

Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra



Petrología metamórfica de la porción central del Complejo Xolapa, región de Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca.

Tesis que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias de la Tierra

Presenta

Roberto Maldonado Villanueva

Asesor: Dr. Pedro Corona Chávez

2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Este trabajo es el resultado de numerosos esfuerzos y de una emoción personal incubada algunos años antes de ingresar al Posgrado en Ciencias de la Tierra. Esta motivación estuvo determinada en gran medida por la oportunidad que Alfredo Victoria me dio para participar en actividades docentes desde el año 2007 y visitar en repetidas ocasiones los afloramientos tipo del Complejo Xolapa y algunos otros de los complejos Acatlán y Oaxaqueño. En la misma época, una serie de excursiones geológicas al terreno Guerrero primero con la Dra. Elena Centeno y posteriormente con el Dr. Pedro Corona fueron también decisivas para volcar mi curiosidad e ingenuidad sobre la geología de los complejos metamórficos.

Desde entonces, el sendero que se ha ido haciendo no hubiera sido posible sin la dirección de Pedro Corona, a quien agradezco no solo la asesoría académica, la transmisión de conocimiento y los momentos de discusión sobre los temas de la tesis, sino también sus consejos en aspectos personales, su apoyo continuo y, en fin, su compañía en este camino.

Quiero agradecer en forma especial al Dr. Peter Schaaf quién me dio un apoyo fundamental desde el inicio hasta el final de proceso de maestría (y en la prórroga). De la misma forma, agradezco al Dr. Dante Morán por sus atenciones en distintos momentos, por seguir de cerca mi trabajo y por apoyarme sobre todo en cuestiones logísticas.

El trabajo de campo estuvo financiado por el proyecto “Origen y evolución tectonotérmica del Complejo Xolapa” dirigido por el Dr. Oscar Talavera Mendoza, a quien agradezco el apoyo para su realización, así como la oportunidad que me dio de participar en el proyecto. Asimismo recibí una beca de posgrado por parte del Conacyt.

En el campo el trabajo fue siempre emocionante y enriquecedor gracias a la compañía de Carlos Uriel García quién estuvo conmigo prácticamente todas las jornadas de campo. Asimismo agradezco la presencia de Alicia Sarmiento, Oscar Talavera, José Luis García, Israel, Pedro Corona, Marcelo Godefroy y Francisco Gómez en distintas ocasiones. Debo mencionar también el apoyo general de la gente de los municipios de Cacahuatpec y Amuzgos, Oax., en especial a Pedro Bernabé de la comunidad de San Juan, a Palemón González y a Daniel García de Tulixtlahuaca, a Sergio Pastrana de Huajintepec y a Isidro de Amuzgos, quienes nos dieron asilo y en algunos casos sirvieron de compañía en los recorridos.

La mayor parte del trabajo analítico fue realizado en el laboratorio de Petrología experimental de la Università degli studi di Milano. La estancia en Milán fue posible gracias a una beca mixta del Conacyt y al apoyo de Pedro Corona y Stefano Poli. Agradezco al Prof. Poli el haberme recibido en su laboratorio, así como las facilidades analíticas y el apoyo para asistir al curso “Short Course on Microstructures and Physico-Chemical Properties of Earth and Planetary Materials” en Verbania, Italia. Agradezco también la ayuda de Andrea Risplendente, de Marilena Moroni y de Antonio Pola en distintos momentos de la estancia, así como el cálido acogimiento, nuevamente, de Pedro Corona y Caterina Maioli.

Agradezco el apoyo del Dr. Hugo Delgado Granados y la amabilidad de Carlos Linares para la realización de una sesión de microsonda electrónica en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP).

Quiero destacar el apoyo del personal del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) encabezado por el Peter Schaaf: Teodoro Hernández Treviño, Gabriela Solís y Daniel Villanueva. A Teodoro Hernández agradezco en forma especial por la orientación y las facilidades en el taller de molienda del laboratorio, y en general por su ayuda en distintos aspectos técnicos.

El comité de jurado estuvo integrado por: Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dr. Pedro Corona Chávez, Dr. Peter Schaaf, Dr. Luigi Solari y Dr. Dante Morán Zenteno, a quienes agradezco las observaciones y comentarios realizados, los cuales enriquecieron enormemente la versión final del manuscrito de tesis. Asimismo, agradezco la revisión y las sugerencias gramaticales y ortográficas de María Chapela Lara y de Barbara Martiny.

Otras personas que amablemente colaboraron en distintas etapas de este trabajo son: Dr. Gustavo Tolson, Dra. Elizabeth Solleiro, María Luisa Reyes, Gloria Benítez, Margarita Reyes, Rosalba Pérez, Dr. Julien Allaz, María del Sol Hernández, Dr. Mariano Cerca, Dr. José Luis Sánchez, Dr. Rufino Lozano, Dr. Denis Legrand, Liliana Arana, Juan Carlos Cruz, Claudia Mendoza, Gerardo Arrieta, Alba y Mónica Martínez.



“Vuela mariposa, cantan grillos, la piel se me pone negra y el sol brilla y brilla. El sudor me hace surcos, yo hago surcos a la tierra sin parar” Víctor Jara

En recuerdo de Antonio Villanueva Mata

Tabla de contenido

| | |
|--|----|
| Resumen | 7 |
| Abstract | 9 |
| 1. Introducción | 11 |
| 2. Marco teórico | 13 |
| 2.1 El proceso de fusión parcial..... | 13 |
| 2.2 Anatexis y migmatitas en márgenes convergentes..... | 18 |
| 2.3 Exhumación y trayectorias P-T-t de complejos migmatíticos | 20 |
| 3. Marco geológico regional | 23 |
| 3.1 Contexto tectonoestratigráfico del Complejo Xolapa..... | 23 |
| 3.1.1 Terreno Oaxaca | 23 |
| 3.1.2 Terreno Mixteca..... | 24 |
| 3.1.3 Terreno Guerrero..... | 26 |
| 3.1.4 Terreno Xolapa..... | 27 |
| 3.2 Complejo Xolapa | 29 |
| 3.2.1 Trabajos previos..... | 29 |
| 4. Problemática, zona de estudio y objetivos | 35 |
| 5. Metodología | 39 |
| 6. Unidades litológicas | 43 |
| 6.1 Complejo metamórfico-migmatítico (CMM) | 43 |
| 6.1.1 CMM meta-sedimentario | 44 |
| Protolitos meta-sedimentarios..... | 44 |
| Metatexitas para-derivadas | 45 |
| Diatexitas para-derivadas..... | 47 |
| 6.1.2 CMM meta-ígneo..... | 50 |
| Protolitos meta-ígneos | 51 |
| Metatexitas orto-derivadas..... | 51 |
| Diatexitas orto-derivadas | 53 |
| 6.1.3 Meta-granitoides | 55 |
| 6.1.4 Granitoides anatéticos y filones graníticos | 56 |
| 6.2 Conjunto de unidades post-migmatíticas (CPM)..... | 58 |
| 6.2.1 Granitoides oligocénicos..... | 58 |
| 7. Análisis estructural | 63 |
| 7.1 Estructura regional de la zona de estudio | 63 |
| 7.2 Estructura del área de Cacahuatpec-Amuzgos..... | 64 |
| 7.2.1 Dominio estructural del CMM..... | 65 |
| 7.2.2 Dominio estructural de sobreposición CMM-CPM..... | 66 |
| 7.2.3 Dominio estructural del CPM | 67 |
| 7.3 Fases de deformación..... | 68 |
| 7.3.1 Deformación pre-migmatítica (D1) | 68 |
| 7.3.2 Deformación sin-migmatítica (D2-D3)..... | 68 |
| 7.3.3 Deformación post-migmatítica (D4-D5)..... | 73 |
| 8. Análisis petrográfico | 77 |
| 8.1 Microestructuras y paragénesis pre-migmatíticas (protolitos metamórficos)..... | 77 |
| 8.1.1 Paragneises y meta-grauvacas..... | 77 |
| 8.1.2 Paragneises anfíbolíticos..... | 79 |

