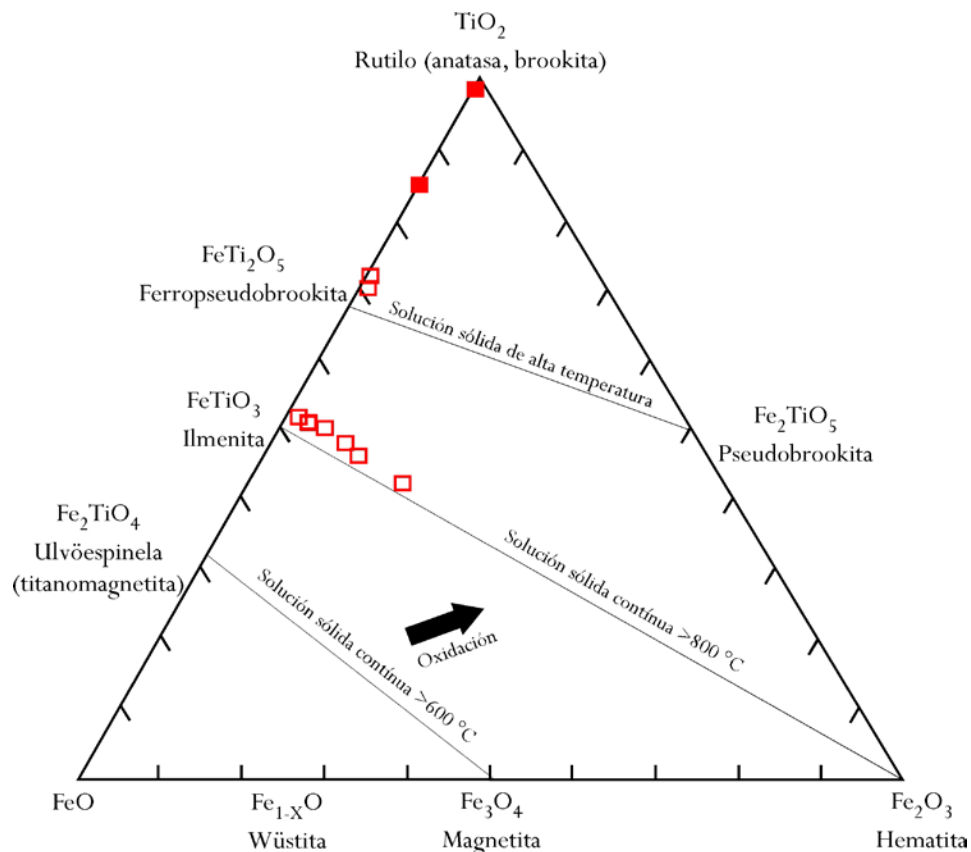


Figura 7.4. Diagrama ternario del sistema FeO-TiO₂-Fe₂O₃ que muestra las composiciones de las ilmenitas y los rutilos de las nelsonitas del Gneis Novillo. Se observan las soluciones sólidas completas entre miembros extremos (titanomagnetita-magnetita, ilmenita-hematita y ferropseudobrookita-pseudobrookita). Los valores están dados en % wt. Los cuadros huecos representan ilmenitas y ferropseudobrookitas; mientras que los cuadros rellenos son rutilos de las nelsonitas del Gneis Novillo. Modificado de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964).

De acuerdo al diagrama de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964), las ilmenitas y las ferropseudobrookitas cristalizaron dentro de series completas. Se estima una temperatura de formación >800 °C o bien, >1,050 °C (DUPUIS & BEAUDOIN, 2011) para el caso de las ilmenitas y una temperatura mayor para las ferropseudobrookitas. De cualquier manera, la aparición de ambos óxidos de

Fe-Ti ocurrió después de la cristalización de las plagioclasas en las anortositas de la *suite* AMCG (*e. g.* CHARLIER *et al.*, 2007). Por otra parte, la formación de rutilos se dio a temperaturas mucho más elevadas.

El diagrama del sistema FeO-TiO₂-Fe₂O₃ (véase Fig. 7.4) también refleja las condiciones de fO_2 y apoya las observaciones petrográficas (véase sección 7.1). A manera general, los óxidos analizados cristalizaron en condiciones magmáticas poco oxidantes (*i. e.* en un sistema cerrado) debido a la baja cantidad de óxido férrico (Fe³⁺), expresado como Fe₂O₃. En este caso, la baja fO_2 controló la saturación y tiempo de cristalización de minerales de óxidos de Fe-Ti, la partición de elementos y las relaciones de Fe³⁺/Fe²⁺ en los sólidos y líquidos, principalmente. La presencia de rutilo en cantidades accesorias y comúnmente en lamelas dentro de la ilmenita, además de la asociación con ferropseudobrookita sugiere estadios tardíos de incremento en la oxidación (tendencia de Fenner). El magma portador de la mineralización en condiciones oxidantes incorpora Fe³⁺ en las etapas tempranas de formación de ilmenita y Fe-pseudobrookita, en tanto el líquido residual es paulatinamente enriquecido en Fe²⁺ con su correspondiente disminución de fO_2 , alcanzando con ello en última instancia la saturación en rutilo magmático (ALVA-VALDIVIA & LÓPEZ-LOERA, 2011).

Además, la baja fO_2 se ve reflejada en una de las contrapartes líquidas de las nelsonitas, *i. e.* en los ferrogabros (véase Fig. 5.7) de la *suite* AMCG del Gneis Novillo. En el diagrama AFM se denotan los ferrogabros marcando lo que parece la tendencia de Fenner (FENNER, 1929), típica para la cristalización de magmas basálticos toleíticos ricos en Fe-Ti en condiciones de baja fO_2 (RYABCHIKOV & KOGARKO, 2006).

En cuanto a los fosfatos, los apatitos se encuentran enriquecidos en LREE (La, Ce, Pr y Nd). A pesar de no contar con datos completos de elementos mayores en los apatitos, éstos probablemente contienen flúor (fluorapatitos), como normalmente se presentan en las nelsonitas (*e. g.* KOLKER, 1982; DYMEK & OWENS, 2001; KOZLOWSKI & WISZNIEWSKA, 2003; TOLLARI *et al.*, 2008), lo que indicaría cristalización a temperaturas elevadas.

Además, debido a la alta concentración de LREE, se observaron diminutos minerales fosfatados de Nd, Ce y La (monacita y/o rabdofana); fases comunes en la mineralogía de la nelsonita (*e. g.* KOZLOWSKI & WISZNIEWSKA, 2003).

Las concentraciones de REE en los apatitos tienen un típico carácter ígneo con HREE fraccionadas y anomalías negativas en Eu. Esto es acorde con los análisis petrográficos y geoquímicos que denotan la ausencia de minerales silicatados, particularmente minerales máficos (*e. g.* piroxenos y anfíboles) que contienen HREE. Todo lo anterior conlleva a que la distribución de REE en el apatito depende en gran medida de las características geoquímicas de la fuente a partir de la cual cristalizó el mineral.

Se realizó una comparación geoquímica de contenidos de REE entre apatitos de nelsonitas y rocas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito provenientes de diferentes localidades en el mundo. Se seleccionaron muestras de algunos complejos anortosíticos de Norteamérica y de la península de Escandinavia. Los patrones de REE (Fig. 7.5) presentan tendencias semi-planares y positivas en las LREE, anomalías negativas en Eu y un empobrecimiento en las HREE (Er-Lu), donde los apatitos de las nelsonitas del Gneis Novillo están relativamente menos enriquecidos que aquéllos de Canadá, E.E.U.U. y Noruega. No obstante, esta similitud de patrones y, en especial, el arreglo de los LREE sugieren que es característico de nelsonitas en complejos anortosíticos, como lo propusieron DARLING & FLORENCE (1995).

La idea de que ocurrió una fraccionación de plagioclasas en el magma gabro-anortosítico durante la separación (inmiscibilidad líquida) del líquido silicatado (anortositas y ferrogabros) y el líquido rico en Fe-Ti-P (nelsonitas) se ve reforzada por las concentraciones de LREE y Sr en los apatitos de las nelsonitas del Gneis Novillo. Esto se debe a que la plagioclasa tiende a incorporar preferentemente LREE (coeficientes de partición de 0.190 – 0.090 para magmas básicos; FUJIMAKI *et al.*, 1984) sobre HREE (coeficientes de partición de 0.057 – 0.053 para magmas básicos; FUJIMAKI *et al.*, 1984), además de alojar Sr (coeficiente de partición de 1.830 para magmas básicos; ARTH, 1976) en su estructura cristalina, lo cual explica el patrón semi-planar o ligeramente positivo de las LREE y cantidades moderadas (352 – 573 ppm) de Sr en los apatitos de las nelsonitas. Por otro lado, las concentraciones de LREE (hasta ~2,700 ppm para Ce), así como de Sr (hasta ~1,500 ppm) en los apatitos de las localidades en Canadá, E.E.U.U. y Noruega son mucho más elevadas que en el Gneis Novillo en México. Estas diferencias composicionales probablemente tienen relación con la fuente del magma (en este caso, más enriquecida que en Oaxaquia).

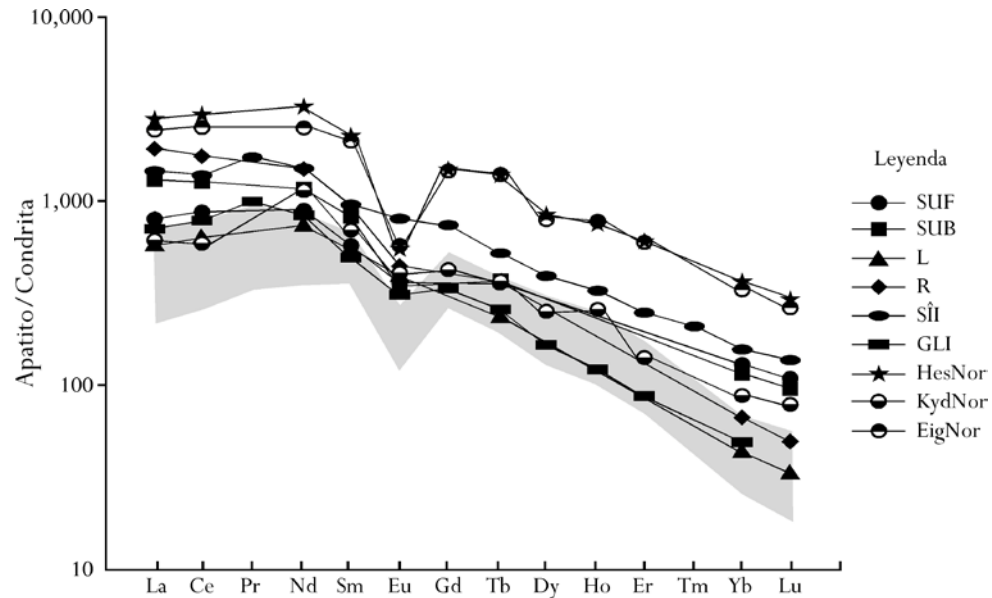


Figura 7.5. Patrones de Elementos de Tierras Raras para apatitos de nelsonitas y rocas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito de distintas localidades. SUF: Saint Urbain/Furnace (Canadá), SUB: Saint Urbain/Bignell (Canadá), L: Labrieville (Canadá), R: Roseland (E.E.U.U.), SII: Sept-Îles Intrusive (Canadá), GLI: Grader Layered Intrusive (Canadá), HesNor: Hesnes (Noruega), KydNor: Kydlandsvatn (Noruega) y EigNor: Eigeroy (Noruega). El campo gris corresponde a los apatitos de nelsonitas del Cañón Novillo. Datos analíticos normalizados a condritas con valores reportados por HASKIN *et al.* (1968) y NAKAMURA (1974); véase Anexo I (tabla AI.1). Los análisis de los apatitos de muestras de Norteamérica y Noruega son de ROELANDTS & DUCHESNE (1979), DYMEK & OWENS (2001), CHARLIER *et al.* (2008) y TOLLARI *et al.* (2008) y están reportados en el Anexo III (tabla AIII.1).

7.4. MODELO PETROGENÉTICO

La discusión de los resultados anteriores permite establecer un modelo petrogenético para la generación de las nelsonitas del Complejo Gneis Novillo del NE de México, el cual incluye las siguientes etapas exclusivamente para el magmatismo AMCG y el posterior metamorfismo de Oaxaquia:

1. Colisión del extinto arco de islas Oaxaquia contra Amazonia debido a movimientos sinestrales de Amazonia respecto a Laurentia, generando migmatización de las rocas encajonantes para la futura *suite* AMCG a los ~ 1.1 Ga durante la Orogenia Olmeca (SOLARI *et al.*, 2003; Fig. 7.6).

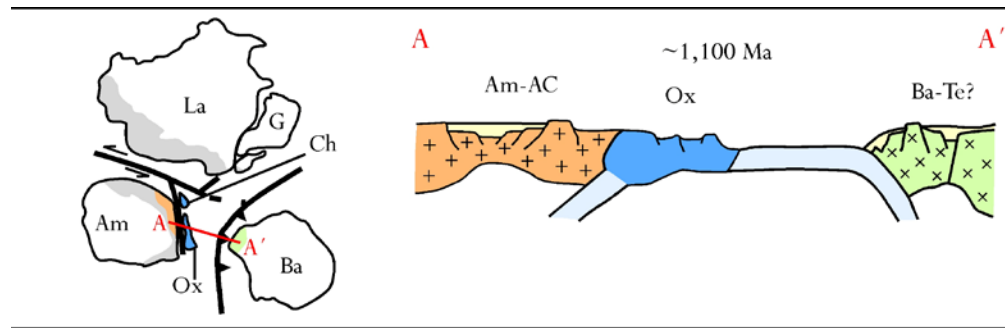


Figura 7.6. Modelo tectónico de la colisión del arco de islas de Oaxaquia contra Amazonia. Modificado de WEBER *et al.* (2010). AC: Andes Colombianos, Am: Amazonia, AO: África del Oeste, Ba: Báltica (Orógeno Sueco-Noruego), C: Congo, Ch: Chortis, G: Groenlandia, K: Kalahari, La: Laurencia, Ox: Oaxaquia, RP: Río de La Plata, SF: São Francisco, Te: Telemarkia. Sin escala.

2. Cese de subducción en el arco continental en Amazonia a los 1.08 Ga, mientras continuaba la convergencia del Orógeno Sueco-Noruego (WEBER *et al.*, 2010; Fig. 7.7).

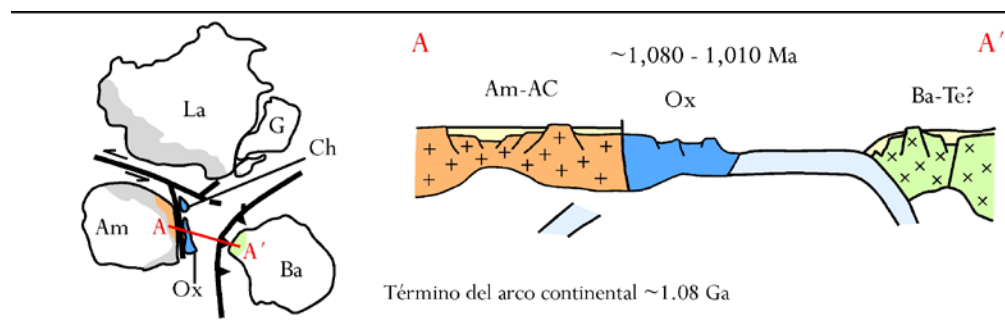


Figura 7.7. Escenario tectónico para el término del arco continental en Amazonia. Modificado de WEBER *et al.* (2010). Para leyenda refiérase a la Fig. 7.6. Sin escala.