| | |
|--|------------|
| 8.1.3 Ortogneises cuarzo-feldespáticos..... | 81 |
| 8.1.4 Anfibolitas..... | 82 |
| 8.2 Microestructuras y paragénesis migmatíticas (neosomas)..... | 83 |
| 8.2.1 CMM meta-sedimentario..... | 83 |
| 8.2.2 CMM meta-ígneo..... | 85 |
| 8.3 Microestructuras y paragénesis tardo- y post-migmatíticas..... | 88 |
| 8.3.1 Microestructuras y paragénesis de alta temperatura..... | 88 |
| 8.3.2 Microestructuras y paragénesis de mediana a baja temperatura..... | 91 |
| 9. Química mineral..... | 93 |
| 9.1 Feldespatos..... | 93 |
| 9.2 Micas..... | 96 |
| 9.3 Granate..... | 98 |
| 9.4 Cordierita..... | 99 |
| 9.5 Anfíbol..... | 102 |
| 9.6 Piroxeno..... | 103 |
| 9.7 Óxidos de Fe-Ti..... | 104 |
| 9.8 Paragénesis mineral: síntesis y consideraciones preliminares..... | 104 |
| 10. Condiciones físicas del proceso metamórfico..... | 109 |
| 10.1 Relaciones de fase y serie de reacciones..... | 109 |
| 10.1.1 CMM meta-sedimentario..... | 109 |
| 10.1.2 CMM meta-ígneo..... | 113 |
| 10.2 Balance de reacciones..... | 115 |
| 10.3 Termobarometría..... | 121 |
| 10.3.1 Bases conceptuales y consideraciones para el caso de estudio..... | 121 |
| 10.3.2 Zonificación del granate: elección de pares y ternas minerales para el cálculo..... | 123 |
| 10.3.3 Termobarometría convencional en para-derivados..... | 126 |
| Termometría por intercambio FeMg ₁ granate-biotita (GARB)..... | 126 |
| Termometría por intercambio FeMg ₁ granate-cordierita (GARC)..... | 127 |
| Barometría por transferencia neta granate-sillimanita-plagioclasa-cuarzo (GASP)..... | 129 |
| Barometría granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ)..... | 130 |
| 10.3.4 Termobarometría convencional en orto-derivados..... | 132 |
| Termometría plagioclasa-anfíbol..... | 132 |
| Termobarometría granate-anfíbol-plagioclasa-cuarzo (GAPQ)..... | 132 |
| 10.3.4 Termobarometría de multiequilibrio..... | 134 |
| 11. Discusión y conclusiones..... | 141 |
| 11.1 Complejo metamórfico y migmatización..... | 141 |
| 11.2 Proceso de fusión parcial en la región de Cacahuatepec-Amuzgos..... | 143 |
| 11.3 Evolución P-T-t-d del Complejo Xolapa en la región de Cacahuatepec-Amuzgos..... | 148 |
| Apéndice..... | 154 |
| 1) Muestras estudiadas..... | 154 |
| 1a. Tabla de localización de las estaciones de muestreo realizadas en el presente trabajo..... | 154 |
| 1b. Tabla petrográfica sintetizada de las muestras estudiadas..... | 155 |
| Referencias..... | 158 |

Resumen

El Complejo Xolapa en la región de Cacahuatpec-Amuzgos está constituido por dos unidades metamórficas fundamentales: a) un complejo meta-ígneo, constituido por ortogneises máficos y cuarzofeldespáticos intercalados con b) un complejo meta-sedimentario compuesto por paragneises, mica esquistos de granate, meta-grauvacas máficas y mármoles.

Estas unidades en conjunto constituyen una secuencia metamórfica poli-litológica fuertemente deformada, en cuyo interior se reconocen características estructurales (D1) y mineralógicas típicas de alto grado metamórfico. Estos elementos anteceden el desarrollo de una estructura migmatítica compleja que dio lugar una amplia gama de morfologías metatexíticas y diatexíticas, como resultado de la interacción entre un proceso de fusión parcial generalizado y un proceso de deformación heterogénea sin-anatético (D2-D3) que destruyeron parcialmente la estructura interna pre-anatética del complejo metamórfico.

Este basamento metamórfico-migmatítico se encuentra afectado por al menos dos etapas de deformación dúctil-frágil post-anatéticas (D4-D5+n) que provocan la dislocación de las estructuras D3-n generando pliegues, retro-cabalgaduras y zonas de cizalla regionales.

De acuerdo a un análisis litológico-estructural a nivel de afloramiento, a las relaciones texturales y a las características químicas-minerales de las asociaciones minerales estudiadas, es posible relacionar cada paragénesis observada a una secuencia de cristalización metamórfica que revela en forma relativa cuatro diferentes etapas de formación: 1) Progresión; 2) Fusión parcial; 3) Descompresión y 4) Retrogresión.

Las paragénesis y las estructuras de deformación pre-anatéticas se encuentran principalmente en relictos litológicos y mineralógicos de niveles refractarios. Estas características definen una fase metamórfica de progresión en condiciones mínimas de presión de 9 kbar y temperatura >600 °C, que representa la etapa de cristalización relativamente más antigua que se reconoce. De forma sucesiva, la formación de los neosomas representa una fase de fusión parcial que define una nueva etapa metamórfica en condiciones de *suprasolidus* a presión moderada. Esta etapa evoluciona en su fase tardía con el desarrollo de paragénesis y micro-estructuras de reemplazamiento que revelan una fase de cristalización asociada a una rápida descompresión en condiciones cercanas al *solidus*. La aplicación de métodos termobarométricos en los neosomas permite cuantificar estas dos etapas de equilibrio migmatítico. La primera etapa ocurre en condiciones de 750-850° C y 7-8 kbar, que representan las condiciones anatéticas pico. La segunda se desarrolla a 600-700° C y 4-4.5 kbar, representando las condiciones de reequilibrio a baja presión y temperatura moderada-alta. La entrada

del complejo metamórfico-migmatítico al campo *subsolidus* ocurre aproximadamente a 667° C, 4.2 kbar. Finalmente, la presencia generalizada de paragénesis minerales y estructuras de deformación de baja temperatura revelan el desarrollo heterogéneo de una etapa de retrogresión en condiciones metamórficas de esquistos verde.

La cuantificación termobarométrica de estas etapas metamórficas permite definir una trayectoria P-T-t de tipo orogénica (horaria), que concuerda con las trayectorias obtenidas en otras porciones del Complejo Xolapa.

Las relaciones de fase, el balance químico de reacciones anatécicas y los resultados termobarométricos permiten proponer una serie de reacciones de fusión parcial insaturadas, desarrolladas principalmente a partir de la deshidratación-fusión continua de la biotita, del anfíbol, o de ambos, durante las cuales se generaron fundido anatóctico félsico y fases minerales residuales. El consumo progresivo de las fases minerales anatécicas en presencia de fundido, durante la descompresión, controla la ocurrencia de cordierita y hercinita, minerales trazadores de la evolución migmatítica tardía relacionada al punto máximo de segregación y acumulación anatécicas.

La integración de la información geológica y termobarométrica sugiere que el inicio de la fusión parcial y su correspondiente etapa de deformación D2 se desarrollaron a una profundidad aproximada de 30 km y que la etapa tardía, acompañada por una fase compresiva (D3), se desarrolló durante una fase de rápida descompresión, producida por un levantamiento del complejo metamórfico-migmatítico equivalente a ~15 km. Estas relaciones revelan un fragmento de la historia tectonotérmica del Complejo Xolapa, desde su pico térmico hasta el comienzo de su exhumación.

Abstract

The Xolapa Complex in Cacahuatpec-Amuzgos region is made up of two fundamental metamorphic units: a) a meta-igneous complex, constituted by mafic and quartz-feldspatic orthogneisses interlayered with b) a meta-sedimentary complex consisting of paragneisses, garnet mica schist, mafic meta-graywackes and marbles.

These units as a whole constitute a highly deformed poly-lithologic metamorphic sequence, within which structural and mineralogical characteristics typical of high metamorphic grade (D1) are recognized. These features precede the development of a complex migmatitic structure which produced a wide range of metatextitic and diatextitic morphologies, as a result of the interaction between a generalized partial melt process and a syn-anatectic heterogeneous deformation process (D2-D3) that partially destroyed the internal pre-anatectic structure of the metamorphic complex.

This metamorphic-migmatitic basement is affected by at least two post-anatectic ductile-fragile deformation stages (D4-D5+n) that produced the dislocation of D3-n structures, generating folds, back-thrusts and regional shear zones.

According to a lithological-structural analysis at outcrop level, to textural relations and to chemical-mineralogical characteristics of the mineral assemblages studied, it is possible to relate every observed paragenesis to a relative metamorphic crystallization sequence of four formation stages: 1) progression; 2) partial melting; 3) decompression and 4) retrogression.

Pre-anatectic paragenesis and deformation structures are mainly found in lithological and mineralogical relicts at refractory levels. These features define a progression metamorphic phase at a minimum of 9 kbar of pressure and temperature >600 °C, which represents the relatively oldest recognizable crystallization stage. Subsequently, the formation of neosomes represents a partial melting phase that defines a new metamorphic stage at *suprasolidus* conditions at moderate pressure. The latest period of this stage evolved with the development of replacement paragenesis and microstructures that indicate a crystallization phase associated to rapid decompression under conditions close to *solidus*. Application of thermobarometric methods to neosomes allows quantification of these two migmatitic equilibrium stages. The first stage occurs at 750-850 °C and 7-8 kbar conditions, representing the anatectic peak conditions. The second stage develops at 600-700 °C and 4-4.5 kbar, standing for the low pressure and medium-high temperature re-equilibrium conditions. The metamorphic-migmatitic complex entrance to the *subsolidus* field occurs at approximately 667 °C and 4.2 kbar. Finally, the generalized presence of low temperature mineral paragenesis and deformation structures indicate the heterogeneous development of a retrogression stage at green-

schist metamorphic conditions.

Thermobarometric quantification of these metamorphic stages allows the definition of an orogenic type P-T-t path (clockwise), which is in agreement with the paths obtained for other portions of the Xolapa Complex.

Phase relations, chemical balance of anatectic reactions and the thermobarometric results allows proposing a series of unsaturated partial melting reactions, mainly developed from the continuous dehydration-melting of biotite, amphibole or both, during which residual mineral phases and an anatectic felsic melt were generated. The progressive consumption of anatectic mineral phases in the presence of melt, during decompression, controls the occurrence of cordierite and hercynite, which are tracers of late migmatitic evolution, related to the highest point of anatectic segregation and accumulation.

Integration of geological and thermobarometric information suggests that the onset of partial melting and its corresponding deformation stage (D2) occurred at a depth of approximately 30 km and that the late stage, accompanied by a compressive stage (D3), developed during a rapid decompression period produced by an uplift of the metamorphic-migmatitic complex equivalent to □ 15 km. These relations reveal a fragment of Xolapa Complex's tectono-thermal history, from its thermal peak to the beginning of its exhumation.

1. Introducción

El metamorfismo, la deformación y el magmatismo son procesos fundamentales durante la evolución de los sistemas orogénicos. En particular, cuando la corteza alcanza condiciones de alto grado metamórfico (p.e. facies anfibolita y granulita), una importante porción de las rocas experimenta fusión parcial en menor o mayor grado (Clemens y Vielzeuf, 1987). La fusión parcial, el transporte y la segregación de líquidos silicatados neoformados constituyen mecanismos principales de diferenciación cortical (Clemens y Vielzeuf, 1987; Vielzeuf *et al.*, 1990) y son procesos íntimamente ligados a la evolución tectonotérmica de los cinturones orogénicos profundos (Brown, 2001; Vanderhaeghe, 2009).

Desde el punto de vista estructural, la presencia de un fundido de origen anatético en la corteza puede provocar un efecto de debilitamiento cortical, el cual define el estilo estructural del orógeno y al mismo tiempo precipita la tasa de deformación (Hollister, 1993; Handy *et al.*, 2001; Gordon *et al.*, 2010), dando lugar a una atenuación reológica que se relaciona con el flujo, levantamiento y exhumación del mismo (Rushmer, 2001; Beaumont *et al.*, 2001; Rosenberg y Handy, 2005).

En los últimos años se ha avanzado considerablemente en el entendimiento de las implicaciones geodinámicas de la fusión parcial de la corteza (Brown, 2001; Sawyer, 2008; Vanderhaeghe, 2009; Jamieson y Beaumont, 2011). Este avance conceptual se ha conseguido esencialmente con base en el estudio del comportamiento reológico y petrológico de los sistemas anatéticos (p.e. White, 2007; Johnson *et al.*, 2008; White, 2008). Se ha valorado la importancia crucial que significa el estudio del proceso de anatexis y su relación de retroalimentación con los sistemas de deformación y metamorfismo de la litósfera continental. Esta interrelación, en muchos casos ha llevado a reevaluar algunos modelos orogénicos preexistentes (p.e. Gordon *et al.*, 2010). De modo particular, en la actualidad se asume que un proceso de fusión parcial en la corteza puede ocurrir en forma diacrónica y a través de distintos mecanismos durante el levantamiento y emplazamiento de un orógeno. En consecuencia, resulta primordial llevar a cabo estudios integrales de los complejos migmatíticos a fin de evaluar la influencia de la fusión parcial en contextos tectónicos y temporales específicos.

El Complejo Xolapa en la margen meridional de México constituye un caso idóneo para estudiar los mecanismos de interacción entre el metamorfismo, la deformación y la fusión parcial en el contexto de un sistema convergente activo (Corona-Chávez *et al.*, 2006). Sin embargo, a pesar de

que en años recientes diversos autores se han ocupado de la problemática estructural y geocronológica (p.e. Ducea *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2007; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Cerca *et al.*, 2009; Valencia *et al.*, 2009), son escasos los trabajos orientados a descifrar su evolución metamórfica y entender el proceso de fusión parcial registrado en sus rocas (p.e. Corona-Chávez *et al.*, 2006). De hecho, muchas de las dificultades y especulaciones en la interpretación de los datos existentes, así como en la reconstrucción de su historia tectonotérmica, nacen en gran parte por el desconocimiento que prevalece de las relaciones petrológicas y de la gran diversidad de estructuras migmatíticas y de deformación de sus unidades litológicas.

Al emprender un proyecto de petrología metamórfica en el Complejo Xolapa hubo que enfrentarse en primera instancia a la carencia de datos geológicos y a la dificultad para realizar una cartografía por las condiciones geográficas naturales. Este trabajo busca contribuir a resolver parte de la problemática del Complejo Xolapa por medio de un estudio petrológico y estructural desarrollado en la región de Cacahuatpec-Amuzgos (Oaxaca). Esta región representa una porción prácticamente desconocida, cuya posición geológica y tectónica intermedia resulta relevante para poder compararla con otras regiones previamente estudiadas.

Por la actualidad de su discusión, se incluye en este documento una breve revisión conceptual sobre el proceso de fusión parcial de la corteza terrestre en los sistemas orogénicos. El contenido se plantea dentro de una metodología basada en la cartografía sistemática de las unidades litológicas metamórfico-migmatíticas. Se considera, en principio, la composición del protolito (para- y orto-derivados) y se enfatiza la variación y clasificación de las estructuras migmatíticas, asumiendo un proceso dinámico espacio-temporal de fusión parcial, que ha dado como resultado la formación de una gran variedad de estructuras migmatíticas. Estas estructuras se relacionan esencialmente con la sucesiva generación y movilización de fundido anatético durante el mismo proceso de migmatización. Así mismo, para la comprensión del proceso metamórfico se ha considerado escindir en lo posible las estructuras de origen tectónico pre-, sin- y post-metamórfico y migmatítico.

Las unidades litológicas definidas en campo han sido posteriormente estudiadas en laboratorio por medio de su análisis petrográfico detallado y microanálisis de fases seleccionadas, de acuerdo a sus relaciones texturales y su posible relación con la generación del fundido. Por medio de diagramas de proyección de fase se muestran las relaciones de equilibrio y reacción, así como con base en una serie de cálculos termobarométricos y diagramas termodinámicos de fase, se busca la integración de la información geológica para discutir la evolución metamórfica y algunas de sus implicaciones tectónicas durante el desarrollo y exhumación del Complejo Xolapa en la región de Cacahuatpec-Amuzgos.

2. Marco teórico

El marco conceptual en torno al proceso de fusión parcial de la corteza (anatexis) y a los mecanismos de formación de las migmatitas se ha mantenido en constante desarrollo durante los últimos años y la visión de dichos procesos se ha transformado notablemente desde los trabajos esenciales de Sederholm (1907), Mehnert (1968) y Ashworth (1985). El estudio de las rocas anatécicas ha estado relacionado históricamente con el debate sobre el origen de los granitos y al proceso de diferenciación de la corteza continental. Actualmente, el interés por la anatexis se ha expandido al campo de la geodinámica, y su estudio ha sido parte fundamental en el entendimiento de la evolución de la corteza terrestre, en particular de los sistemas orogénicos. La concepción de la fusión parcial como un proceso continuo y sin-cinemático a escala regional, ha conducido en los últimos años a una revaloración de los modelos acerca de la evolución tectónica de los márgenes convergentes (p.e. Brown, 2001; Vanderhaeghe, 2009) y de la exhumación de la corteza continental profunda (Vanderhaeghe y Teyssier, 2001; Whitney *et al.*, 2004).

Los arcos continentales de la Cordillera Norteamericana constituyen vastos complejos magmáticos-metamórficos formados durante un proceso complejo de crecimiento continental relacionado con plutonismo y deformación, cuyo levantamiento se asocia a una fase de rápida exhumación con metamorfismo y fusión parcial contemporáneos (p.e. Whitney *et al.*, 1999; Valley *et al.*, 2003; Paterson *et al.*, 2004).