3. Período corto de extensión en el cual ocurrió un rompimiento de la placa subducida (*detachment*) permitiendo el ascenso de la astenósfera (Fig. 7.8a). Este proceso permitió el incremento en el gradiente geotérmico del límite manto-corteza lo suficiente como para fundir ($>1,000\text{ }^{\circ}\text{C}$) la componente anortosítica de la roca parental (probablemente de composición gabro-anortosítica/gabroica de alta alúmina). El calentamiento de la corteza inferior resultó en la fusión parcial del basamento de Oaxaquia (fuente empobrecida), generando por un lado, un magma que al fraccionarse generó plutones félsicos (Mangerita-Charnockita-Granito) y por otro, probablemente uno de composición gabro-anortosítica (Fig. 7.8b). Debido a que estos dos magmas no tienen una relación genética común, probablemente la corteza inferior era de una composición heterogénea. Todo esto ocurrió

durante la actividad magmática de la *suite* AMCG desde ~1,020 hasta 1,000 Ma (KEPPIE *et al.*, 2003; TRAINOR, 2010) con una prominencia a los ~1,010 Ma (WEBER *et al.*, 2010).

El líquido gabro-anortosítico comenzó su diferenciación en condiciones anorogénicas al fraccionar plagioclasa al mismo tiempo que experimentaba una inmiscibilidad líquida, al separar física y químicamente una fracción con Si y otra, enriquecida en Fe-Ti-P y con poco S. Es aquí donde el Si, Eu, Sr y una cierta cantidad de LREE se incorporaron primordialmente a las plagioclasas de las anortositas (magma silicatado) y el Fe, Ti y P, además de LREE y cantidades de Sr y S pasaron a formar los óxidos de Fe-Ti, los apatitos y sulfuros de las nelsonitas (magma Fe-Ti-P; Fig. 7.8c). Los apatitos y sulfuros desarrollaron estructuras de *ocelli* debido a una inmiscibilidad dentro del líquido Fe-Ti-P-S que se separó, a su vez, en dos fracciones: una porción rica en Fe-Ti y otra, enriquecida en P-S. La aparición de los rutilos pseudomorfos, las lamelas de exsolución de hematita en ilmenitas y los reemplazamientos entre sulfuros son consecuencia de etapas tardías de oxidación del magma, probablemente siguiendo una tendencia evolutiva de Fenner. Los cuerpos lenticulares de nelsonitas, reportados por ORTEGA-GUTIÉRREZ (1978), probablemente fueron emplazados en las anortositas debido a la cercanía entre estos dos cuerpos magmáticos. Esto se ve apoyado por contactos interdigitados entre ambas unidades litológicas. Es de destacar que la inmiscibilidad líquida no se llevó a cabo de manera completa, al quedar en la parte silicatada remanentes del líquido rico en Fe para formar los ferrogabros. Estas rocas están genéticamente relacionadas al magma gabro-anortosítico y forman, junto con las anortositas y los plutones félsicos generados durante la fusión parcial, la *suite* AMCG (Fig. 7.8b). El escenario tectónico anterior no es el ideal para la formación de anortositas, ya que éstas son propias de un ambiente intraplaca (*e. g.* ASHWAL, 1993) y tienen una fuente mantélica (*e. g.* GILL, 2010). Sin embargo, el modelo propuesto basado en WEBER *et al.* (2010) apunta a una fuente empobrecida sin contribución del manto para la *suite* AMCG, por lo que se plantea que las concentraciones de REE, manejadas en este trabajo, son relativamente bajas comparadas con fuentes más enriquecidas. Esto podría explicar las diferencias composicionales, específicamente de apatitos, que existen entre los distintos complejos anortosíticos aquí comparados. Esto es acorde con una evolución geodinámica similar pero no igual entre cinturones grenvillianos alrededor del mundo.

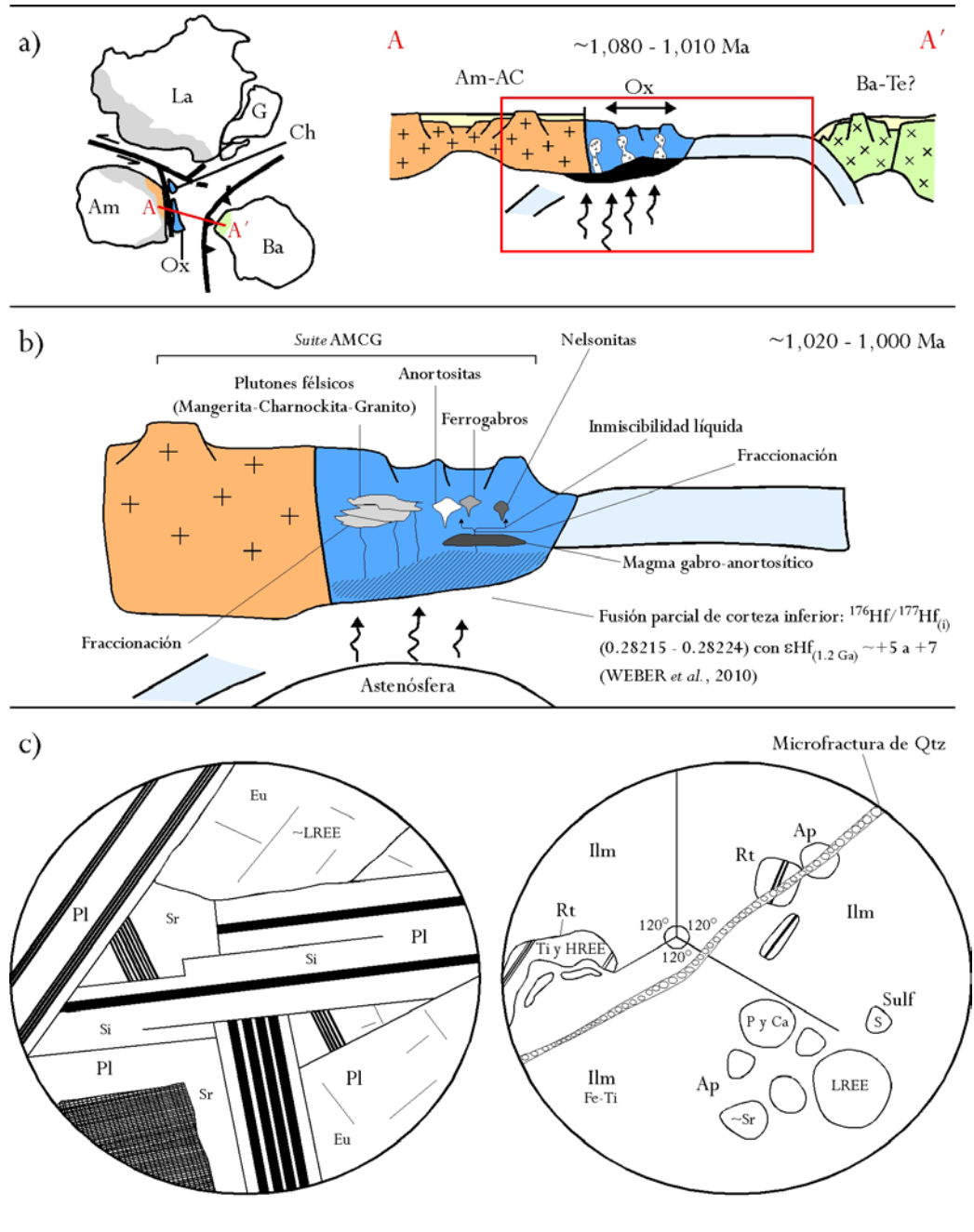


Figura 7.8. Generación del magmatismo AMCG y formación de las nelsonitas del Gneis Novillo por procesos de inmiscibilidad líquida. a) Rompimiento de la placa subducida, ascenso de astenósfera y aporte de calor para la fusión parcial de la corteza inferior de Oaxaquia. Modificado de WEBER *et al.* (2010). b) Acercamiento de la sección a) donde se muestra con más detalle la evolución del magma cortical que generó la suite AMCG y las nelsonitas, estas últimas por inmiscibilidad líquida. c) Representación esquemática de la incorporación de los elementos en los minerales principales de las anortositas (izquierda) y nelsonitas (derecha) durante la fraccionación e inmiscibilidad líquida del magma gabro-anortosítico. Ap: apatito, Ilm: ilmenita, Pl: plagioclasa, Rt: rutilo y Sulf: sulfuros. Para explicación con mayor detalle refiérase al texto. Para el resto de la leyenda refiérase a la Fig. 7.6. Sin escala.

4. Metamorfismo granulítico durante la Orogenia Zapotecana a los ~ 990 Ma (SOLARI *et al.*, 2003; Fig. 7.9), donde Oaxaquia fue montada por el Orógeno Sueco-Noruego. Las nelsonitas fueron metamorfizadas y deformadas junto con otras unidades ígneas (*e. g.* suite AMCG) formando el ortogneis. Durante este metamorfismo estático, las nelsonitas fueron recrystalizadas (juntas triples y textura en mosaicos de ilmenitas) y fracturadas. El Gneis Novillo se formó a una profundidad (~ 30 km) mayor que el Complejo Oaxaqueño y se enfrió a una velocidad menor que su contraparte en el sur de México. Extrapolando la velocidad de enfriamiento del Gneis Novillo (1.45 $^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$; KEPPIE *et al.*, 2006) a una temperatura en superficie de ~ 30 $^{\circ}\text{C}$, los gneises fueron exhumados a los ~ 500 Ma. Por otra parte, las razones de enfriamiento del Complejo Oaxaqueño (8 y $2^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$) llevaron a la exposición de las rocas entre 760 y 710 Ma (KEPPIE *et al.*, 2004). Estos dos periodos de exhumación coinciden con las edades de dispersión de Rodinia (*e. g.* CAWOOD *et al.*, 2001; KARLSTROM *et al.*, 2001). Una diferencia importante entre el Gneis Novillo y el Complejo Oaxaqueño es la ausencia de los diques post-metamórficos (~ 546 Ma; KEPPIE *et al.*, 2006) en este último, debido a que los gneises del sur de México ya se encontraban exhumados en ese tiempo.

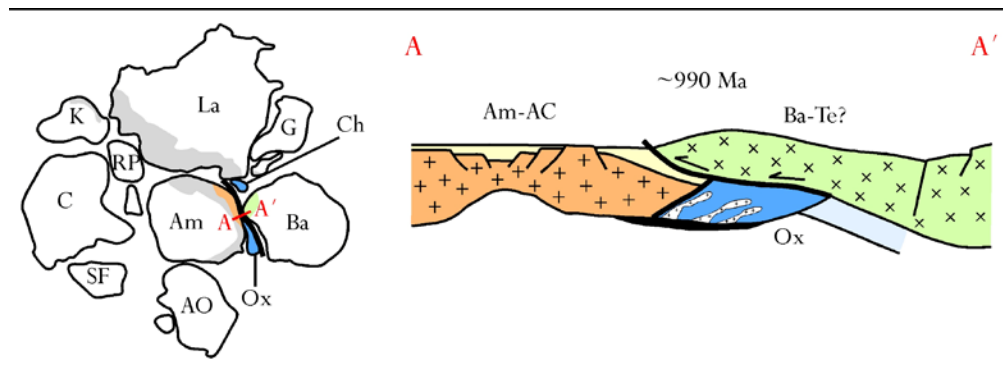


Figura 7.9. Metamorfismo granulítico de Oaxaquia (corteza inferior) durante la Orogenia Zapotecana. Modificado de WEBER *et al.* (2010). Para leyenda refiérase a la Fig. 7.6. Sin escala.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

1. La asociación mineralógica de las nelsonitas corresponde a ilmenita + apatito \pm rutilo \pm Fe-pseudobrookita \pm pirrotina \pm piritita \pm fosfatos de REE (monacita y/o rabdofana) en una textura granoblástica general; además de estructuras específicas: *ocelli* y texturas específicas: poikilítica, de exsolución (lamelas) y de reemplazamiento (pseudomorfos). Estas últimas dos, por estados de oxidación tardíos. Juntas triples entre ilmenitas (mosaicos poligonales) denotan una recristalización por metamorfismo estático.
2. Por la calidad (concentraciones no altas de Cr y Mg para la ilmenita) y cantidad de los óxidos de Fe-Ti ($\sim 2/3$ de la roca), las nelsonitas pueden ser consideradas explotables. Sin embargo, el tamaño y la extensión de los afloramientos son desconocidos.
3. La generación de las nelsonitas ocurrió en un ambiente de intraplaca (atípico) durante la formación de anortositas masivas de Oaxaquia, a partir de una fuente empobrecida de origen cortical (probablemente con una roca parental de composición gabro-anortosítica o un gabro de alta alúmina). Mecanismos de inmiscibilidad líquida separaron fracciones del magma generado durante el magmatismo AMCG. Una parte del magma se enriqueció en Si y otro, en Fe-Ti-P-S, así como en LREE; formando así las anortositas y las nelsonitas del Gneis Novillo, respectivamente. Probablemente, el P y S formaron líquidos independientes dentro del fundido rico en Fe-Ti (textura de "*ocelli*" de apatitos y sulfuros en ilmenitas). Las condiciones magmáticas poco oxidantes (baja fO_2) en un sistema cerrado propiciaron la generación de las nelsonitas. Una evolución del magma, probablemente similar a la tendencia de Fenner, provocó los estadios de oxidación tardíos para formar las texturas de exsolución y reemplazamiento.