El avance en el conocimiento de los orógenos cordilleranos y de otras secuencias de arco magmático continentales similares en el mundo, se basa fundamentalmente en entender a la fusión parcial como un proceso dinámico, cuyo desarrollo se liga íntimamente con los mecanismos de construcción y/o colapso orogénicos. La descripción de este escenario tectonomagmático ha sido considerado también como marco de referencia para este trabajo, puesto que sus características petrológicas y estructurales son comparables con las observadas en el complejo Xolapa (p.e. Corona-Chávez *et al.*, 2006).

2.1 El proceso de fusión parcial

La fusión parcial ocurre comúnmente en terrenos metamórficos de alto grado donde las temperaturas exceden los 700°C y las rocas son propensas a fundirse de manera incompleta produciendo líquidos silicatados. Este fenómeno provoca un cambio profundo en la constitución de

las rocas, transformándolas en forma heterogénea de un sistema sólido a un sistema compuesto sólido-líquido (Sawyer, 1999).

La formación de fundido anatético comienza en los bordes y en las uniones donde los minerales se encuentran en contacto (Mehnert *et al.*, 1973; Sawyer, 2001). Conforme el grado de fusión se incrementa, las pequeñas acumulaciones de líquido inicial crecen lo suficiente para unirse y formar una red interconectada, hasta alcanzar un grado de saturación casi completo. La redistribución y

solidificación del líquido da lugar a la formación del neosoma y a la destrucción parcial o total del protolito metamórfico, que es reemplazado por estructuras anatéticas (Sawyer, 2008. Figura 1)

Las microestructuras, las proporciones modales de leucosoma y melanosoma, así como la variación química de los minerales en las rocas anatéticas son el resultado de un proceso de fusión continuo que comprende cuatro principales fases sucesivas: 1) fusión parcial durante la evolución progresiva, con segregación de fundido a pequeña escala; 2) extracción incompleta del fundido anatético; 3) reacción retrógrada entre el fundido remanente y el residuo de la fusión; 4) cristalización del fundido remanente al alcanzar el *solidus* y liberación de fases volátiles (Kriegsman, 2001).

El metamorfismo regional de alto grado y la fusión parcial de la corteza ocurren predominantemente en condiciones de ausencia de fluidos (Clemens y Vielzeuf, 1987; Vielzeuf y Schmidt, 2001). Durante el aumento progresivo de la temperatura, la fusión puede ocurrir en distintas etapas a través de reacciones saturadas o insaturadas en agua (Vielzeuf y Schmidt, 2001; Whitney *et al.*, 2004). Sin embargo, la baja porosidad de las rocas a profundidad, implica que la fusión se desarrolle típicamente en condiciones insaturadas (sin agua libre), a partir de un proceso de deshidratación continua de las fases minerales hidratadas (p.e. muscovita, biotita, anfíbol, etc.) (Thompson, 1982; Clemens y Vielzeuf, 1987; Le Breton y Thompson, 1988; Vielzeuf y Holdaway, 1988; Patiño y Johnston, 1991; Skjerlie *et al.*, 1993; Vielzeuf y Montel, 1994; Vielzeuf y Schmidt, 2001).

La fusión experimental de composiciones análogas a rocas naturales ha demostrado la importancia de las reacciones de deshidratación-fusión por vía de la descomposición de las micas o el anfíbol durante la anatexis (Brown, 2002 y referencias citadas). Dichas reacciones poseen pendientes

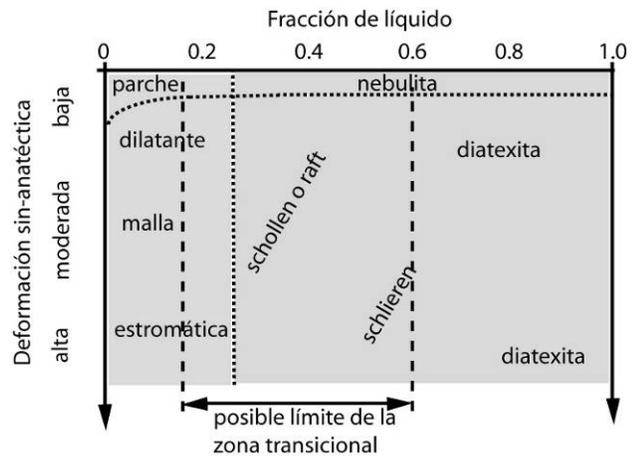


Figura 1. Morfologías migmatíticas en función de la deformación y de la fracción de líquido anatético presente en la roca (modificada de Sawyer, 2008).

de Clapeyron (dP/dT) positivas y pronunciadas, las cuales al ser proyectadas en el espacio P-T son comúnmente cruzadas durante la evolución progresiva presión-temperatura (P-T) de los complejos metamórficos de alto grado (Figura 2).

En la Figura 2-a se observa un diagrama P-T clásico de reacciones de fusión determinadas experimentalmente (a partir de Thompson, 2000). Por simplicidad, se muestran sólo las líneas univariantes relacionadas a las reacciones de fusión parcial. El campo de estabilidad de un fundido anatético (o zona anatética) se encuentra térmicamente por encima de la curva de fusión que produce un granito saturado en H_2O . En dicho campo el fundido anatético puede ser generado en mayor o menor proporción por gran parte de las composiciones litológicas de la corteza (Brown, 2002).

La pendiente negativa de la curva de fusión del granito implica que una roca parcialmente fundida (p.e. punto X, Figura 2-a), en teoría, no podría migrar hacia niveles corticales someros (p.e. decremento de presión) sin entrar completamente en la zona de *subsólida* y en consecuencia cristalizaría de inmediato. Esto explica porque las reacciones de fusión saturada típicamente no generan importantes volúmenes graníticos en niveles corticales superficiales. En contraste, una roca que experimenta una fusión insaturada (p.e. punto Y, Figura 2-a) y que contenga una cierta proporción de líquido, podría sufrir un decremento de presión sin que el neosoma cristalice totalmente, por lo cual las reacciones de deshidratación-fusión contribuyen eficazmente a la generación de cuerpos graníticos someros.

Las reacciones de fusión parcial insaturada pueden ser atravesadas a lo largo de un número

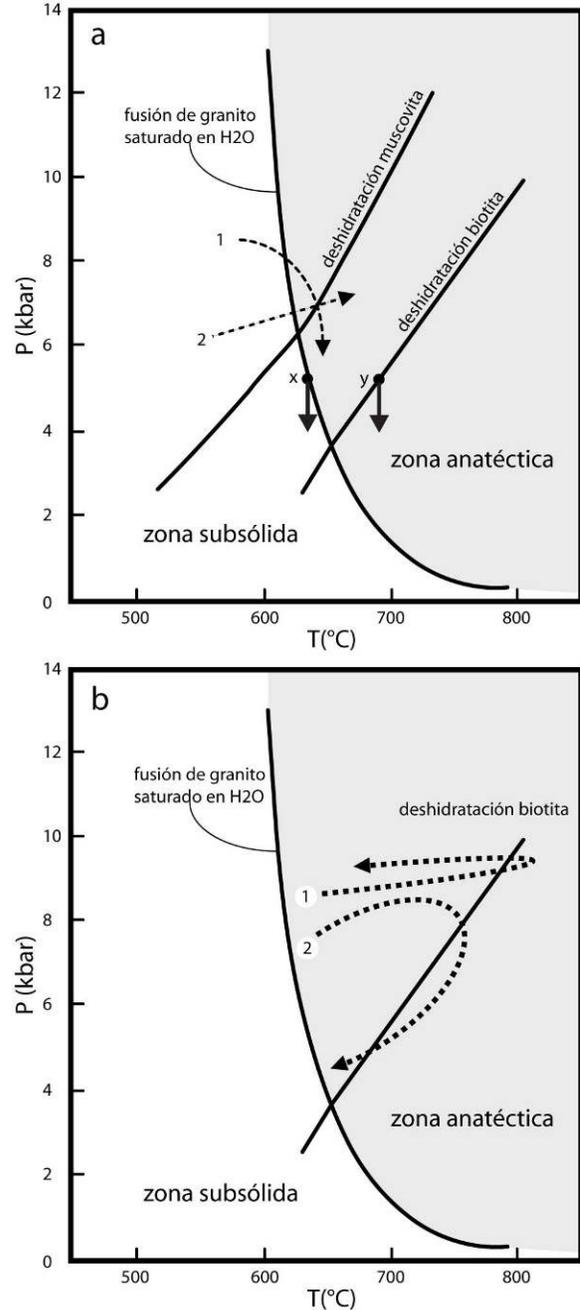


Figura 2. Diagramas P-T que ilustran algunos de los conceptos generales del proceso de fusión parcial (a partir de Thompson, 2000 y Brown, 2002). Los detalles de (a) se explican en el texto del lado izquierdo y (b) se explica en el apartado 2.3.

infinito de trayectorias durante la evolución P-T, pudiendo desarrollarse a partir de un decremento o un incremento de presión (p.e. retrogresión-progresión; Figura 2-a, trayectorias 1 y 2 respectivamente) a través del tiempo. Además, durante el metamorfismo progresivo de un mismo terreno pueden ocurrir distintas reacciones de fusión y cada reacción puede ocurrir de manera sucesiva mientras se incrementa la temperatura y la actividad del H₂O (aH₂O) disminuye. En rocas que contienen dos o más fases hidratadas (p.e. muscovita+biotita o biotita+anfíbol), la fusión puede ocurrir a través de la deshidratación secuencial de cada una de las fases o también a partir de la deshidratación simultánea y continua de todas las fases a través de un intervalo multivariante P-T (Patiño-Douce y Johnston, 1991; Vielzeuf y Schmidt, 2001). En consecuencia, la composición química de los fundidos anatéticos (o de los neosomas) generados en cada etapa del proceso anatético puede ser distinta (Patiño-Douce y Johnston, 1991; Carrington y Harley, 1995; Montel y Vielzeuf, 1997).

Durante las últimas tres décadas, las relaciones de equilibrio mineral en sistemas anatéticos han sido investigadas o bien representadas por diversos autores mediante el uso de proyecciones petrogenéticas en sistemas químicos ideales (p.e. Wyllie, 1977; Thompson, 1982; Le Breton y Thompson, 1988; Vielzeuf y Holdaway, 1988; Patiño y Johnston, 1991; Vielzeuf y Montel, 1994; Carrington y Harley, 1995; Montel y Vielzeuf, 1997; Spear *et al.*, 1999; Vielzeuf y Schmidt, 2001). Por otro lado, la implementación de bases teóricas de datos termodinámicos aplicados para calcular equilibrios minerales hipotéticos representa en la actualidad una herramienta petrológica potente y de uso relativamente común, sobre todo a partir del uso de modelos de solución sofisticados y programas de cómputo basados en métodos estadísticos (p.e. THERMOCALC, Powell y Holland, 1988; Perplex, Connolly, 1990). Estas metodologías han permitido investigar y modelar el metamorfismo de alto grado, incluyendo el equilibrio *suprasolidus* de las migmatitas, atendiendo la relación de equilibrios multivariantes en sistemas químicos específicos (White, 2008).

Las reacciones de deshidratación-fusión se caracterizan por ser reacciones incongruentes, es decir, producen un líquido silicatado asociado a una serie de minerales peritéticos como productos sólidos tardíos de la serie de reacción (p.e. granate, cordierita, clinopiroxeno y ortopiroxeno). La Tabla 1 muestra una serie de reacciones simplificadas que ilustra los principios generales del proceso de deshidratación-fusión.

La proporción de fundido anatético generado a partir de estas reacciones depende principalmente de las siguientes variables: a) tipo de roca; b) condiciones de presión y temperatura; c) contenido de mineral hidratado en la fuente (Clemens y Vielzeuf, 1987); d) composición del mineral hidratado; e) solubilidad del H₂O en el líquido (Vernon, 2008).

Tabla 1. Ejemplos simplificados de reacciones de deshidratación-fusión (a partir de Patiño-Douce y Johnston, 1991; Spear *et al.*, 1999; Vielzeuf y Schmidt, 2001)

| Reacción | Características |
|---|---|
| $Ms + Pl + Qtz = Als + Kfs + L$ | Deshidratación de la Ms en metapelitas de grado metamórfico intermedio, L rico en Kfs |
| $Bt + Als + Qtz = Grt/Crd + Kfs + L$ | Deshidratación de la Bt en metapelitas de alto grado sin Pl, Grn en mayores presiones, cordierita en menores presiones y ambos en presiones intermedias, L rico en Kfs |
| $Bt + Pl + Als + Qtz = Grt/Crd + Kfs + L$ | Deshidratación de la Bt en metapelitas de alto grado con Pl, Grn en mayores presiones, cordierita en menores presiones y ambos en presiones intermedias, L rico en Kfs y Pl |
| $Bt + Pl + Qtz = Opx (+Cpx + Grt) + L$ | Deshidratación de la biotita en metapsamitas feldespáticas y metatonalitas, la ocurrencia de Cpx y Grt depende de la composición y de las condiciones P-T, L rico en Pl y Kfs |
| $Hbl + Qtz = Pl + Opx + Cpx (+ Grt) + L$ | Deshidratación de la hornblenda en meta-basaltos y meta-andesitas, la ocurrencia de Grt depende de la composición y de las condiciones P-T, L rico en Pl |

Abreviatura de minerales modificada de Kretz, 1983. L=fundido silicatado anatómico

Por otro lado, la aparición del fundido asociado a las reacciones insaturadas implica un cambio volumétrico en el sistema (ΔV), el cual ha sido investigado experimentalmente en paragénesis que contienen muscovita o biotita (Rushmer, 2001) y hornblenda y/o cumingtonita (Rushmer, 1991). Las reacciones que implican la descomposición de la muscovita producen incrementos de volumen positivos ($+\Delta V$), produciendo deformación por dilatación y promoviendo la generación de permeabilidad por fracturamiento, lo cual permite una relativa y limitada segregación magmática (segregación controlada por la reacción), la cual puede actuar aun sin deformación tectónica significativa (Rushmer, 2001, referencias citadas). Por su parte, las texturas de rocas parcialmente fundidas a partir de la descomposición de la biotita sugieren que el ΔV y la deformación por dilatación asociada es insignificante o incluso negativos (Rushmer, 2001). Sin embargo, la abundancia de biotita en la mayor parte de las meta-pelitas de alto grado puede generar un grado de fusión de hasta 50%, provocando un cambio reológico abrupto y promoviendo la deformación (Clemens y Vielzeuf, 1987).

Por su parte, las reacciones de deshidratación-fusión de rocas máficas han sido menos estudiadas que las reacciones en rocas pelíticas. Se basan principalmente en la descomposición o deshidratación del anfíbol, típicamente hornblenda pero también cumingtonita y en ocasiones pueden asociarse a la deshidratación conjunta de la bioita (Rushmer, 1991). La deshidratación de la hornblenda se caracteriza por generar un $+\Delta V$ en el sistema, sin embargo son relativamente variables dependiendo de la composición del mineral (Rushmer, 1991, referencias citadas). La fusión de la hornblenda por sí sola puede producir volúmenes mínimos de $>5\%$ a 10% de líquido en rocas cuarzofeldespáticas y de $>2\%$ y hasta 40% en rocas máficas (Clemens y Vielzeuf, 1987).

2.2 Anatexis y migmatitas en márgenes convergentes

La estructura térmica de los márgenes convergentes, en particular las zonas de subducción continental, se caracteriza por exhibir una depresión de las geotermas como resultado del hundimiento de una placa litosférica fría por debajo de otra (Figura 3-a). Por otra parte, la evolución típica de una zona de subducción conlleva un proceso de engrosamiento cortical comúnmente asociado a magmatismo orogénico, apilamiento tectónico y exhumación, que implica por sí mismo la presencia de un régimen térmico alto en niveles corticales profundos y medios (Figura 3-b). Este proceso da lugar a un sistema termomecánico balanceado de larga duración (10-30 Ma, England y

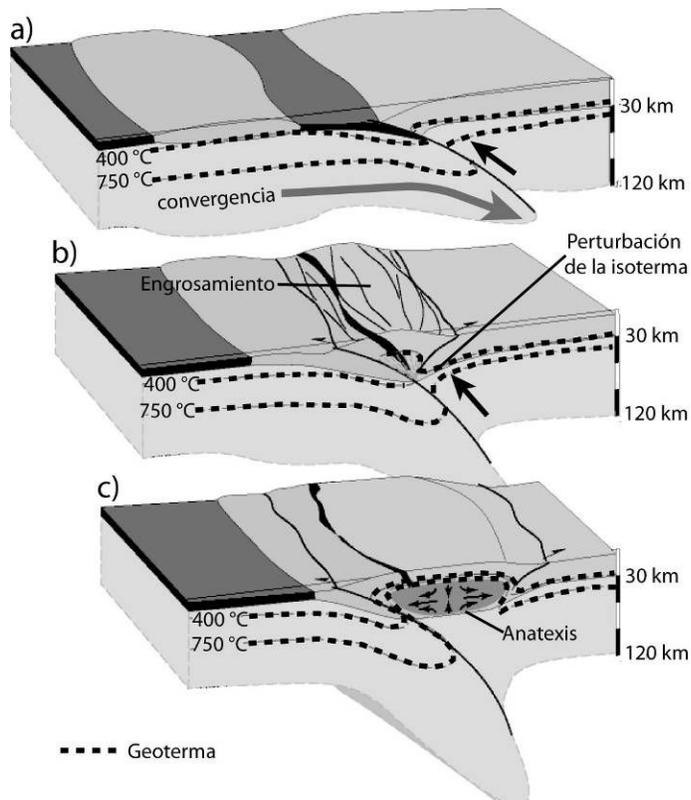


Figura 3. Características tectónicas y estructura térmica simplificada de los márgenes convergentes (imagen modificada de Vanderhaeghe, 2010, no publicada).