RECOMENDACIONES

1. Determinar la edad de las nelsonitas (*e. g.* U-Pb, Sm-Nd, etc.) para verificar si ésta coincide con el evento magmático anortosítico de la *suite* AMCG de Oaxaquia.
2. Debido a la escasez de información petrológica, se deben realizar estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de todo el espectro de rocas AMCG del Gneis Novillo.
3. Llevar a cabo análisis isotópicos (*e. g.* U-Pb, Sm-Nd, Lu-Hf, etc.) de toda la *suite* AMCG para caracterizar de una mejor manera la fuente y determinar edades.
4. Comparar geoquímica e isotópicamente las nelsonitas y toda la serie AMCG con el fin de establecer mejor una relación petrogenética.
5. Realizar la petrología experimental para las nelsonitas y evaluar el mecanismo de inmiscibilidad.
6. Aplicar métodos de geotermobarometría (específicamente en óxidos de Fe-Ti) para estimar las condiciones de temperatura y presión durante la cristalización de las nelsonitas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDELSALAM, M.G., GAO, S.S. & LIÉGEOIS, J.P. (2011):** Upper mantle structure of the Saharan Metacraton, *Journal of African Earth Sciences* 60, 328-336 pp.
- ACOSTA-DEL CAMPO, C. (1956):** Reconocimiento geológico preliminar de los afloramientos de ilmenita en la zona gnéissica del Cerro San Fernando, Cañones de Peregrina y del Novillo, Cd. Victoria, Edo. De Tamaulipas, *Archivo Técnico, Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales*, 5 pp.
- ACOSTA-DEL CAMPO, C. (1961):** Breve descripción de algunos yacimientos de asbestos en México, *Asociación Mexicana de Ingenieros Mineros y Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, IV, Guanajuato, Memoria*, 331-347 pp.
- AITKEN, A.R.A. & BETTS, P.G. (2008):** High-resolution aeromagnetic data over central Australia assist Grenville-era (1300-1100 Ma) Rodinia reconstructions, *Geophysics Research Letters* 35 (1), L01306.
- ALEMÁN-GONZÁLEZ, S. & PALOMARES-CORTÉS, J.L. (1983):** Estudio geológico del área titanífera Cañón del Novillo, Estado de Tamaulipas, *Archivo Técnico, Consejo de Recursos Minerales*, 15 pp.
- ALVA-VALDIVIA, L.M. & LÓPEZ-LOERA, H. (2011):** A review of iron oxide transformations, rock magnetism, and interpretation of magnetic anomalies: El Morro Mine (Brazil), a case study, *Geofísica Internacional* 50, 341-362.
- AMATO, J., LAWTON, T., LEGGETT, W., MAUEL, D., GONZÁLEZ-LEÓN, C., HEIZLER, M. & FARMER, G.L. (2008):** Caborcan proterozoic basement in The Rancho La Lamina Region, Sonora, Mexico, U-Pb ages, Nd isotopic composition, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology, and clast provenance indicate pre-Early Jurassic arrival and Laramide exhumation, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 40, 48.
- ANDERSON, A.T. Jr. (1966):** Mineralogy of the Labrieville anorthosite, Québec, *The American Mineralogist*, v. 51, 1671-1711 pp.
- 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*, v. 94, 941-966 pp.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1977a):** U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora, *Economic Geology*, v. 72, 827-836 pp.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1977b):** Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 9, 880 pp.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1979):** The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, en: ANDERSON, T.H. & ROLDÁN-QUINTANA, J. (eds.), *Geology of northern Sonora*, *Geological Society of America Field Trip Guidebook*, v. 7, 59-68 pp.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1981):** An overview of Precambrian rocks in Sonora, *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 5, 131-139 pp.

- ÅREBÄCK, H. & STIGH, J. (2000):** The nature and origin of an anorthosite associated ilmenite-rich leuconorite, Hakefjorden Complex, south-west Sweden, *Lithos* 51, 247-267 pp.
- ARISKIN, A.A. (1999):** Phase equilibria modeling in igneous petrology; use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the génesis of high-alumina basalt, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 90, 115-162.
- ARISKIN, A.A. (2002):** Geochemical thermometry of the layered series rocks of the Skaergaard intrusion, *Petrology* 10, 495-518.
- ARTH, J.G. (1976):** Behaviour of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications, *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 4, 41-47.
- ARVIZU, H.E. & IRIONDO, A. (2011):** Estudios isotópicos de Hf en zircones de granitoides pérmicos en el NW de México: Evidencia de mezcla de magmas generados a partir de la fusión de múltiples fuentes corticales, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, núm. 3, 493-518 pp.
- ARVIZU, H.E., IRIONDO, A., IZAGUIRRE, A., CHÁVEZ-CABELLO, G., KAMENOV, G.D., FOSTER, D.A., LOZANO-SANTA CRUZ, R. & SOLÍS-PICHARDO, G. (2009):** Gneises bandeados paleoproterozoicos (~1.76-1.73 Ga) de la Zona Canteras-Puerto Peñasco: Una nueva ocurrencia de rocas de basamento tipo Yavapai en el NW de Sonora, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 61, núm. 3, 375-402 pp.
- ASHWAL, L.D. (1982):** Mineralogy of mafic and Fe-Ti oxide-rich differentiates of the Marcy anorthosite massif, Adirondacks, New York, *American Mineralogist*, v. 67, 14-27 pp.
- ASHWAL, L.D. (1993):** Anorthosites, Berlin, Springer-Verlag, 422 pp.
- AUSTRHEIM, H., PUTNIS, C.V., ENGVIK, A.K. & PUTNIS, A. (2008):** Zircon coronas around Fe-Ti oxides: a physical reference frame for metamorphic and metasomatic reactions, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 517-527.
- AVIGAD, D. & GVIRTZMAN, Z. (2009):** Late Neoproterozoic rise and fall of the Northern Arabian-Nubian Shield: The role of lithospheric mantle delamination and subsequent thermal subsidence, *Tectonophysics*, 477, 217-228 pp.
- 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 Research*, v. 42, 343-352 pp.
- BANFIELD, J.F. & VELEN, D.R. (1991):** The structure and origin of Fe-bearing platelets in metamorphic rutile, *American Mineralogist* 76, 113-127.
- 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*, v. 63, núm. 2, 201-216 pp.
- BARKER, D.S. & REED, R.M. (2010):** Proterozoic granites of the Llano Uplift, Texas: A collision-related suite containing rapakivi and topaz granites, *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, no. 1/2, 253-264 pp.

- BARNES, S.J., MAIER, W.D. & ASHWAL, L.D. (2004):** Platinum-group element distribution in the main zone and upper zone of the Bushveld Complex, South Africa, *Chemical Geology* 208 (1-4), 293-317 pp.
- BARTHOLOMEW, M.J. (1984):** The Grenville Event in the Appalachians and Related Topics, Geological Society of America Special Paper 194, Boulder, Colorado, USA, 287 pp.
- BARTHOLOMEW, M.J. & HATCHER, R.D. Jr. (2010):** The Grenville orogenic cycle of southern Laurentia: unraveling sutures, rifts, and shear zones as potential piercing points for Amazonia, *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 4-20 pp.
- BATEMAN, A.M. (1951):** The formation of late magmatic oxide ores, *Economic Geology* 46, 404-426 pp.
- BEAUMONT, C., JAMIESON, R.A., NGUYEN, M.H. & LEE, B. (2001):** Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity channel coupled to focused denudation, *Nature* 414, 738-742 pp.
- BEAUMONT, C., NGUYEN, M.H., JAMIESON, R.A. & ELLIS, S. (2006):** Crustal flow modes in large hot orogens, In: Law, R.D., Searle, M.P. & Godin, L. (eds.), *Channel Flow, Ductile Extrusion and Exhumation in Continental Collision Zones*, vol. 268, Geological Society, London, 91-145 pp. (special publication).
- BECKER, G.F. (1897):** Fractional crystallization of rocks, *American Journal of Science*, 4, 257-261.
- BELL, R.T. & JEFFERSON, C.W. (1987):** An hypothesis for an Australia-Canadian connection in the Late Proterozoic and the birth of the Pacific Ocean, *Proc. Pacific Rim Congress* 87, 39-50 pp.
- BELZILE, N., CHEN, Y.W., CAI, M.F. & LI, Y. (2004):** A review on pyrrhotite oxidation, *Journal of Geochemical Exploration* 84, 65-76.
- BENNETT, V.C. & DePAOLO, D.J. (1987):** Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping, *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, 674-685 pp.
- BERGER, A., GNOS, E., JANOTS, E., FERNANDEZ, A. & GIESE, J. (2008):** Formation and composition of rhabdophane, bastnäsite and hydrated thorium minerals during alteration: Implications for geochronology and low-temperature processes, *Chemical Geology* 254, 238-248.
- BEST, M.G. (2003):** *Igneous and metamorphic petrology*, Blackwell Science Ltd., 2nd ed., 729 pp.
- BEST, M.G. & CHRISTIANSEN, E.C. (2001):** *Igneous Petrology*, Department of Geology, Brigham Young University, Ed. Black Science: 458 pp.
- BICKFORD, M.E., SOEGAARD, K., NIELSEN, K.C. & McLELLAND, J.M. (2000):** Geology and geochronology of Grenville-age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area, west Texas: Implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville, *Geological Society of America Bulletin*, v. 112 no. 7, 1134-1148 pp.
- BINGEN, B., BELOUSOVA, E.A. & GRIFFIN, W.L. (2011):** Neoproterozoic recycling of the Sveconorwegian orogenic belt: Detrital-zircon data from the Sparagmite basins in the Scandinavian Caledonides, *Precambrian Research*, 189, 347-367 pp.

- BINGEN, B., NORDGULEN, Ø. & VIOLA, G. (2008):** A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia, *Norwegian J. Geol.* 88, 43-72 pp.
- BLATT, H., TRACY, R.J. & OWENS, B.E. (2006):** *Petrology, Igneous, Sedimentary, and Metamorphic*, Ed. W.H. Freeman and Company, 3rd Ed., 530 pp.
- BLEY DE BRITO NEVES, B. (2011):** The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time, *Journal of South American Earth Sciences*, 32, 270-286 pp.
- BLOSS, F.D. (1994):** *Introducción a los métodos de cristalografía óptica*, Ed. Omega, España, 320 pp.
- BOGDANOVA, S.V. (1993):** Segments of the East European Craton, In: Gee, D.G., Beckholmen, M. (eds.): *EUROPROBE in Jablonna 1991*, European Science Foundation, Polish Academy of Sciences, 33-38 pp.
- BOGDANOVA, S.V., BINGEN, B., GORBATSHEV, R., KHERASKOVA, T.N., KOZLOV, V.I., PUCHKOV, V.N. & VOLOZH, Yu.A. (2008):** The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia, *Precambrian Research* 160, 23-45 pp.
- BOHLEN, S.R. & MEZGER, K. (1989):** Origin of granulite terranes and the formation of the lower most continental crust, *Science* 244, 326-329 pp.
- BOLSOVER, L.R. & LINDSLEY, D.H. (1983):** Sybille oxide deposit: Massive Fe-Ti oxides intrusive into the Laramie anorthosite complex, (LAC) Wyoming (abs.): EOS, *Transactions of the American Geophysical Union*, v. 64, 328 pp.
- BOUCOT, A.J., BLODGETT, R.B. & STEWART, J.H. (1997):** European Province Late Silurian bachiopods from the Ciudad Victoria area Tamaulipas, northeastern Mexico, In: Klapper, G., Murphy, M.A. & Talent, J.A. (eds.), *Palaeozoic sequence stratigraphy, biostratigraphy, and biogeography: studies in honour of J. Granville ("Jess") Johnson*, Geological Society of America special paper, 321, 273-293 pp.
- BOWEN, N.L. (1928):** *The evolution of the igneous rocks*, Princeton University Press, New Jersey, (reprinted in 1956 by Dover Publications, New York).
- BROOKFIELD, M.E. (1993):** Neoproterozoic Laurentia-Australia fit, *Geology*, v. 21, 683-686 pp.
- BUCHER, K. & FREY, M. (1994):** *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, 6th ed., Springer-Verlag, Germany, 318 pp.
- BUCHWALDT, R., TOULKERIDIS, T., TODT, W. & UCAKUWUN, E.K. (2008):** Crustal age domains in the Kibaran belt of SW-Uganda: Combined zircon geochronology and Sm-Nd isotopic investigation, *Journal of African Earth Sciences* 51, 4-20 pp.
- BUDDINGTON, A.F. & LINDSLEY, D.H. (1964):** Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents, *Journal of Petrology* 5, 310-357.
- BURCHFIEL, B.C., COWAN, D.S. & DAVIS, G.A. (1992):** Tectonic overview of the Cordilleran Orogen in the western United States, in: BURCHFIEL, B.C., LIPMAN, P.W. & ZOBACK, M.L. (eds.): *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America*, v. G-3, 407-479 pp.

- BURRETT, C. & BERRY, R. (2000):** Proterozoic Australia-Western United States (AUSWUS) fit between Laurentia and Australia, *Geology*, v. 28, 103-106 pp.
- 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* 197, 755-769 pp.
- CAMPA-URANGA, M.F. & CONEY, P.J. (1983):** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, 1040-1051 pp.
- CANIL, D., ONEILL, H.S., PEARSON, D.G., RUDNICK, R.L., McDONOUGH, W.F. & CARSWELL, D.A. (1994):** Ferric iron in peridotites and mantle oxidation-states, *Earth and Planetary Science Letters* 123, (1-4), 205-220.
- CARDONA, A., CHEW, D., VALENCIA, V.A., BAYONA, G., MIŠKOVIĆ, A. & IBAÑEZ-MEJÍA, M. (2010a):** Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives, *Journal of South American Earth Sciences* 29, 92-104 pp.
- CARDONA, A., VALENCIA, V., GARZÓN, A., MONTES, C., OJEDA, G., RUIZ, J. & WEBER, M. (2010b):** Permian to Triassic I to S-type magmatic switch in the northeast Sierra Nevada de Santa Marta and adjacent regions, Colombian Caribbean: Tectonic setting and implications within Pangea paleogeography, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, 772-783 pp.
- CARR, S.D., EASTON, R.M., JAMIESON, R.A. & CULSHAW, N.G. (2000):** Geologic transect across the Grenville orogen of Ontario and New York, *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 193-216 pp.
- CARRUZZO, S., CLARKE, D.B., PELRINE, K.M. & MacDONALD, M.A. (2006):** Texture, composition, and origin of rutile in the South Mountain Batholith, Nova Scotia, *Canadian Mineralogist* 44, 715-729.
- CASAS-GARCÍA, R. (2012):** Petrogénesis de los diques del Complejo Grenvilliano Gneis Novillo en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 142 pp.
- CASAS-GARCÍA, R. & RAMÍREZ-FERNÁNDEZ, J.A. (2013):** Petrology of the precambrian mafic dykes from Novillo Gneiss (Oaxaquia), NE Mexico, *GSA South-Central Section Meeting, Abstracts with Programs*, v. 45, No. 3, Poster Session "Delving deeper into Petrogenesis: Advances in Petrology and Geochronology with Applications to Tectonics", Austin, TX, U.S.A.
- CASTRO-DORADO, A. (1989):** Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas, Ed. Paraninfo, Madrid, 143 pp.
- CAWOOD, P.A., McCAUSLAND, P.J.A. & DUNNING, G.R. (2001):** Opening Iapetus: constraints from Laurentian margin in Newfoundland, *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, 443-453 pp.
- CAWTHORN, G. (2003):** Genesis of magmatic oxide deposits – a view from the Bushveld Complex, In: Duchesne, J.C. & Korneliussen (eds.), *Ilmenite deposits and their geological environment*, Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication No. 9, 11-21 pp.