Thompson, 1984; Thompson y Connolly, 1995) que está generalmente asociado a un periodo final de colapso orogénico (Figura 3-c; Jamieson y Beaumont, 1989; Brown, 2001 y referencias citadas; Vanderhaeghe, 2009) y cuya estructura tectonotérmica se transforma a través del tiempo.

Los principales mecanismos de transferencia de calor en las zonas de engrosamiento cortical son: a) advección por transferencia de material litosférico y astenosférico hacia niveles corticales someros (p.e. magma), b) incremento en la producción de energía radiactiva como resultado del engrosamiento y c) disipación de energía mecánica generada durante la deformación. La acción conjunta de dichos mecanismos a través

del tiempo perturba considerablemente la estructura térmica de la corteza (gradiente geotérmico), desplazando las geotermas hacia la superficie y creando un antifornte térmico (Figura 3-b) (Brown, 2001 y referencias citadas). Esto significa que durante los procesos de engrosamiento, las temperaturas generadas en niveles intermedios y profundos de la corteza sobrepasan comúnmente la curva de *solidus* y los campos de estabilidad de las micas y el anfíbol (Figura 2) en la mayoría de las rocas (Brown and Solar, 1998). Sin embargo, la perturbación de la estructura térmica de la corteza en

los márgenes convergentes puede verse favorecida no solo por un engrosamiento cortical sino también por otros procesos tectónicos durante el colapso del orógeno como son un relativo adelgazamiento cortical (extensión) y magmatismo. Además, algunos autores sugieren que un calentamiento anómalo en los complejos de subducción puede originarse por la subducción de dorsales oceánicas y también como resultado de la conversión de un régimen convergente a uno transformante (Wakabayashi, 2004 y referencias citadas).

La dinámica de los cinturones orogénicos en los márgenes convergentes continentales está asociada a un proceso variable de fusión parcial de la corteza, como lo sugiere la presencia y distribución de terrenos graníticos-migmatíticos en cratones y cinturones orogénicos en todo el mundo (Brown, 2001; Clemens, 2006; Vanderhaeghe, 2009). Esta correlación no puede explicarse de otra forma sino considerando el efecto que producen las perturbaciones tectónicas de los gradientes geotérmicos estándar (Thompson y Connolly, 1995), puesto que la corteza continental no se encuentra fundida en condiciones corticales normales. De hecho, a partir de observaciones geológicas y de estudios geofísicos, diversos autores han interpretado que parte de la corteza continental se encuentra en un potencial estado de fusión parcial durante los procesos de engrosamiento cortical (Figura 4) (p.e. Brown, 2001; Vanderhaeghe y Teyssier, 2001; Whitney *et al.*, 2004; Vanderhaeghe, 2009).

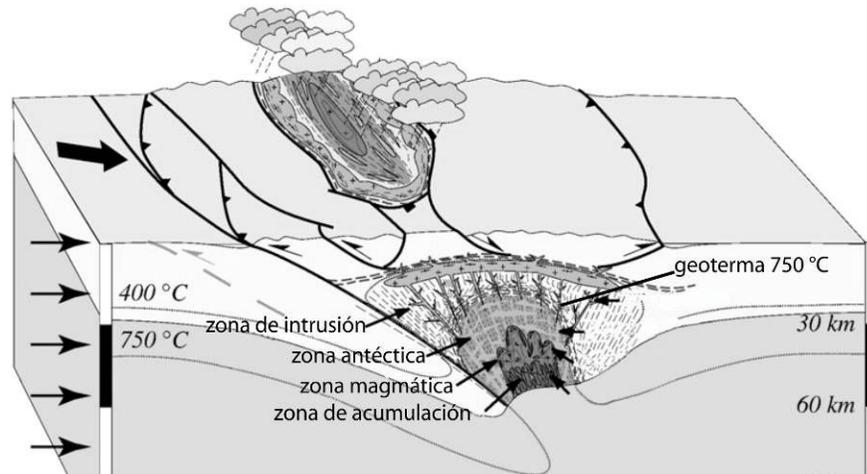


Figura 4. Bloque esquemático que muestra la estructura general de una zona de engrosamiento cortical en un margen convergente continental y su relación con los procesos de fusión parcial y magmatismo (modificado de Vanderhaeghe, 2009).

La descompresión y en consecuencia el ascenso de algunas porciones corticales profundas representa uno de los principales mecanismos de fusión parcial de la corteza (Brown, 2001; Whitney *et al.*, 2004 y referencias citadas). Esto se entiende al considerar la pendiente positiva de las curvas univariantes de deshidratación-fusión en el espacio P-T (Figura 2), que durante la exhumación del orógeno pueden ser cruzadas desencadenando una serie de reacciones anatécticas sucesivas que originan el aumento gradual del volumen de líquido, su acumulación y eventual movilización.

La acumulación de fundido anatóctico en el interior de la corteza implica la presencia de un nivel reológicamente debilitado (Rushmer, 2001) que afecta el comportamiento mecánico de las rocas a distintas escalas (Vanderhaeghe, 2009). La atenuación reológica de capas corticales puede controlar el estilo de deformación, así como la localización y la tasa de exhumación dentro de los orógenos (Rosenberg y Handy, 2005). A su vez, los mecanismos de segregación y la distribución de fundido anatóctico en la corteza están fuertemente controlados por la deformación (Dell'Angelo y Tullis, 1988; Brown, 1994; Rushmer, 2001; Sawyer, 2001), por lo que existe una importante retroalimentación entre la fusión parcial, la segregación de fundido anatóctico y la deformación (Brown y Solar, 1998).

En distintas localidades del mundo se han documentado complejos migmatíticos asociados a paleomárgenes convergentes, cuyo origen se relaciona con la perturbación geotérmica producida por procesos de colisión y orogénesis. Como ejemplo pueden citarse el Coast Complex y el Cascades Belt en la Cordillera Norteamericana, Fiordland en Nueva Zelanda y Antofagasta en la Cordillera Costera Sudamericana. En la mayoría de los casos la fusión parcial y el magmatismo en dichos orógenos están íntimamente ligados entre sí en diferentes etapas de su evolución termomecánica (Vanderhaeghe, 2009), ya sea durante la fase de engrosamiento cortical con una subsecuente relajación térmica y/o durante un periodo de descompresión isotérmica relacionada a transtensión regional (Gordon *et al.*, 2010). El estudio de estas localidades ha sido fundamental para entender la temporalidad y los mecanismos de interacción entre el metamorfismo, la deformación y la fusión parcial en arcos magmáticos continentales.

2.3 Exhumación y trayectorias P-T-t de complejos migmatíticos

El ciclo orogénico de los sistemas convergentes se refiere en general a un proceso continuo de engrosamiento cortical, seguido de una fase de exhumación que culmina con la disminución de la convergencia y el consecuente colapso del orógeno (Jamieson y Beaumont, 1989; Brown, 2001; Vanderhaeghe, 2009). El levantamiento de la corteza continental en los márgenes convergentes es el resultado de la interacción entre los esfuerzos tectónicos, la fuerza gravitacional y la flotabilidad de rocas con densidad y viscosidad bajas (p.e. migmatitas), pudiendo ocurrir a través de la combinación de cuatro mecanismos principales: 1) fallamiento normal, 2) erosión, 3) adelgazamiento cortical dúctil y 4) plegamiento litosférico (*buckling*) (Ring *et al.*, 1999; Whitney *et al.*, 2004).