- CHARLIER, B., DUCHESNE, J.C. & VANDER, J. (2006):** Magma chamber processes in the Tellnes ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe-Ti ores in massif-type anorthosites, *Chemical Geology* 234, 264-290 pp.
- CHARLIER, B. & GROVE, T.L. (2012):** Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 164, 27-44.
- CHARLIER, B., NAMUR, O., MALPAS, S., De MARNEFFE, C., DUCHESNE, J.C., VANDER, J. & BOLLE, O. (2010):** Origin of the giant Allard Lake ilmenite ore deposit (Canada) by fractional crystallization, multiple magma pulses and mixing, *Lithos* 117, 119-134 pp.
- CHARLIER, B., SAKOMA, E., SAUVÉ, M., STANAWAY, K., VANDER, J. & DUCHESNE, J.C. (2008):** The Grader layered intrusion (Havre-Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and génesis of nelsonite and other Fe-Ti-P ores, *Lithos* 101, 359-378 pp.
- CHARLIER, B., SKÅR, Ø., KORNELIUSSEN, A., DUCHESNE, J.C. & VANDER AUWERA, J. (2007):** Ilmenite composition in the Tellnes Fe-Ti deposit, SW Norway: fractional crystallization, postcumulus evolution and ilmenite-zircon relation, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154, 119-134.
- CHÁVEZ-CABELLO, G., ARANDA-GÓMEZ, J.J., GARZA-MOLINA, R.S., COSSÍO-TORRES, T., ARVÍZU-GUTIÉRREZ, I.R. & GONZÁLEZ-NARANJO, G.A. (2007):** The San Marcos fault: A Jurassic multireactivated basement structure in northeastern Mexico, in: ALANIZ-ÁLVAREZ, S.A. & NIETO-SAMANIEGO, Á.F. (eds.): *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper 422*, 261-286 pp.
- CHERNIAK, D.J. (2000):** Rare earth element diffusion in apatite, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3871-3885.
- CHERNIAK, D.J. (2010):** Diffusion in Accessory Minerals: Zircon, Titanite, Apatite, Monazite and Xenotime, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 72, 827-869.
- CLARK, A.H. & KONTAK, D.J. (2004):** Fe-Ti-P oxide melts generated through magma mixing in the Antauta subvolcanic center, Peru: implications for the origin of nelsonite and iron oxide-dominated hidrothermal deposits, *Economic Geology* 99, 377-395 pp.
- CONEY, P.J. & CAMPA-URANGA, M.F. (1984):** Lithotectonic terrane map of Mexico, U.S. Geological Survey Open-File Report 84-523, p. D1-D14.
- CONWAY, C.M. & SILVER, L.T. (1989):** Early Proterozoic rocks (1710-1615) in central and southeastern Arizona, En: JENEY, J.P. & REYNOLDS, S.J. (eds.), *Geologic evolution of Arizona*, Arizona Geological Digest, 17, 211-238 pp.
- CORDANI, U.G., BRITO-NEVES, B.B. & D'AGRELLA-FILHO, M.S. (2003):** From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America, *Gondwana Research* 6, no. 2, 275-283 pp.
- CORDANI, U.G., FRAGA, L.M., REIS, N., TASSINARI, C.C.G. & BRITO-NEVES, B.B. (2010):** On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion, *Journal of South American Earth Sciences* 29, 143-159 pp.

- CORRIVEAU, L., PERRAULT, S. & DAVIDSON, A. (2007):** Prospective metallogenic settings of the Grenville Province. In: Mineral Deposits of Canada: a Synthesis of Major Deposit-types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods (W.D. Goodfellow, ed.). Geol. Surv. Can., Mineral Deposits Division, Spec. Publ. 5, 821-849 pp.
- COSSÍO-TORRES, T. (1988):** Zur Geologie des kristallinen Grundgebirges der Sierra Madre Oriental-insbesondere des Novillo-Gneis-Komplexes-im Südteil des Huizachal-Peregrina-Antiklinoriums (Raum Ciudad Victoria, Bundesstaat Tamaulipas, Mexiko), Diplom Thesis, Westfälischen-Wilhelms-Universität Münster, 99 pp.
- COTTRELL, E. & KELLEY, K.A. (2011):** The oxidation state of Fe in MORB glasses and the oxygen fugacity of the upper mantle, Earth and Planetary Science Letters 305, 270-282.
- CRAIG, J.M. & VAUGHAM, D.J. (1981):** Ore microscopy and ore petrography, John Wiley, New York, 406 pp.
- DALZIEL, I.W.D. (1991):** Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent, Geology, v. 19, 598-601 pp.
- DALZIEL, I.W.D. (1992):** On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia, GSA Today, v. 2 (11), 1-2 pp.
- DALZIEL, I.W.D., (1997):** Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation, Geological Society of America Bulletin, v. 109, 16-42 pp.
- DALY, R.A. (1914):** Igneous Rocks and their origin, McGraw Hill, New York.
- DAMON, P.E., LIVINGSTON, D.E. & GILETTI, B.J. (1961):** Extension of the older Precambrian of the southwest into Sonora, Mexico, Geological Society of America Abstracts with Programs, 68, 158-159 pp.
- DAMON, P.E., LIVINGSTON, D.E., MAUGER, R.L., GILETTI, B.J. & PANTOJA-ALOR, J. (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 del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 64, 11-44 pp.
- DARLING, R.S. & FLORENCE, F.P. (1995):** Apatite Light Rare Earth Element chemistry of the Port Leyden Nelsonite, Adirondack Highlands, New York: Implications for the origin of nelsonite in anorthosite suite rocks, Economic Geology 90, 964-968 pp.
- DARWIN, C.R. (1844):** Geological observations on the volcanic islands visited during the voyages of H.M.S. Beagle, with brief notices on the geology of Australia and the Cape of Good Hope, being the second part of the Voyage of the Beagle, Smith Elder & Co., London.
- DASGUPTA, S., BOSE, S. & DAS, K. (2013):** Tectonic evolution of the Eastern Ghats Belt, India, Precambrian Research 227, 247-258.
- DAVIDSON, A. (2008):** Late Paleoproterozoic to mid-Neoproterozoic history of northern Laurentia: An overview of central Rodinia, Precambrian Research 160, 5-22 pp.

- DE CSERNA, Z. (1970):** Mesozoic sedimentation, magmatic activity, and deformation in northern Mexico, In: Seewald, K. & Sundeen, D. (eds.), *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt*, Midland, Texas, West Texas Geological Society, 99-117 pp.
- DE CSERNA, Z. (1971):** Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in Mexico, *Geol. Rund.* 60, 1488-1513 pp.
- DE LEÓN-BARRAGÁN, L. (2012):** Magmatismo de arco del Carbonífero de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 130 pp.
- DE WAELE, B., JOHNSON, S.P. & PISAREVSKY, S.A. (2008):** Palaeoproterozoic to Neoproterozoic growth and evolution of the eastern Congo Craton: Its role in the Rodinia puzzle, *Precambrian Research* 160, 127-141 pp.
- DENISON, R.E., BURKE, W.H. Jr., HETHERINGTON, E.A. Jr. & OTTO, J.B. (1971):** Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico and northern Mexico, In: Seewald, K. & Sundeen, D. (eds.), *The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt*, West Texas Geological Society Publication 71-59, 3-14.
- DILL, H.G. (2010):** The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium, *Earth-Science Reviews* 100, 1-420 pp.
- DONELICK, R.A., O’SULLIVAN, P.B. & KETCHAM, R.A. (2005):** Apatite Fission-Track Analysis, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 49-94.
- DONNELLY, T.W., HORNE, G.S. FINCH, R.C. & LÓPEZ-RAMOS, E. (1990):** Northern Central America: the Maya and Chortis blocks, In: Dengo, G. & Case, J.E. (eds.), *Decade of North American Geology*, Geological Society of America, The Caribbean Region, H., 339-374 pp.
- DÓRAME-NAVARRO, M. & IRIONDO, A. (2005):** Cartografía, petrografía y geocronología de los Cerros Tecolote y su relación con el metamorfismo de los Cerros Bámuri y La Tortuga al sur de Caborca, NW de Sonora, *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Resúmenes y Programa*, 25, 85-86 pp.
- DOWE, D.S. (2004):** Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico, M.S. Thesis, Faculty of the College of Arts and Science of Ohio University, 108 pp.
- 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, México: constraints on the closure of the Rheic Ocean?, *International Geology Review*, v. 47, 920-937 pp.
- DUCEA, M.N., GEHRELS, G.E., SHOEMAKER, S., RUIZ, J. & VALENCIA, V.A. (2004):** Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology, *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, núm. 7/8, 1016-1025 pp.
- DUCHESNE, J.C. (1999):** Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation, *Mineralium Deposita* 34, 182-198 pp.
- DUNNING, G. & INDARES, A. (2010):** New insights on the 1.7-1.0 Ga crustal evolution of the central Grenville Province from the Manicouagan-Baie Comeau transect, *Precambrian Research* 180, 204-226 pp.

- DUPUIS, C. & BEAUDOIN, G. (2011):** Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types, *Mineralium Deposita* 46, 319-335.
- DYMEK, H.F. & OWENS, B.E. (2001):** Petrogenesis of apatite-rich rocks (nelsonites and oxide-apatite gabbroanorthosites) associated with massif anorthosites, *Economic Geology* 96, 797-815 pp.
- EALES, H.V. & CAWTHORN, R.G. (1996):** The Bushveld Complex, In: CAWTHORN, R.G. (ed.), *Layered Intrusions*, Elsevier, Amsterdam, 181-229 pp.
- EGUILUZ DE ANTUÑANO, S., ARANDA-GARCÍA, M. & MARRETT, R. (2000):** Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, 1-26 pp.
- EHRICKE, C. (1998):** Mafische und ultramafische Gesteine des Novillo-Canyons, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Diplom Thesis, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., 93 pp.
- EISBACHER, G.H. (1985):** Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, western Canada, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol.*, 51, 231-254 pp.
- ELMING, S.A., D' AGRELLA-FILHO, M.S., PAGE, L.M., TOHVER, E., TRINDADE, R.I.F., PACCA, I.I.G., GERALDES, M.C. & TEIXEIRA, W. (2009):** A paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of late Precambrian sills in the SW part of the Amazonian craton: Amazonia in the Rodinia Reconstruction, *Geophysical Journal International*, v. 178, 106-122 pp.
- EMSLIE, R.F. (1975):** Nature and origin of anorthositic suites, *Geoscience Canada* 2 (2), 99-104 pp.
- EPLER, N.A. (1987):** Experimental study of Fe-Ti oxide ores from the Sybille pit in the Laramie anorthosite, Wyoming: Unpublished M.S. thesis, State University of New York at Stony Brook, 67 pp.
- EPLER, N.E., BOLSOVER, L.R. & LINDSLEY, D.H. (1986):** Nature and origin of the Sybille Fe-Ti oxide deposit, Laramie anorthosite complex, SE Wyoming (abs.): *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 18, 595 p.
- ERIKSSON, P.G., CATUNEANU, O., NELSON, D.R., RIGBY, M.J., BANDOPADHYAY, P.C. & ALTERMANN, W. (2012):** Events in the Precambrian history of the Earth: Challenges in discriminating their global significance, *Marine and Petroleum Geology* 33, 8-25 pp.
- ESKOLA, P. (1915):** On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region, *Bull Comm Geol Finlande* 44.
- FAURE, G. (1986):** *Principles of Isotope Geology*, Ed. John Wiley, New York, 589 pp.
- FARMER, G.L., BOWRING, S.A., MATZEL, J., ESPINOSA-MALDONADO, G., FEDO, C. & WOODEN, J. (2005):** Paleoproterozoic Mojave province in north-western Mexico? Isotopic and U-Pb zircon geochronology 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* 393, 183-198 pp.

- FENNER, C.N. (1929):** The crystallization of basalt, *American Journal of Science* 18, 225-253.
- FETTER, A.H. & GOLDBERG, S.A. (1995):** Age and geochemical characteristics of bimodal magmatism in the Neoproterozoic Grandfather Mountain rift basin, *J. Geol.* 103, 313-326 pp.
- FETTES, D. & DESMONS, J. (2007):** *Metamorphic rocks, a classification and glossary of terms*, United Kingdom, Ed. Cambridge, 244 pp.
- FITZ-DÍAZ, E., TOLSON, G., HUDLESTON, P., BOLAÑOS-RODRÍGUEZ, D., ORTEGA-FLORES, B. & VÁSQUEZ-SERRANO, A. (2012):** The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt, *Geosphere* v. 8, no. 4, 931-949 pp.
- FORCE, E.R. (1991):** The geology of titanium-mineral deposits: Geological Society of America Special Paper 259, 112 pp.
- FORCE, E.R. & CARTER, B.A. (1986):** Liquid immiscibility proposed for nelsonitic componentes of the anorthosite-syenite-gabbro complex, San Gabriel Mountains, California (abs.): Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 18, 604 p.
- FRIES, C. Jr. & RINCÓN-ORTA, C. (1965):** Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría, Univ. Nal. Mex., Inst. Geología, Bol., 73, 57-133 pp.
- FREESTONE, I.C. & HAMILTON, D.L. (1980):** The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites – an experimental study, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 105-117.
- FRIES, C. Jr., SCHMITTER, E., DAMON, P.E. & LIVINGSTON, D.E. (1962):** Rocas Precámbricas de edad Grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el Sur de México, En: *Estudios geocronológicos de rocas Mexicanas*, Fries Jr., C. (ed.), Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México 64, 45-53 pp.
- FRIETSCH, R. & PERDAHL, J.H. (1995):** Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron types, *Ore Geology Reviews* 9, 489-510 pp.
- FROST, B.R. (1991):** Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 25, 1-9.
- FROST, B.R., CHAMBERLAIN, K.R. & SCHUBMACHER, J.C. (2000):** Sphene (titanite): phase relations and role as a geochronometer, *Chemical Geology*, 172, 131-148 pp.
- FRUTOS, J. & OYARZUN, M. (1975):** Tectonic and geochemical evidence concerning the génesis of El Laco magnetite lava flow deposits, Chile, *Economic Geology* 70, 988-990 pp.
- FUJIMAKI, H., TATSUMOTO, M. & AOKI, K. (1984):** Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses, *Proceedings of the fourteenth lunar and planetary science conference, Part2, Journal of Geophysical Research* 89, Suppl. B662-B672.
- GARNAR, T.E. & STANAWAY, K.J. (1994):** Titanium Minerals, In: Carr, D.D. (ed.), *Industrial Minerals and Rocks*, 6th ed., 1,071-1,089 pp.
- GILL, R. (2010):** *Igneous rocks and processes, a practical guide*, Wiley-Blackwell, 1st ed., 428 pp.

- GILLSON, J.L. (1949):** Industrial Minerals and Rocks, 2nd ed., Chapter 49, Titanium, A.I.M.E., New York.
- GIRTY, G.A. (1926):** A new area of Carboniferous rocks, Science, new ser., 63, 286-287 pp.
- GOLDBERG, S.A. (1984):** Geochemical relationships between anorthosite and associated iron-rich rocks, Laramie Range, Wyoming, Contributions to Mineralogy and Petrology 87 (4), 376-387 pp.
- GOLDHAMMER, R.K. (1999):** Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, En: BARTOLINI, C. WILSON, J.L. & LAWTON, T.F. (eds.): Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico, Geological Society of America Special Paper 340, 1-58 pp.
- GONZALES-REYNA, J. (1942):** Recursos minerales de la vertiente Mexicana del Pacífico: Cong. Panamericana Ing. Minas y Geol. I, Tomo 2, Geol. Pt. 1, 751-762 pp.
- GONZALES-REYNA, J. (1956):** Recursos Minera y Yacimientos Minerales de México: México, D.F., 296-297 pp.
- GORBATSHEV, R. & BOGDANOVA, S.V. (1993):** Frontiers in the Baltic Shield, Precambrian Research 64, 3-22 pp.
- GOW, P.A., WALL, V.J., OLIVER, N.S. & VALENTA, R.K. (1994):** Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Further evidence of hydrothermal origins, Geology 22, 633-636 pp.
- GOWER, C.F., KAMO, S. & KROGH, T.E. (2008):** Indentor tectonism in the eastern Grenville Province, Precambrian Research 167, 201-212 pp.
- GOWER, C.F. & KROGH, T.E. (2002):** A U-Pb geochronological review of the Proterozoic history of the eastern Grenville Province, Canadian Journal of Earth Sciences 39, 795-829 pp.
- GREEN, T.H. (1995):** Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system, Chemical Geology 120, 347-359.
- GREGORY, L.C., MEERT, J.G., BINGEN, B., PANDIT, M.K. & TORSVIK, T.H. (2009):** Paleomagnetism and geochronology of the Malani Igneous Suite, Northwest India: Implications for the configuration of Rodinia and the assembly of Gondwana, Precambrian Research 170, 13-26 pp.
- GROSS, G.A. (1996):** Gîtes de titane-fer dans des intrusions mafiques. In: Géologie des types de gîtes minéraux du Canada (O.R. Eckstrand, W.D. Sinclair & R.I. Thorpe, eds.), Comm.Géol. Can., Géologie du Canada 8, 637-648 pp.
- GURSKY, H.J. (1996):** Paleozoic stratigraphy of the Peregrina Canyon area, Sierra Madre Oriental, Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Heft 7/8, 973-989 pp.
- GURSKY, H.J. & MICHALZIK, D. (1989):** Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico, Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Heft 5/6, 821-838 pp.

- GUTIÉRREZ-CORONADO, A., IRIONDO, A., RODRÍGUEZ-CASTAÑEDA, J.L., WOODEN, J.L., BUDAHN, J.R., LOZANO-SANTA CRUZ, R. & HERNÁNDEZ-TREVIÑO, T. (2008):** Paleoproterozoic gneisses of the San Luisito Hills in NW Sonora, Extending the Mexican Yavapai province of SW Laurentia, Geological Society of America Abstracts with Programs, 40, 144 pp.
- HAGGERTY, S.E. (1976):** Oxidation of opaque mineral oxides in basalts, In: Oxide Minerals (D. Rumble III, ed.), Rev. Mineral. 3, Hg1 – Hg100.
- HALL, A. (1996):** Igneous petrology, Longman Group Limited, 2dn ed., 551 pp.
- HARBI, H.M., ELDOUGDOUG, A.A. & EL-SHAHAWI, M.S. (2011):** Mineral processing and extraction of rare earth elements from the Wadi Khamal Nelsonite Ore, Northwestern Saudi Arabia, Arabian Journal of Geosciences 4, 353-363.
- HARGRAVES, R.B. (1962):** Petrology of the Allard Lake anorthosite suite, Quebec, In: ENGEL, A.E.J., JAMES, H.L. & LEONARD, B.F. (eds.), Petrologic Studies, Geological Society of America, Buddington, 163-189 pp.
- HARKER, A. (1894):** Carrock Fell: A study in the variation of igneous rock masses. Part I. The gabbro, Quarterly Journal of the Geological Society of London, 50, 311-337 pp.
- HARKER, A. (1909):** The Natural History of Igneous Rocks, Methuen, London.
- HARRISON, T., DUNCAN, I. & McDOUGALL, I. (1985):** Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure, and compositional effects, Geochimica et Cosmochimica Acta, 50, 2461-2468 pp.
- HASKIN, L.A., HASKIN, M.A., FREY, F.A. & WILDMAN, T.R. (1968):** Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths, In: AHRENS, L.H. (ed.): Origin and distribution of the elements, Pergamon, Oxford, v. 1, 889–911 pp.
- HENRÍQUEZ, R. & MARTIN, R.F. (1978):** Crystal-growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile, Canadian Mineralogist 16, 581-589 pp.
- HERD, C.D.K. (2008):** Basalts as probes of planetary interior redox state, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 68, 527-553.
- HERZ, N. (1969):** The Roseland alkalic anorthosite massif, Virginia, In: ISACHSEN, Y.V. (ed.), Origin of anorthosite and related rocks, New York State Museum and Science Service Memoir 18, 357-367 pp.
- HIGGINS, M.D. (2005):** A new interpretation of the structure of the Sept-Îles Intrusive suite, Canada, Lithos 83 (3-4), 199-213 pp.
- HILDEBRAND, R.S. (1986):** Kiruna-type deposits: their origin and relationship to intermediate subvolcanic plutons in the Great Bear magmatic zone, Northwest Canada, Economic Geology 81, 640-659 pp.
- HITZMAN, W.H., ORESKES, N. & EINAUDI, M.T. (1992):** Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits, Precambrian Research 58, 241-287 pp.
- HOFFMAN, P.F. (1991):** Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out?, Science, v. 252, 1409-1412 pp.

- HOWARTH, G.H. & PREVEC, S.A. (2013):** Hydration vs. oxidation: Modelling implications for Fe-Ti oxide crystallization in mafic intrusions, with specific reference to the Panzhihua intrusion, SW China, *Geoscience Frontiers*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.03.002>.
- HUMPHREYS, M.C.S. (2011):** Silicate Liquid Immiscibility within the Crystal Mush: Evidence from Ti in Plagioclase from the Skaergaard Intrusion, *Journal of Petrology* 52, 147-174 pp.
- HUNTINGTON, H.D. (1979):** Kiglapait mineralogy. 1. Apatite, biotite, and volatiles, *Journal of Petrology* 20 (3), 625-652 pp.
- HURAI, V., SIMON, K., WIECHERT, U., HOEFS, J., KONEČNÝ, P., HURAIÓVÁ, M., PIRONON, J. & LIPKA, J. (1998):** Immiscible separation of metalliferous Fe/Ti-oxide melts from fractioning alkali basalt: P-T- f_{O_2} conditions and two liquid elemental partitioning, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 133, 12-29 pp.
- INDARES, A., DUNNING, G. & COX, R. (2000):** Tectono-thermal evolution of deep crust in a Mesoproterozoic continental collision setting: the Manicouagan example, *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 325-340 pp.
- INSON, P.R. (1989):** Introduction to Practical Ore Microscopy, Ed. Longman Scientific & Technical, 181 pp.
- 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 in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia, *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, 154-170 pp.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971):** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, *Can. J. Earth Sciences*, v. 8, 523-548 pp.
- IZAGUIRRE-POMPA, A. & IRIONDO, A. (2007):** Mesoproterozoic (~1.2 Ga) quartzite and intruding anorthosite (~1.08 Ga) from Sierra Prieta, NW Sonora, Mexican additions to the Precambrian history of SW Laurentia, *Arizona Geological Society, Ores and Orogenesis Symposium, Abstracts with Programs*, 147-148 pp.
- JACKSON, J.A. (1997):** Glossary of Geology, 4th ed., American Geological Institute, 769 pp.
- JACOBS, J., PISAREVSKY, S., THOMAS, R.J. & BECKER, T. (2008):** The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia, *Precambrian Research*, 160, 142-158 pp.
- JAKOBSEN, J.K., VEKSLER, I.V., TEGNER, C. & BROOKS, C.K. (2005):** Immiscible iron-and silica-rich melts in basalt petrogenesis documented in the Skaergaard intrusion, *Geology* 33, (11), 885-888 pp.
- JAMIESON, R.A., BEAUMONT, C., NGUYEN, M.H. & CULSHAW, N.G. (2007):** Syn-convergent ductile flow in variable-strength continental crust: Numerical models with application to the western Grenville Province, *Tectonics* 26, TC5005, doi:10.1029/2006TC002036.
- JOHANSSON, Å. (2009):** Baltica, Amazonia and the SAMBA connection-1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic?, *Precambrian Research* 175, 221-234 pp.

JONES, A.P., WALL, F. & WILLIAMS, C.T. (1996): Rare Earth Minerals. Chemistry, origin, and ore deposits, Chapman & Hall, London, 372 pp.

JUSTER, T.C., GROVE, T.L. & PERFIT, M.R. (1989): Experimental constraints on the generation of Fe-Ti basalts, andesites, and rhyodacites at the Galapagos spreading center, 85°W and 95°W, *Journal of Geophysical Research* 94, 9251-9274.

KÄRKKÄINEN, N.K. & BORNHORST, T.J. (2003): The Svecofennian gabbro-hosted Koivusaarenneva magmatic ilmenite deposit, Kälviä, Finland, *Mineral Deposita* 38, 169-184 pp.

KARLSTROM, K.E., ÅHÄLL, K.I., HARLAN, S.S., WILLIAMS, M.L., McLELLAND, J. & GEISSMAN, J.W. (2001): Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia, *Precambrian Research* 111, 5-30 pp.

KARLSTROM, K.E., HARLAN, S.S., WILLIAMS, M.L., McLELLAND, J., GEISSMAN, J.W. & AHÄLL, K. (1999): Refining Rodinia: Geologic evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic, *GSA Today*, Geological Society of America, v. 9 (10), 1-7 pp.

KELLY, N.M., CLARKE, G.L. & FANNING, C.M. (2002): A two-stage evolution of the Neoproterozoic Rayner structural episode; new U-Pb sensitive high resolution ion microprobe constraints from the Oygarden Group, Kemp Land East Antarctica, *Precambrian Research* 116, 307-330 pp.

KEPPIE, J.D. (2004): Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year odyssey, *International Geology Review*, 46, 765-794 pp.

KEPPIE, J.D. & DOSTAL, J. (2007): Rift-related basalts in the 1.2-1.3 Ga granulites of the northern Oaxacan complex, southern Mexico: Evidence for a rifted arc on the northwestern margin of Amazonia, *Proceedings of the Geologists' Association of London* 118, 63-74 pp.

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* 120, 365-389 pp.

KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., NANCE, R.D., MILLER, B.V., ORTEGA-RIVERA, A. & LEE, J.K.W. (2006): Circa 546 Ma plume-related dykes in the ~1 Ga Novillo Gneiss (east-central Mexico): Evidence for the initial separation of Avalonia, *Precambrian Research*, v. 147, 342-353 pp.

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* 112, 165-181 pp.

KEPPIE, J.D. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1995): Provenance of Mexican terranes: Isotopic constraints, *International Geology Review*, v. 37, 813-824 pp.

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*, Boulder, Colorado, Geological Society of America special paper 336, 199-210 pp.

- 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*, v. 29, 21-27 pp.
- KEPPIE, J.D. & RAMOS, V.A. (1999):** Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic, In: Ramos, V.A. & Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, Colorado, Geological Society of America special paper 336, 267-276 pp.
- KEPPIE, J.D., SOLARI, L.A., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., ORTEGA-RIVERA, A., LEE, J.K.W., LOPEZ, R. & HAMES, W.E. (2004):** U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the cooling history of the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications, In: Tollo, R.P., Corriveau, L., McLelland, J.B. & Bartholomew, G. (eds.), *Proterozoic tectonic evolution of the Grenville Orogen in North America*, Geological Society of America Memoir 197, 771-781 pp.
- KETCHUM, J.W.F., HEAMAN, L.M., KROGH, T.E., CULSHAW, N.G. & JAMIESON, R.A. (1998):** Timing and thermal influence of late orogenic extension in the lower crust: a U-Pb geochronological study from the southwest Grenville orogen, Canada, *Precambrian Research* 89, 25-45 pp.
- KOLKER, A. (1982):** Mineralogy and geochemistry of Fe-Ti oxide and apatite (nelsonite) deposits and evaluation of the liquid immiscibility hypothesis: *Economic Geology*, v. 77, 1146-1158 pp.
- KORNELIUSSEN, A. (2003):** On ilmenite and rutile ore provinces in Norway, and the relationships between geological process and deposit type, In: Duchesne, J.C. & Korneliussen (eds.), *Ilmenite deposits and their geological environment*, *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication No. 9*, 40-41 pp.
- KORNPROBST, J. (2003):** Metamorphic rocks and their geodynamic significance: A petrological handbook, 208 pp, Kluwer Academic Publishers, *Petrology and Structural Geology*, v. 12, ed. Nicolas A.
- KOZŁOWSKI, A. & WISZNIEWSKA, J. (2003):** The nelsonite problem: an origin by melt immiscibility, In: Duchesne, J.C. & Korneliussen (eds.), *Ilmenite deposits and their geological environment*, *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication No. 9*, 37-39 pp.
- KRÖNER, A., ALEXEIEV, D.V., ROJAS-AGRAMONTE, Y., HEGNER, E. WONG, J., XIA, X., BELOUSOVA, E., MIKOLAICHUK, A.V., SELTMANN, R., LIU, D. & KISELEV, V.V. (2013a):** Mesoproterozoic (Grenville-age) terranes in the Kyrgyz North Tianshan: Zircon ages and Nd-Hf isotopic constraints on the origin and evolution of basement blocks in the southern Central Asian Orogen, *Gondwana Research* 23, 272-295 pp.
- KRÖNER, A. & BROWN, L. (2005):** Structure, composition and evolution of the South Indian and Sri Lankan granulite terrains from deep seismic profiling and other geophysical and geological investigations: A LEGENDS initiative, *Gondwana Research* 8, 317-335 pp.
- KRÖNER, A., ROJAS-AGRAMONTE, Y., KEHELPANNALA, K.V.W., ZACK, T., HEGNER, E., GENG, H.Y., WONG, J. & BARTH, M. (2013b):** Age, Nd-Hf isotopes, and geochemistry of the Vijayan Complex of eastern and southern Sri Lanka: A Grenville-age magmatic arc of unknown derivation, *Precambrian Research* 234, 288-321.
- KRÖNER, A. & STERN, J. (2004):** Pan-African Orogeny, *Encyclopedia of Geology*, vol. 1.