Típicamente, los complejos migmatíticos son exhumados de forma progresiva a lo largo de las zonas axiales de cinturones orogénicos relativamente angostos y generalmente se juxtaponen a unidades corticales superiores a lo largo de zonas de cizalla de bajo ángulo generadas durante la

exhumación (Schulmann *et al.* 2008; Gapais *et al.*, 2009; Vanderhaeghe, 2009). Los principales mecanismos de colapso orogénico y su relación con la exhumación de complejos gnéisicos y migmatíticos han sido revisados recientemente por Whitney *et al.* (2004), Schulmann *et al.* (2008) y Vanderhaeghe (2009). Estos complejos se caracterizan comúnmente por registrar trayectorias de descompresión cuasi isotérmicas de alta temperatura (posterior al pico termico) y por exhibir evidencias de fusión parcial progresiva (Brown, 2002; Whitney *et al.*, 2004). Este tipo de trayectoria presión-temperatura-tiempo (P-T-t), conocida también como “trayectoria horaria” (clockwise path), es típica de una amplia variedad de terrenos metamórficos originados por subducción, incluidos los terrenos con asociaciones metamórficas de tipo barroviario (Stuwe y Sandiford, 1994; Brown, 2001) e implica tasas de deformación y exhumación altas a lo largo de zonas de cizalla a gran escala (Gapais *et al.*, 2009).

La evolución migmatítica durante la exhumación, está influenciada por diversos factores como son: a) la trayectoria P-T-t en relación a la topología de los campos de equilibrio en el sistema (p.e. pendientes de reacciones univariantes), b) la tasa de enfriamiento y c) la disponibilidad de fases volátiles para las reacciones retrógradas. En trayectorias P-T-t aproximadamente isobáricas las reacciones de deshidratación-fusión que ocurren durante la historia progresiva pueden revertirse durante la exhumación (retrogresión) (Kriegsman, 2001; Brown, 2002; trayectoria 1 2-b). Sin embargo, el proceso retrógrado no puede ser completamente reversible debido a la baja probabilidad de que la trayectoria cruce el mismo punto de la curva de reacción tanto en la progresión como en la retrogresión (Kriegsman, 2001). De hecho, en la evolución retrógrada de trayectorias P-T horarias las reacciones metamórficas son distintas a las ocurridas durante la historia progresiva, aún si se cruza la misma línea univariante (Brown, 2002; trayectoria 2 Figura 2-b).

Las transformaciones metamórficas durante la exhumación y sucesiva retrogresión de las rocas anatécicas están ampliamente controladas por la interacción entre los fundidos anatécicos y las porciones residuales de los neosomas (Kriegsman, 2001). La escala en la cual la segregación de fundido ocurre, en relación a una cierta escala de difusión, es fundamental durante la evolución retrógrada de las migmatitas (White y Powell, 2010). La mineralogía, la química mineral y las relaciones texturales dependen en gran medida de dichas interacciones (Kriegsman, 2001; White y Powell, 2010), que a su vez tienen implicaciones significativas en la cuantificación de las condiciones físicas del proceso migmatítico (Kriegsman y Hensen, 1998; Kriegsman, 2001).

El entendimiento actual del proceso fusión parcial de la corteza, conseguido esencialmente con base en el estudio del comportamiento reológico (Brown, 2001; Vanderhaeghe, 2009; Jamieson y Beaumont, 2011) y petrológico de los sistemas anatécicos (p.e. White, 2007; Johnson *et al.*, 2008; Sawyer, 2008; White, 2008) ha permitido la revaloración de sus implicaciones geodinámicas en los

ambientes orogénicos. Además, los avances en la precisión de los geotermobarómetros (p.e. Holdaway, 200, 2001; Dale et al., 2000; Pattison et al., 2003; Kaneko y Miyano, 2004; Wu y Cheng, 2006) y el uso de bases de datos internamente consistentes (Powell y Holland, 1988; Holland y Powell, 1990; Berman y Aranovich, 1996) han permitido mejorar considerablemente la cuantificación de las condiciones físicas del metamorfismo granulítico y del proceso de fusión parcial (Harley, 1998; Brown, 2007; Powell y Holland, 2008). La determinación de las condiciones P-T y de la evolución P-T-t de rocas granulíticas y migmatíticas se ha vuelto fundamental para evaluar (o en ciertos casos reevaluar) los modelos tectonotérmicos aplicados a basamentos metamórficos de alto grado (Harley, 1998 y referencias citadas). Discernir su historia de enterramiento, residencia a profundidad y exhumación, es además esencial para plantear nuevos modelos de orogénesis y entender la diferenciación de la corteza continental (Brown, 2002).

3. Marco geológico regional

3.1 Contexto tectonoestratigráfico del Complejo Xolapa

La porción centro-oriental de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (SMS) está constituida por un mosaico de unidades tectonoestratigráficas definidas en base a contrastes petrológicos, estratigráficos y estructurales (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993). Las diferencias en edad y evolución metamórfica-tectónica de los basamentos de estas unidades, han permitido definirlos como bloques corticales distintos (Campa y Coney, 1983) y se considera que han sido amalgamados a lo largo de la margen continental norteamericana durante el Paleozoico y el Mesozoico.

En años recientes, el creciente aumento de trabajos geológicos y en particular geocronológicos ha permitido replantear la definición de algunas unidades tectonoestratigráficas y ha abierto un intenso debate acerca de los límites de los terrenos meridionales y de su relativa connotación alóctona (p.e. Keppie, 2004, Centeno-García *et al.*, 2008).

Para fines puramente descriptivos y con la finalidad de contextualizar geológicamente al Complejo Xolapa, se seguirá la subdivisión clásica propuesta por Campa y Coney (1983). De acuerdo con esta propuesta, los conjuntos litológicos comprendidos entre la falla de Oaxaca y el borde pacífico mexicano se agrupan en los terrenos Oaxaca, Mixteco y Guerrero, los cuales están delimitados por fallas regionales y se yuxtaponen al borde norte del terreno Xolapa (Figura 5). A continuación se presenta una síntesis de las características principales de las rocas de basamento de dichos terrenos.

3.1.1 Terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca se ubica en la porción oriental de la SMS (Figura 5), su límite oriental lo representa la falla de Oaxaca, mientras que al occidente está limitado por la falla de Caltepec. El basamento del terreno Oaxaca está constituido por el Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1981), que representa una porción de corteza continental media-inferior y constituye la exposición de rocas precámbricas más grande de México.

De acuerdo con una correlación regional, basada en afloramientos dispersos de rocas similares (p.e. gneis Novillo, gneis Huiznopala y Complejo Guichicovi) y en xenolitos de distintas localidades, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) proponen una extensión continental del Complejo

Oaxaqueño denominada Oaxaquia, la cual podría representar un elemento cratónico en México a partir del Triásico Tardío (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001).

El Complejo Oaxaqueño está formado por paragneises, ortogneises, anortositas y gabros con metamorfismo en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003), las condiciones mínimas del pico metamórfico han sido calculadas en 735 ± 5 °C y 7.7 ± 0.1 kbar (Solari *et al.*, 2004). Las edades de los protolitos del complejo oscilan entre 1150 y 1012 Ma (Keppie *et al.*, 2003) lo que, junto con sus características petrológicas, le confiere una clara afinidad grenvilliana. Mientras tanto, la edad de metamorfismo ha sido definida entre 979-998 Ma (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2004) y se ha documentado un evento tectonotérmico anterior alrededor de 110 Ma (Solari *et al.*, 2003). Los estudios estructurales preliminares desarrollados en dicho complejo sugieren que ha sido afectado únicamente por una fase de deformación (Kesler y Heath, 1970) y su estructura se ha mantenido aparentemente simple. Sin embargo Solari *et al.* (2003) sugiere una historia de deformación más compleja relacionada a los dos eventos tectonotérmicos mayores.

El límite occidental del complejo (falla de Caltepec) se caracteriza por presentar un contacto tectónico con el terreno Mixteco, en el cual el basamento grenvilliano oaxaqueño se sobrepuso por encima del Complejo Acatlán a partir de un sistema de cizalla dextral durante la conformación de la Pangea en el Pérmico temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera *et al.*, 2005).

Las rocas del Complejo Oaxaqueño están cubiertas en forma discordante por rocas volcánicas y sedimentarias con edades que van del Cámbrico al Cenozoico (Pantoja-Alor, 1970; Carrillo-Martínez y Martínez, 1983; López-Ticha, 1985; Martiny *et al.*, 2000).

3.1.2 Terreno Mixteca

El terreno Mixteca se ubica en la porción central del la SMS (Figura 5) y está limitado por la falla de Caltepec al oriente y por la falla de Papalutla al occidente (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1981; Campa y Coney, 1983). Su basamento está constituido por el Complejo Acatlán de edad paleozoica, caracterizado por una secuencia de rocas metamórficas polideformadas que incluye esquistos pelíticos, esquistos verdes, meta-granitoides, migmatitas y porciones ofiolíticas eclogitizadas (Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Talavera *et al.*, 2005).