- KROGH, T.E. (1994):** Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada, *Tectonics* 13, 963-982 pp.
- KROGH, T.E., KAMO, S.L., SHARPTON, V.L., MARTIN, L.E. & HILDEBRAND, A.R. (1993):** U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater, *Nature* 366, 731-734 pp.
- LAWLOR, P.J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., CAMERON, K.L., OCHOA-CAMARILLO, H., LOPEZ, R. & SAMPSON, D.E. (1999):** U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico, *Precambrian Research*, v. 94, 73-99 pp.
- Le MAITRE, R.W. (1989):** *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LEIJA-MONTOYA, R. (2013):** Análisis geoquímico de plagioclasas como una herramienta petrogenética para la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 110 pp.
- LI, Z.X., BOGDANOVA, S.V., COLLINS, A.S., DAVIDSON, A., DE WAELE, B., ERNST, R.E., FITZSIMONS, I.C.W., FUCK, R.A., GLADKOCHUB, D.P., JACOBS, J., KARLSTROM, K.E., LU, S., NATAPOV, L.M., PEASE, V., PISAREVSKY, S.A., THRANE, K. & VERNIKOVSKY, V. (2008):** Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis, *Precambrian Research* 160, 179-210 pp.
- LI, Z.X., ZHANG, L. & POWELL, C. McA. (1995):** South China in Rodinia: part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia?, *Geology*, v. 23, 407-410 pp.
- LINDSLEY, D.H. (2003):** Do Fe-Ti oxide magmas exist?, *Geology: Yes; Experiments: No!*, In: Duchesne, J.C. & Korneliussen (eds.), *Ilmenite deposits and their geological environment*, Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication No. 9, 34-35 pp.
- LOEWY, S.L., CONNELLY, J.N. & DALZIEL, I.W.D. (2004):** An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America, *Geological Society of America Bulletin* 116, 171-187 pp.
- LONGHI, J., AUWERA, J., FRAM, M.S. & DUCHESNE, J.C. (1999):** Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks, *Journal of Petrology*, 40, 339-362 pp.
- LOPEZ, R., CAMERON, K.L. & JONES, N.W. (2001):** Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-african age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico, *Precambrian Research*, v. 107, 195-214 pp.
- LUVIZOTTO, G.L., ZACK, T., TRIEBOLD, S. & VON EYNATTEN, H. (2009):** Rutile occurrence and trace element behavior in medium-grade metasedimentary rocks: example from the Erzgebirge, Germany, *Mineralogy and Petrology* 97, 233-249.
- MAALØE, S. (1985):** *Principles of igneous petrology*, Berlin: Springer-Verlag, 371 pp.
- MACLEAN, W.H. (1969):** Liquidus phase relations in the FeS-FeO-Fe₃O₄-SiO₂ system, and their application in geology, *Economic Geology* 64, 865-884.

- MAJI, A.K., PATRA, A. & GHOSH, P. (2010):** An overview on geochemistry of Proterozoic massif-type anorthosites and associated rocks, *Journal of Earth System Science* 119, 861-878.
- MANTON, W.I. (1996):** The Grenville of Honduras, *Geological Society of America* 28 (7), Abstracts with Programs, A-493.
- MARKL, G., FROST, B.R. & BUCHER, K. (1998):** The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway. I. Field relations and estimation of intrinsic variables. *J. Petrol.* 39, 1425-1452 pp.
- MARTENS, U. (2009):** Geologic evolution of the Maya Block (Southern edge of the North American Plate): An example of terrane transferral and crustal recycling, Ph.D. Thesis, Stanford University, 166 pp.
- MARUYAMA, S., MASAGO, H., KATAYAMA, I., IWASE, Y., TORIUMI, M., OMORI, S. & AOKI, K. (2010):** A new perspective on metamorphism and metamorphic belts, *Gondwana Research* 18, 106-137 pp.
- MAUGER, R.L., McDOWELL, F.W., BLOUNT, J.C. (1983):** Grenville age Precambrian rocks of the Los Filtrros near Aldama, Chihuahua, Mexico, *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua*, El Paso Geological Society, Guide book 1983 field conference, 450 pp.
- McCAMMON, C.A. (2005):** Mantle oxidation state and oxygen fugacity: constraints on mantle chemistry, structure, and dynamics, In: McCAMMON, C.A. (ed.): *Earth's Deep Mantle: Structure, Composition, and Evolution*, Geophysical Monograph Series 160, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- McCANN, A.J., TRZCIENSKI, W.E. Jr. & BIRKETT, T.C. (1998):** The Soquem Sept-Îles Fe-Ti-P deposit (abs.): Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts, v. 23, A121 p.
- McDONOUGH, W.F., SUN, S., RINGWOOD, A.E., JAGOUTZ, E. & HOFMANN, A.W. (1991):** K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle, *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, Ross Taylor Symposium volume.
- McDONOUGH, W.F., SUN, S., RINGWOOD, A.E., JAGOUTZ, E. & HOFMANN, A.W. (1992):** Potassium, Rubidium, and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth, *Geochimica et Cosmochimica, Acta* 56, 1, 001-1, 012 pp.
- 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*, v. 111, no. 6, 823-830 pp.
- McKEE, J.W., JONES, N.W. & ANDERSON, T.H. (1988):** Las Delicias Basin – A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico, *Geology*, v. 16 (1), 37-40 pp.
- McKEE, J.W., JONES, N.W. & ANDERSON, T.H. (1999):** The late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico, In: Bartolini, C., Lawton, T. & Wilson, J.L. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*, Geological Society of America special paper 340.

- McLELLAND, J., ASHWAL, Z. & MOORE, L. (1994):** Composition and petrogenesis of oxide-, apatite-rich gabbro-norites associated with Proterozoic anorthosite massifs: Examples from the Adirondack Mountains, New York, Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 116, 225-238 pp.
- McMENAMIN, M.A.S. & McMENAMIN, D.L.S. (1990):** The emergence of Animals: The Cambrian Breakthrough, 217 pp.
- MEIBURG, P., CHAPA-GUERRERO, J.R., GROTEHUSMANN, I., KUSTUSCH, T., LENTZY, P., DE 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 Fac. Ciencias de la Tierra, UANL, Linares 2, 15-22 pp.
- MEINHOLD, G. (2010):** Rutile and its applications in earth sciences, Earth-Science Reviews 102, 1-28.
- MELGAREJO, J.C., PROENZA, J.A., GALÍ, S. & LLOVET, X. (2010):** Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 62, núm. 1, 1-23 pp.
- MILLER, S.A., COLLETTINI, C., CHIARALUCE, L., COCCO, M., BARCHI, M. & KAUS, B.J.P. (2004):** Aftershocks driven by a high-pressure CO₂ source at depth, Nature 427, 724-727 pp.
- MIRMOHAMMADI, M., KANANIAN, A. & TARKIAN, M. (2007):** The nature and origin of Fe-Ti-P-rich rocks in the Qareaghaj mafic-ultramafic intrusión, NW Iran, Mineralogy and Petrology 91, 71-100 pp.
- MIYASHIRO, A. (1961):** Evolution of metamorphic belts, Journal of Petrology 2, 277-311 pp.
- MOLINA-GARZA, R.S. & IRIONDO, A. (2005):** La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, Tomo LVII, núm. 1, 1-26 pp.
- MOORES, E.M. (1991):** Southwest U.S.-East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis, Geology, v. 19, 425-428 pp.
- MORA, C.I., VALLEY, J.W. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1986):** The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxaca complex, southern Mexico, Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México 6, 222-242 pp.
- MORENO, F.A., KELLER, G.R. & MICKUS, K.L. (1993):** The extent of the Ouachita continental margin in northern Mexico, In: Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 100-103 pp.
- MORENO, F.A., MICKUS, K.L. & KELLER, G.R. (2000):** Crustal structure and location of the Ouachita orogenic belt in northern Mexico, Geofísica Internacional, v. 39, núm. 3, 229-246 pp.
- MORISSET, C.E. (2008):** Origin of Rutile-bearing Ilmenite Fe-Ti deposits in proterozoic anorthosite massifs of the Grenville Province, Ph. D. Thesis, University of British Columbia, 305 pp.

- MORISSET, C.E., SCOATES, J.S., WEIS, D. & FRIEDMAN, R.M. (2009):** U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Saint-Urbain and Lac Allard (Havre-Saint Pierre) anorthosites and their associated Fe-Ti oxide ores, Québec: Evidence for emplacement and slow cooling during the collisional Ottawa orogeny in the Grenville Province, *Precambrian Research* 174, 95-116 pp.
- MORISSET, C.E., SCOATES, J.S., WEIS, D., SAUVÉ, M. & STANAWAY, K.J. (2010):** Rutile-bearing ilmenite deposits associated with the proterozoic Saint-Urbain and Lac Allard anorthosite massifs, Grenville Province, Quebec, *The Canadian Mineralogist*, v. 48, 821-849 pp.
- MORRISSEY, L., PAYNE, J.L., KELSEY, D.E. & HAND, M. (2011):** Grenvillian-aged reworking in the North Australian Craton, central Australia: Constraints from geochronology and modelled phase equilibria, *Precambrian Research* 191, 141-165 pp.
- MORSE, S.A. (1996):** Kiglapait mineralogy III: olivine compositions and Rayleigh fractionation models, *Journal of Petrology* 37 (5), 1037-1061 pp.
- MULLAN, H.S. (1978):** Evolution of the Nevadan orogen in northwestern Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, 1175-1188 pp.
- MÜLLER, A. & HALLS, C. (2005):** Rutile – the tin-tungsten host in the intrusive tourmaline breccia at Wheal Remfry, SW England, In: MAO, J. & BIERLEIN, F.P. (eds.): *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*, 441-444.
- NAGY, G., DRAGANITS, E., DEMÉNY, A., PANTÓ, G. & ÁRKAI, P. (2002):** Genesis and transformations of monazite, florencite and rhabdophane during medium grade metamorphism: examples from the Sopron Hills, Eastern Alps, *Chemical Geology* 191, 25-46.
- NAKAMURA, N. (1974):** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochimica et Cosmochimica, Acta*, v. 38, 757–775 pp.
- NAMUR, O., CHARLIER, B. & HOLNESS, M.B. (2012):** Dual origin of Fe-Ti-P gabbros by immiscibility and fractional crystallization of evolved tholeiitic basalts in the Sept Îles layered intrusion, *Lithos* 154, 100-114.
- NANCE, R.D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J.D., LINNEMANN, U., MURPHY, J.B., QUESADA, C., STRACHAN, R.A. & WOODCOCK, N.H. (2010):** Evolution of the Rheic Ocean, *Gondwana Research*, v. 17, 194-222 pp.
- NASLUND, H.R. (1976):** Liquid immiscibility in the system $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ and its application to natural magmas, *Carnegie Institution of Washington Yearbook* 75, 592-607.
- NASLUND, H.R. (1983):** The effects of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts, *American Journal of Science* 283, 1034-1059 pp.
- NASLUND, H.R., HENRÍQUEZ, F., NYSTRÖM, J.O., VIVALLO, W. & DOBBS, F.M. (2002):** Magmatic iron ores and associated mineralization: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera, In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective: Adelaide, South Australia*, PGC Publishing, Porter Geoconsultancy Pty. Ltd. 2, 207-228 pp.

- NELSON, B.K., HERRMANN, U., GORDON, M.B. & RATSCHBACHER, L. (1997):** Sm-Nd and U-Pb evidence for Proterozoic crust in the Chortis Block, Central America: Comparison with the crustal history of southern Mexico, *Terra Nova* 9, Abstract, 496.
- NESSE, W.D. (1991):** Introduction to optical mineralogy, Ed. Oxford, New York, Oxford, 335 pp.
- NOBLE, S.R., ASPDEN, J.A. & JEMELITA, R. (1997):** Northern Andean crustal evolution: new U-Pb geochronological constraints from Ecuador, *Geological Society of America Bulletin* 109, 789-798 pp.
- 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, 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 393, 123-182 pp.
- ORDÓÑEZ-CARMONA, O., RESTREPO, J.J. & PIMENTEL, M.M. (2006):** Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes, *Journal of South American Earth Sciences* 21, 372-382 pp.
- OROZCO-ESQUIVEL, M.T. (1990):** Zur Petrologie des Kristallins im Huizachal-Peregrina-Fenster, Sierra Madre Oriental, Mexiko, Diplom Thesis, Institut für Petrographie und Geochemie der Universität Karlsruhe (TH), 133 pp.
- OROZCO-ESQUIVEL, M.T. (1991):** Geotermobarometría de granulitas precámbricas del basamento de la Sierra Madre Oriental, Convención sobre la evolución geológica de México, Memoria, 138-140 pp.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1978):** El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas, *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 2, 19-30 pp.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1981):** Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofísica Internacional México* 20, 177-202 pp.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., ELÍAS-HERRERA, M., REYES-SALAS, M. & LOPEZ, R. (1999):** Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections, *Geology*, v. 27, 719-722 pp.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., RUIZ, J. & CENTENO-GARCÍA, E. (1995):** Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic, *Geology*, v. 23, 1127-1130 pp.
- ORTEGA-OBREGÓN, C., SOLARI, L., GÓMEZ-TUENA, A., ELÍAS-HERRERA, M., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. & MACÍAS-ROMO, C. (2013):** Permian-Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U-Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana, *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, doi: 10.1007/s00531-013-0933-1.
- OSBORN, E.F. (1959):** Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma, *American Journal of Science* 257, 609-647.

- OSTWALD, W. (1901):** Blocking of the Ostwald Ripening allowing long-term stabilization, *Zeitschrift für Physikalische Chemie* 37, 385.
- OWENS, B.E. & DYMEK, R.F. (1992):** Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite: problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St.-Urbain plutons, Quebec, Can. Mineral 30, 163-190 pp.
- PADILLA Y SÁNCHEZ, R.J. (1986):** Post-Paleozoic tectonics of northeastern Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico, *Geofísica Internacional*, v. 25, 157-206 pp.
- PANTOJA-ALOR, J., FRIES, C. Jr., RINCÓN-ORTA, C., SILVER, L.T. & SOLORIO-MUNGUÍA, J. (1974):** Contribución a la geocronología del Estado de Chiapas, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, v. 26, 112-137 pp.
- PAPIKE, J.J., JENSEN, M., SHEARER, C.K., SIMON, S.B., WALKER, R.J. & LAUL, J.C. (1984):** Apatite as a recorder of pegmatite petrogenesis, *Geological Society of America Abstracts with Programs* 16, 617.
- PARK, C.F. (1961):** A magnetite “flow” in northern Chile, *Economic Geology* 56, 431-441 pp.
- PASERO, M., KAMPF, A.R., FERRARIS, C., PEKOV, I.V., RAKOVAN, J. & WHITE, T.J. (2010):** Nomenclature of the apatite supergroup minerals, *European Journal of Mineralogy* 22, 163-179.
- 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*, v. 96, 523-528 pp.
- PAULSON, E.G. (1964):** Mineralogy and origin of the titaniferous deposit at Pluma Hidalgo, Oaxaca, Mexico, *Economic Geology*, v. 59, 753-767 pp.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984):** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 25, 956-983 pp.
- PESQUERA-VELÁZQUEZ, R., ROCHA, V.S., ARRIAGA, G. & CARBONELL, M. (1966):** Yacimiento de ilmenita en el Cañón del Novillo, Ciudad Victoria, Tamaulipas, *Archivo Técnico, Consejo de Recursos Naturales No Renovables*, 10 pp.
- PHILPOTTS, A.R. (1967):** Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks: *Economic Geology*, v. 62, 303-315 pp.
- PHILPOTTS, A.R. (1979):** Silicate liquid immiscibility in tholeiitic basalts, *Journal of Petrology*, 20, 99-118.
- PHILPOTTS, A.R. (1981):** A model for the generation of massif-type anorthosites: *Canadian Mineralogist*, v. 19, 233-253 pp.
- PHILPOTTS, A.R. (1982):** Compositions of immiscible liquids in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 80, 201-218.
- PHILPOTTS, A.R. (1989):** *Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks*, U.S.A., Prentice-Hall, 178 pp.
- PINDELL, J.L. (1985):** Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean, *Tectonics*, v. 4, 1-39 pp.

- PIPER, J.D.A. (2009):** Uplift and cooling magnetisation record in the Bamble and Telemark terranes, Sveconorwegian orogenic belt, SE Norway, and the Grenville-Sveconorwegian loop, *Tectonophysics* 463, 185-207 pp.
- PISAREVSKY, S.A., NATAPOV, L.M., DONSKAYA, T.V., GLADKOCHUB, D.P. & VERNIKOVSKY, V.A. (2008):** Proterozoic Siberia: a promontory of Rodinia, *Precambrian Research*, 160, 66-76 pp.
- POTTS, P.J. (1987):** A handbook of silicate rock analysis, Ed. Blackie, London, 622 pp.
- PRESNALL, D.C. (1966):** The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas, *American Journal of Science* 264, 753-809.
- PRIEGO DE WIT, M. (1971):** Exploración por titanio en el Cañón del Novillo, Mpio. De Victoria, Edo. De Tamaulipas, *Archivo Técnico, Consejo de Recursos Naturales No Renovables*, 13 pp.
- QUEZADAS-FLORES, A. (1961):** Las rocas del basamento de la cuenca de Tampico-Misantla, *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, v. 13, 289-323 pp.
- QUINTERO-LEGORRETA, O. & GUERRERO-GARCÍA, J.C. (1985):** Una nueva localidad del Basamento precámbrico de Chihuahua, en el área de Carrizalillo, *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, v. 6, núm. 1, 98-99 pp.
- RAKOVAN, J. (2007):** Nelsonite and Kiruna-type Deposits, *Word to the Wise*, 82, 249-251 pp.
- RAMDOHR, P.H. (1980):** The ore minerals and their intergrowths, 2nd ed., Pergamon Press, vol. 1 and 2.
- RAMÍREZ-RAMÍREZ, C. (1992):** Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico, Ph.D. Thesis, University of Texas at Austin, 317 pp.
- RAMOS, V.A. (2008):** The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36, 289-324 pp.
- RAMOS, V.A. (2010):** The Grenville-age basement of the Andes, *Journal of South American Earth Sciences* 29, 77-91 pp.
- RAMOS, V.A. & ALEMAN, A. (2000):** Tectonic evolution of the Andes, In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filo, A. & Campos, D.A. (eds.): *Tectonic Evolution of South America*, 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brasil, 635-685 pp.
- REED, S.J.B. (2005):** Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology, 2nd ed., Cambridge University Press, 189 pp.
- RENNE, P.R., MATTINSON, J.M., HATTEN, C.W., SOMIN, M., ONSTOTT, T.C., MILLÁN, G. & LINARES, E. (1989):** ⁴⁰Ar/³⁹Ar and U-Pb evidence for late proterozoic (Grenville-age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications, *Precambrian Research* 42, 325-341 pp.
- RINO, S., KON, Y., SATO, W., MARUYAMA, S., SANTOSH, M. & ZHAO, D. (2008):** The Grenvillian and Pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume, *Gondwana Research* 14, 51-72 pp.

- RIPLEY, E.M., SEVERSON, M.J. & HAUCK, S.A. (1998):** Evidence for sulfide and Fe-Ti-P-rich liquid immiscibility in the Duluth Complex, Minnesota, *Economic Geology*, v. 93, 1052-1062 pp.
- RIVERS, T. (1997):** Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications, *Precambrian Research* 86, 117-154 pp.
- RIVERS, T. (2008):** Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province-Implications for the evolution of large hot long-duration orogens, *Precambrian Research* 167, 237-259 pp.
- RIVERS, T. & INDARES, A. (2006):** Assembly of a 60 km crustal section through the Grenville orogen from eclogites through granulites to the non-metamorphic lid-implications for Grenvillian tectonic evolution, *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Abstracts*, 31, 128.
- ROBINSON, R. & PANTOJA-ALOR, J. (1968):** Tremadocian trilobites from Nochixtlan región, Oaxaca, Mexico, *Journal of Paleontology*, 42, 767-800 pp.
- ROEDDER, E. (1951):** Low temperature liquid immiscibility in the system $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2$, *American Mineralogist*, 36, 282-286.
- ROEDDER, E. (1979):** Silicate liquid immiscibility in magmas, In: YODER, H.S. (ed.): *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary perspectives*, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, USA, 15-57.
- ROEDER, P.L., MacARTHUR, D., MA, X.P. & PALMER, G.R. (1987):** Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite, *American Mineralogist* 72, 801-811.
- ROELANDTS, I. & DUCHESNE, J.C. (1979):** Rare-earth elements in apatite from layered norites and iron-titanium oxide ore-bodies related to anorthosites (Rogaland, SW Norway), *Physics and Chemistry of the Earth*, v. 11, 199-212 pp.
- ROGERS, J.J.W. (1996):** A history of continents in the past three billion years, *J. Geol.*, v. 104, 91-107 pp.
- ROGERS, J.J.W. & SANTOSH, M. (2003):** Supercontinents in Earth History, *Gondwana Research* 6, no. 3, 357-368 pp.
- ROLLINSON, H.R. (1993):** *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman, Essex, Inglaterra, 352 pp.
- ROSS, C.S. (1941):** Occurrence and origin of the titanium deposits of Nelson and Amherst Counties, Virginia, U.S. Geological Survey Prof. Paper 198, 58 pp.
- 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*, 42, 411-444 pp.
- RUDNICK, R.L. & CAMERON, K.L. (1991):** Age diversity of the deep crust in northern Mexico, *Geology*, v. 19, 1197-1200 pp.

- 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, v. 100, 274-281 pp.
- RUIZ, J., TOSDAL, R.M., RESTREPO, P.A. & MURILLO-MUÑETÓN, G. (1999):** Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic, In: Ramos, V. & Keppie, J.D. (eds.), Laurentia-Gondwana connections before Pangea, Geological Society of America, special paper 336, 183-198 pp.
- RYABCHIKOV, I.D. & KOGARKO, L.N. (2006):** Magnetite compositions and oxygen fugacities of the Khibina magmatic system, Lithos 91, 35-45.
- SALVADOR, A. (1987):** Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin, AAPG Bulletin, v. 71, 419-451 pp.
- SALVADOR, A. (1991):** Origin and development of the Gulf of Mexico basin, en: SALVADOR, A. (ed.): The Gulf of Mexico Basin, The geology of North America, J., Geological Society of America, 389-444 pp.
- SANTOS, J.O.S., RIZZOTTO, G.J., POTTER, P.E., McNAUGHTON, N.J., MATOS, R.S., HARTMANN, L.A., CHEMALE Jr., F. & QUADROS, M.E.S. (2008):** Age and autochthonous evolution of the Sunsas Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology, Precambrian Research 165, 120-152 pp.
- SCHAAF, P., HEINRICH, W. & BESCH, T. (1994):** Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite, Chemical Geology 118, 63-84.
- SCHAAF, P., MORÁN-ZENTENO, D., HERNÁNDEZ-BERNAL, M.S., SOLÍS-PICHARDO, G., TOLSON, G. & KÖHLER, H. (1995):** Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence, Tectonics 14, 1339-1350.
- SCHULZE, C.H. (2011):** Petrología y geoquímica de las rocas del área de Pluma Hidalgo, Oaxaca e implicaciones tectónicas para el Proterozoico de Oaxaquia, Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 341 pp.
- SCOTT, K.M. (2005):** Rutile geochemistry as a guide to porphyry Cu-Au mineralization, Northparkes, New South Wales, Australia, Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis 5, 247-253.
- SCROPE, G.P. (1825):** Consideration on volcanoes, the probable cause of their phenomena, the laws which determine their march, the disposition of their products and their connexion with the present state and past history of the globe; leading to the establishment of a new theory of the Earth, J. Murray, London.
- SE-SGM-CGMINERÍA (2011):** Panorama Minero del Estado de Oaxaca, SE-SGM-CGMinería, 43 p.
- SEARS, J.W. & PRICE, R.A. (2000):** New look at the Siberian connection: No SWEAT, Geology, v. 28, 423-426 pp.
- SEDLOCK, R.L., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. & SPEED, R.C. (1993):** Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico, Geological Society of America special paper 278, 1-153 pp.

- SEVERSON, M.J. (1988):** Geology and structure of a portion of the Partridge River Intrusion: a progress report: Duluth, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, Technical Report NRRI/GMIN-TR-88-08, 78 pp.
- SEVERSON, M.J. (1995):** Geology of the Southern Portion of the Duluth Complex, University of Minnesota, Natural Resources Research Institute, Technical Report NRRI/TR-95/26, 198 pp.
- SHA, L.K. & CHAPPELL, B.W. (1999):** Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3861-3881.
- SHERGOLD, J.H. (1975):** Late Cambrian and Early Ordovician trilobites from the Burke River Structural Belt, western Queensland, Australia, Department of Mineral and Energy, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Bulletin, 153.
- SHURBERT, D.H. & CEBULL, S.E. (1987):** Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-Mexico, *Geology*, v. 15, 458-461 pp.
- SILVER, L.T. & ANDERSON, T.H. (1974):** Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 6, 955-956 pp.
- SILVER, L.T., ANDERSON, A.T. & ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. (1994):** The “thousand million year” orogeny in eastern and southern Mexico, *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 26, no. 7, A-48 p.
- SMYTHE, D.J., SCHULZE, D.J. & BRENNAN, J.M. (2008):** Rutile as a kimberlite indicator mineral: minor and trace element geochemistry, 9th International Kimberlite Conference, Extended Abstract, No. 9IKC-A-00193.
- SNYDER, D., CARMICHAEL, I.S.E. & WIEBE, R.A. (1993):** Experimental study of liquid evolution in an Fe-rich, layered mafic intrusion: Constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T-fO₂ and T-ρ paths of tholeiitic magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 73-86.
- SOLARI, L.A., KEPPIE, J.D., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., CAMERON, K.L. & LOPEZ, R. (2004):** ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, núm. 2, 212-225 pp.
- 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* 365, 257-282 pp.
- SONG, S., SU, L., LI, X., NIU, Y. & ZHANG, L. (2012):** Grenville-age orogenesis in the Qaidam-Qilian block: The link between South China and Tarim, *Precambrian Research* 220, 9-22 pp.
- SØRENSEN, K. & WINTER, J.D. (1989):** Deformation and mass transport in the Nordre Strømfjord shear zone, Central West Greenland, In: BRIDGWATER, D. (ed.), *Fluid Movements-Elemental Transport and the Composition of the Deep Crust*, Kluwer, Dordrecht, 171-186 pp.

- STERN, R.J. (1994):** Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic African orogen: implications for the consolidation of Gondwanaland, *Annual Review of Earth and Planetary Science* 22, 319-351 pp.
- STEWART, J.H. (1988):** Latest Proterozoic and Paleozoic continental margin of North America and the accretion of Mexico, *Geology*, 16, 186-189 pp.
- 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, In: *Pre-Mesozoic Basement of Northern Mexico, Lower Crust and Mantle Xenoliths of Central Mexico, and Northern Guerrero Terrane*, 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato, Mexico, Guidebook, Field Trip A, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 55-57 pp.
- STEWART, J.H., BLODGETT, R.B., BOUCOT, A.J., CARTER, J.L. & LOPEZ, R. (1999):** Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, In: Ramos, V.A. & Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*, Geological Society of America special paper, 336, 227-252 pp.
- STRECKEISEN, A. (1976):** To each plutonic rock its proper name, *Earth Science Reviews*, 12, 1-33 pp.
- TACK, L., LIÉGEOIS, J.P., DEBLOND, A. & DUCHESNE, J.C. (1994):** Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi), *Precambrian Research* 68, 323-356 pp.
- TEGNER, C., CAWTHORN, R.G. & KRUGER, F.J. (2006):** Cyclicality in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet, *Journal of Petrology* 47, 2257-2279 pp.
- THAYER, T.P. (1960):** Section of the chapter on titanium by Langtry R. Lynd in *Industrial Minerals and Rocks*, 3rd ed., 857-858 pp. A.I.M.E., New York.
- THORNBURG, T. & KULM, L.D. (1981):** Sedimentary basins of the Peru continental margin: structure, stratigraphy, and Cenozoic tectonics from 6°S to 16°S latitude, *Geological Society of America Memoir* 154, 393-422 pp.
- THY, P., LESHER, C.E., NIELSEN, T.F.D. & BROOKS, C.K. (2006):** Experimental constraints on the Skaergaard liquid line of descent, *Lithos* 92, 154-180.
- TOHVER, E., BETTENCOURT, J.S., TOSDAL, R., MEZGER, K., LEITE, W.B. & PAYOLLA, B.L. (2004):** Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes, *Earth and Planetary Science Letters*, 228, 161-176 pp.
- TOHVER, E., TEIXEIRA, W., VAN DER PLUIJM, B.A., GERALDES, M.C., BETTENCOURT, J.S. & RIZZOTTO, G. (2006):** Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia, with implications for crustal architecture, *Geology* 34 (8), 669-672 pp.
- TOHVER, E., VAN DER PLUIJM, B.A., VAN DER VOO, R., RIZZOTTO, G. & SCANDOLARA, J.E. (2002):** Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia, *Earth and Planetary Science Letters*, 199, 185-200 pp.

- TOLLARI, N., BARNES, S.J., COX, R.A. & NABIL, H. (2008):** Trace element concentrations in apatites from the Sept-Îles Intrusive Suite, Canada – Implications for the genesis of nelsonites, *Chemical Geology* 252, 180-190 pp.
- TOLLARI, N., TOPLIS, M.J. & BARNES, S.J. (2006):** Predicting phosphate saturation in silicate magmas: an experimental study of the effects of melt composition and temperature, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70 (6), 1518-1536 pp.
- TOLLO, R.P. (2005):** Grenvillian Orogeny, Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, from *Encyclopedia of Geology*, 155-165 pp.
- TOPLIS, M.J. & DINGWELL, D.B. (1996):** The variable influence of P_2O_5 on the viscosity of melts of differing alkali/aluminium ratio: implications for the structural role of phosphorus in silicate melts, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4107-4121.
- TORRES, R., RUIZ, J., PATCHETT, P.J. & GRAJALES, J.M. (1999):** Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, En: BARTOLINI, C., WILSON, J.L. & LAWTON, T.F. (eds.): *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*, Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340, 191-196 pp.
- TORRES-SÁNCHEZ, S.A. (2010):** Petrología e interpretación geodinámica del Esquisto Granjeno en el Cañón de Caballeros, Anticlinorio Huizachal-Peregrina, NE de México, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 186 pp.
- TOURET, J.L.R. & HUIZENGA, J.M. (2012):** Fluid-assisted granulite metamorphism: A continental journey, *Gondwana Research* 21, 224-235 pp.
- TOUSSAINT, J.F. (1993):** Evolución geológica de Colombia, Precámbrico-Paleozoico, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 129 pp.
- TRAINOR, R.J. (2010):** Structural/Kinematic and Metamorphic Analysis of the Mesoproterozoic Novillo Gneiss, Tamaulipas, Mexico, M.S. Thesis, University of Ohio, 117 pp.
- 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*, v. 28, núm. 3, 580-592 pp.
- TRITLLA, J., CAMPRUBÍ, A., CORONA-ESQUIVEL, R. & CENTENO-GARCÍA, E. (2002):** Los Depósitos de tipo óxido de Fe- (Cu-U-Au-REE): Polémicas sobre su origen y su posible existencia en territorio mexicano, *Época II*, 5, 3-4 pp.
- TUREKIAN, K.K. (1977):** Geochemical Distribution of Elements, *McGraw-Hill Encyclopedia of Science of Technology*, McGraw-Hill, New York, 627-630 pp.
- VALENTINE, J.W. & MOORES, E.M. (1970):** Plate-tectonic regulation of animal diversity and sea level: a model, *Nature* 228, 657-659 pp.

- VALENZUELA-NAVARRO, L.C., VALENCIA-MORENO, M., IRIONDO, A. & PREMO, W.R. (2003):** The El Crestón Granite: A new confirmed Paleoproterozoic locality in the Opodepe area, north-central Sonora, Mexico, Geological Society of America Abstracts with Programs, 32 (4), 83 pp.
- VANDER-AUWERA, J., BOLLE, O., BINGEN, B., LIÉGEOIS, J.P., BOGAERTS, M., DUCHESNE, J.C., DE WAELE, B. & LONGHI, J. (2011):** Sveconorwegian massif-type anorthosites and related granitoids result from post-collisional melting of a continental arc root, Earth-Science Reviews 107, 375-397 pp.
- VEKSLER, I.V. (2009):** Extreme iron enrichment and liquid immiscibility in mafic intrusions: Experimental evidence revisited, Lithos 111, 72-82.
- VERNON, R.H. & CLARKE, G.L. (2008):** Principles of Metamorphic Petrology, Cambridge University Press, U.S.A., 446 pp.
- VILLANOVA, C., GALÍ, S., TORRÓ, L., CASTILLO, M., CAMPENY, M., OLIMPIO, A. & MELGAREJO, J.C. (2009):** Depósitos de Titanio en Nelsonitas en el Complejo Anortosítico de Cunene (Angola), Revista de la Sociedad Española de Mineralogía, 11, 201-202 pp.
- VINASCO, C.J. (2004):** Evolução crustal e história dos granitóides Permo-Triássicos dos Andes do Norte, Tesse de Doutorado, Universidade de São Paulo, 120 pp.
- VIOLA, G., HENDERSON, I.H.C., BINGEN, B. & HENDRIKS, B.W.H. (2011):** The Grenvillian-Sveconorwegian orogeny in Fennoscandia: Back-thrusting and extensional shearing along the "Mylonite Zone", Precambrian Research 189, 368-388 pp.
- WARDLE, R.J. & HALL, J. (2002):** Proterozoic evolution of the northeastern Canadian Shield: Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ESCOOT), introduction and summary, In: Wardle, R.J. & Hall, J. (eds.), Proterozoic evolution of the Northeastern Canadian Shield: Lithoprobe Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect, Canadian Journal of Earth Sciences 39, 563-567 pp.
- WARNER, S., MARTIN, R.F., ABDEL-RAHMAN, A.F.M. & DOIG, R. (1998):** Apatite as a monitor of fractionation, degassing, and metamorphism in the Sudbury Igneous Complex, Ontario, The Canadian Mineralogist 36, 981-999.
- WASTENEYS, H.A., CLARK, A.H., FARRAR, E. & LANGRIDGE, R.J. (1995):** Grenvillian granulite facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link, Earth and Planetary Science Letters 132, 63-73 pp.
- WATSON, E.B. & GREEN, T.H. (1981):** Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium, Earth and Planetary Science Letters 56, 405-421.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. (1984):** Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: A summary and prospectus of experimental approaches, Physics of the Earth and Planetary Interiors 35, 19-30.
- WATSON, T.L. (1907):** Mineral Resources of Virginia, J.P. Bell Company, Lynchburg.
- WATSON, T.L. & TABER, S. (1913):** Geology of the titanium and apatite deposits of Virginia: Virginia Geological Survey Bulletin 3A, 308 pp.

- WEBER, B., LOPEZ, 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 Pan-african basement, EUGXI Strasbourg, France, Abstracts, p. 598.
- WEBER, B. & HECHT, L. (2003):** Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico, *Precambrian Research*, v. 124, 41-67 pp.
- WEBER, B. & KÖHLER, H. (1999):** Sm-Nd, Rb-Sr, and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex, *Precambrian Research*, 96, 245-262 pp.
- 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*, v. 182, 149-162 pp.
- WEIL, A.B., VAN DER VOO, R., MacNIOCAILL, C. & MEERT, J.G. (1998):** The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma, *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 13-24 pp.
- WENK, H.R. & BULAKH, A. (2004):** Minerals: Their constitution and origin, Ed. Cambridge University Press, New York, U.S.A., 646 pp.
- WILSON, J.J. & REYES, L. (1964):** Geología del cuadrángulo de Patáz, Carta geológica Nacional, 91 pp.
- WILSON, J.R., ROBINS, B., NIELSEN, F.M., DUCHESNE, J.C. & VANDER AUWERA, J. (1996):** The Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, Southwest Norway, In: CAWTHORN, R.G. (ed.), *Layered Intrusions*, Elsevier, Amsterdam, 231-255 pp.
- WILSON, M. (1989):** *Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach*, Ed. Harper Collins, London, 466 pp.
- WILSON, M. (1993):** Magmatic differentiation, *Journal of the Geological Society*, London, vol. 150, 611-624 pp.
- WINGATE, M.T.D., PISAREVSKY, S.A. & EVANS, D.A.D. (2002):** Rodinia connections between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS?, *Terra Nova* 14, 121-128 pp.
- WINTER, J.D. (2001):** *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice-Hall, U.S.A., 697 pp.
- YAN, Y., ZHANG, N., LI, S. & LI, Y. (2013):** Mineral chemistry and isotope geochemistry of pyrite from the Heilangou gold deposit, Jiaodong Peninsula, Eastern China, *Geoscience Frontiers*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.05.003>.
- YAÑEZ, P., RUIZ, J., PATCHETT, P.J., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F. & GEHRELS, G. (1991):** Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for paleozoic North American tectonics, *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, 817-828 pp.
- ZACK, T., KRONZ, A., FOLEY, S.F. & RIVERS, T. (2002):** Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists, *Chemical Geology* 184, 97-122.

ZHANG, R.Y., ZHAI, S.M., FEI, Y.W. & LIU, J.G. (2003): Titanium solubility in coexisting garnet and clinopyroxene at very high pressure: the significance of exsolved rutile in garnet, *Earth and Planetary Science Letters* 216, 591-601.

ZHOU, M.F., CHEN, W.T., YAN WANG, C., PREVEC, S.A., PINGPING LIU, P. & HOWARTH, G.H. (2013): Two stages of immiscible liquid separation in the formation of Panzihua-type Fe-Ti-V oxide deposits, SW China, *Geoscience Frontiers*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gsf.2013.04.006>.

ZHOU, Y., MURPHY, M.A. & HAMADE, A. (2006): Structural development of the Peregrina-Huizachal Anticlinorium, Mexico, *Journal of Structural Geology*, v. 28, 494-507 pp.

Tabla AI.1. Valores (ppm) de condritas para normalización empleados en el Diagrama de Elementos de Tierras Raras (REE; siglas en inglés). Dichos valores han sido tomados de HASKIN *et al.* (1968) y NAKAMURA (1974).

Elemento	HASKIN <i>et al.</i> (1968)	NAKAMURA (1974)
La		0.3290
Ce		0.8650
Pr	0.112	
Nd		0.6300
Sm		0.2030
Eu		0.0770
Gd		0.2760
Tb	0.047	
Dy		0.3430
Ho	0.070	
Er		0.2250
Tm	0.030	
Yb		0.2200
Lu		0.0339

Tabla AI.2. Valores (ppm) del manto primordial para normalización empleados en el Diagrama Multielementos (Elementos traza incompatibles). Tales valores han sido tomados de McDONOUGH *et al.* (1991, 1992).

Elemento	McDONOUGH <i>et al.</i> (1991)	McDONOUGH <i>et al.</i> (1992)
Th		0.084
Nb		0.713
La		0.708
Ce		1.833
Nd		1.366
Zr		11.20
Hf		0.309
Sm		0.444
Eu	0.1680	
Ti		1280
Gd	0.5950	
Tb		0.108
Dy	0.7370	
Ho	0.1630	
Er	0.4790	
Yb	0.4800	
Y		4.550
Lu	0.0737	

Tabla AII.1. Ejemplo (pirita; Ne1P1-1) del cálculo para la determinación de los coeficientes en las fórmulas de los sulfuros.

Elemento	% wt.	Peso atómico	(% wt.)/peso atómico	Σ cationes (Ni-Ag)	(% wt./peso atómico)/ Σ cationes	Subíndice en fórmula
Ni	0.006	58.69	0.000102232	0.868749	0.000117677	
Co	0.580	58.93	0.009842190	0.868749	0.011329150	0.01
Fe	47.590	55.85	0.852103850	0.868749	0.980840060	0.98
Cu	0.022	63.55	0.000346180	0.868749	0.000398490	
Pb	0.020	207.20	0.000096525	0.868749	0.000111110	
Zn	0.000	65.41	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Cd	0.000	112.41	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Pt	0.000	195.08	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Pd	0.000	106.42	0.000000000	0.868749	0.000000000	
As	0.025	74.92	0.000333690	0.868749	0.00038410	
Sb	0.000	121.76	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Se	0.000	78.96	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Te	0.000	127.60	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Bi	0.000	208.98	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Cr	0.000	52.00	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Mo	0.564	95.94	0.005878670	0.868749	0.006766830	0.01
Sn	0.000	118.71	0.000000000	0.868749	0.000000000	
Au	0.009	196.97	0.000045692	0.868749	0.000052595	
Ag	0.000	107.87	0.000000000	0.868749	0.000000000	
S	51.200	32.07	1.596507640	2.0000000		2.00
Σ	100.016					

Tabla AII.2. Ejemplo (ilmenita; Ne1P1-1-1) del cálculo para la determinación de los coeficientes en las fórmulas de los óxidos. Cat Norm Fact: Factor de Normalización de Cation, Form: Forma.

Elemento	% wt.	Peso atómico	Cationes: % wt./peso atómico por c/cación	Oxígenos: (Si+Ti) x 2 + (Al+Cr+V) x 1.5 + (Fe+Mn+Mg+Ca+Ni+Ba) + (Na+K) x 0.5	Cat Norm Fact: Cationes ideales en la fórmula del mineral (2)/Σ cationes	Ox Fe (Form): Oxígenos x Cat Norm Fact
NiO	0.002	74.71	0.000	1.884	1.500	2.826
MnO	0.452	70.94	0.006	1.884	1.500	2.826
FeO	54.478	71.85	0.758	1.884	1.500	2.826
Na ₂ O	0.010	61.98	0.000	1.884	1.500	2.826
K ₂ O	0.004	94.20	0.000	1.884	1.500	2.826
CaO	0.000	56.08	0.000	1.884	1.500	2.826
MgO	0.104	40.30	0.003	1.884	1.500	2.826
Al ₂ O ₃	0.011	101.96	0.000	1.884	1.500	2.826
SiO ₂	0.000	60.09	0.000	1.884	1.500	2.826
TiO ₂	43.028	79.90	0.539	1.884	1.500	2.826
V ₂ O ₃	1.598	149.88	0.021	1.884	1.500	2.826
Cr ₂ O ₃	0.282	151.99	0.004	1.884	1.500	2.826
BaO	0.317	153.33	0.002	1.884	1.500	2.826
Σ	100.286		1.333			

Tabla AII.2. Ejemplo (ilmenita; Ne1P1-1-1) del cálculo para la determinación de los coeficientes en las fórmulas de los óxidos. (Continuación).

Elemento	Form Ferrosa: (Cationes x Oxígenos ideales en la fórmula del mineral [3])/Oxígenos	Form Férrica (Subíndices): Cationes x Cat Norm Fact	*Form Férrica para FeO:		% wt. Fe ₂ O ₃ : % wt. FeO x (Fe ³⁺ /Fe ³⁺ + Fe ²⁺) x (159.692/(2 x 71.846))	% wt. FeO: % wt. FeO – (% wt. FeO x (Fe ³⁺ /Fe ³⁺ + Fe ²⁺))
			Fe ³⁺ : Oxígenos Ideales (3) – Ox Fe (Form) x 2	Fe ²⁺ : (Cación Fe x Cat Norm Fact) – Form Férrica (Fe ³⁺)		
			Fe ³⁺	Fe ²⁺		
NiO	0.000	0.000	0.347	0.790	18.49	37.84
MnO	0.010	0.010				
FeO	1.207	*				
Na ₂ O	0.001	0.000				
K ₂ O	0.000	0.000				
CaO	0.000	0.000				
MgO	0.004	0.004				
Al ₂ O ₃	0.000	0.000				
SiO ₂	0.000	0.000				
TiO ₂	0.857	0.808				
V ₂ O ₃	0.034	0.032				
Cr ₂ O ₃	0.006	0.006				
BaO	0.003	0.003				
Σ	2.123	2.000				

Tabla AIII.1 Datos de REE (ppm) en apatitos de nelsonitas (*) y de rocas ricas en óxidos de Fe-Ti y apatito (°). SUF: Saint Urbain/Furnace (STU85-651), SUB: Saint Urbain/Bignell (STU85-693), L: Labrieville (LV89-173), R: Roseland (RLD95-960), SII: Sept-Îles Intrusive (HN-99-25), GLI: Grader Layered Intrusive (pia-C), HesNor: Hesnes (Noruega), KydNor: Kydlandsvatn (Noruega) y EigNor: Eigeroy (Noruega). Referencias: ¹⁻⁴DYMEK & OWENS (2001), ⁵TOLLARI *et al.* (2008), ⁶CHARLIER *et al.* (2008), ⁷⁻⁹ROELANDTS & DUCHESNE (1979).

	¹ SUF*	² SUB*	³ L*	⁴ R*	⁵ SII*	⁶ GLI*	⁷ HesNor°	⁸ KydNor°	⁹ EigNor°
Elemento									
La	264	433	197	643	479	237	951	204	820
Ce	753	1120	552	1540	1203	690	2649	519	2192
Pr					197	112			
Nd	560	740	490	960	940	538	2108	732	1563
Sm	144	168	112	189	200	101	466	136	421
Eu	26.2	26.2	31.4	34.8	62.5	23.5	44.5	30.8	43.7
Gd					209	93.3	423	120	400
Tb	17.2	17.6	11.6	17.2	24.9	12.2	67.9	17.7	64.5
Dy					137	58.1	300	87	273
Ho					23.6	8.72	55.1	18.3	55.2
Er					56.4	19.7	142	32.3	131
Tm					6.4				
Yb	28.7	25.8	9.97	15	35	11	83.9	19.5	73.8
Lu	3.66	3.28	1.17	1.71	4.74		10.4	2.7	9