El Complejo Acatlán fue originalmente dividido en dos unidades tectonoestratigráficas principales, separadas por una cabalgadura con vergencia al oeste: a) el grupo Petlalcingo, de origen esencialmente sedimentario, con carácter autóctono y con bajo grado metamórfico (Formaciones Magdalena, Cosoltepec y Chazumba); y b) el grupo Piaxtla, de carácter alóctono y con el registro de un evento metamórfico de alta presión (Formaciones Xayacatlán y Esperanza, Ortega-Gutiérrez, 1978, 1999).

Estudios estructurales, estratigráficos y geocronológicos recientes (p.e. Talavera *et al.*, 2005; Barley, 2006; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008) han permitido reconstruir con mayor detalle y reinterpretar la evolución tectónica de dicho complejo, la cual puede ser sintetizada de la siguiente forma: 1) depósito de rocas clásticas en un margen pasivo y actividad magmática bimodal de tipo rift durante el Ordovícico, 2) metamorfismo y deformación de alta presión relacionada a la subducción del grupo Piaxtla ~345 Ma, 3) exhumación del grupo Piaxtla y emplazamiento sobre la Formación Cosoltepec en condiciones metamórficas de esquistos verdes, 4) depósito y deformación de la formación Tecomate (290-275 Ma) durante un evento transpresivo, 5) intrusiones plutónicas durante el Pérmico temprano, 6) depósito de las unidades siliciclásticas Chazumba y Magdalena, 7) deformación regional permo-triásica que sobrepone la Formación Cosoltepec sobre las formaciones Chazumba y Magdalena (Barley, 2006; Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008).

Según Nance *et al.* (2006), los eventos orogénicos mayores registrados en el Complejo Acatlán están relacionados a una interacción compleja entre Laurentia y Gondwana antes y durante la conformación de la Pangea. La deformación de la falla de Caltepec, representa aparentemente la zona de sutura a lo largo del margen del Complejo Oaxaqueño y pudo haberse desarrollado a partir del Pérmico temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002). A la exhumación del grupo Piaxtla y a la subsecuente deformación del Complejo Acatlán bajo condiciones metamórficas de esquistos verdes, prosiguió una fase de deformación relacionada a la convergencia sobre la margen paleo-Pacífica de Pangea (Barley, 2006; Nance *et al.*, 2006).

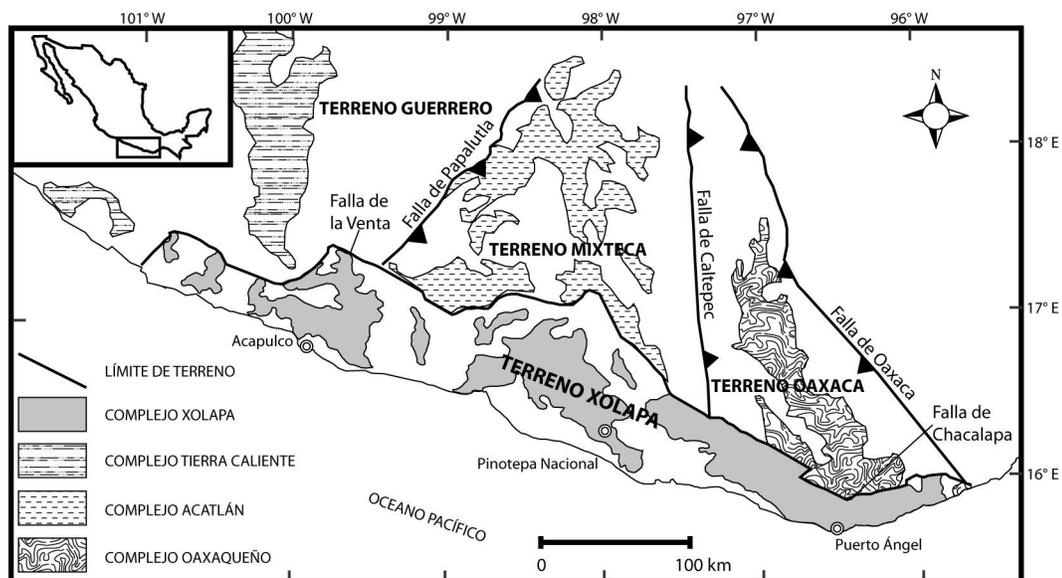


Figura 5. Mapa simplificado del sur de México que muestra el contexto tectonoestratigráfico del Complejo Xolapa. Se observan la distribución de las rocas de basamento y las estructuras regionales que delimitan a los distintos terrenos (modificado de Campa y Coney, 1983 y Tolson, 2005).

3.1.3 Terreno Guerrero

Las secuencias volcano-sedimentarias mesozoicas expuestas a lo largo del sur-occidente de México (Figura 5) han sido tradicionalmente agrupadas bajo el nombre de terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al.*, 2003, Martini, 2008), el cual se compone esencialmente de sucesiones sedimentarias, volcánicas submarinas y localmente subaéreas, cuya edad va desde el Jurásico (Titoniano) hasta el Cretácico Tardío (Cenomaniano) (Centeno-García *et al.*, 2008).

La compleja estratigrafía del terreno ha llevado a considerarlo un terreno compuesto, formado por al menos cinco sub-terrenos denominados: Zihuatanejo, Arcelia, Teloloapan, Tahue y Guanajuato (Centeno-García *et al.*, 2008 y referencias citadas). Sin embargo, los subterrenos que se encuentran espacialmente relacionados al terreno Xolapa son los tres primeros, mismos que han sido considerados como las unidades principales del terreno por algunos autores (p.e. Martini, 2008 y referencias citadas).

El subterreno Zihuatanejo está formado por ensamblajes asociados a secuencias de piso oceánico del Triásico Tardío-Cretácico medio (Centeno-García *et al.*, 2008 y referencias citadas) que aparentemente fueron acrecionados durante el Jurásico Temprano y constituirían complejos de subducción de acuerdo a Centeno-García *et al.*, 2008. Estas rocas se encuentran cubiertas por una serie de secuencias volcánico-sedimentarias marinas del Jurásico Superior-Cretácico Superior con típica afinidad de arco subaéreo. El subterreno Arcelia se caracteriza por presentar rocas volcánicas con afinidad de arco asociadas con rocas basálticas con firmas geoquímicas de basaltos MORB, OIB y IAB. El subterreno Teloloapan está constituido por flujos de lava submarina de composición andesítica-basáltica relacionados a un arco de islas de edad Cretácico Temprano, e intercalados con calizas y rocas volcanoclásticas marinas superficiales (Centeno-García *et al.*, 2008 y referencias citadas).

Los afloramientos de rocas más antiguas dentro del terreno Guerrero son escasos, la presencia o ausencia y el posible origen de un basamento cristalino antiguo están aún en discusión. Las rocas consideradas como basamento se encuentran expuestas de forma intermitente entre la región de Tumbiscatío, Zihuatanejo y el subterreno Teloloapan y se reconocen como: Complejo Arteaga, Complejo Las Ollas, secuencia metamórfica de Tzitzio, Formación Río Placeres y esquisto Tejujilco (Martini, 2008).

Centeno-García *et al.* (2008) proponen que las rocas de los complejos Arteaga, las Ollas y las secuencias de Tzitzio y Río Placeres representan el registro sedimentario de un mismo abanico turbidítico depositado durante el Triásico a lo largo de la margen continental occidental de Oaxaquia. El metamorfismo y la deformación de dichas secuencias ocurrió durante el Jurásico Temprano a

través de la acreción de un arco insular intraoceánico (Martini, 2008 y referencias citadas).

El terreno Guerrero registra una serie de procesos complejos a gran escala, relacionados a una subducción que ha sido influenciada por desplazamientos de translación y por la apertura de cuencas o rifting, los cuales en conjunto podrían implicar una serie de acreciones al continente (Centeno-García *et al.*, 2008). Sin embargo, la paleogeografía y evolución geodinámica de este terreno ha sido materia de debate durante las últimas tres décadas (Martini, 2010 y referencias citadas).

3.1.4 Terreno Xolapa

Uno de los elementos más sobresalientes de la geología del sur de México es la presencia de una extensa franja de rocas cristalinas a lo largo de la costa meridional del Pacífico, entre los estados de Guerrero y Oaxaca (Figura 5; Ortega-Gutiérrez, 1981), definida como terreno Xolapa por Campa y Coney (1983; Terreno Chatino en Sedlock *et al.*, 1993). El terreno está constituido por un cinturón plutónico-metamórfico que define una franja de ~600 km de largo desde Zihuatanejo hasta Huatulco (Campa y Coney, 1983). Se encuentra limitado al norte por los terrenos Oaxaca, Mixteca y Guerrero, mientras que al sur se extiende hasta la trinchera del Pacífico (Figura 5). Las relaciones de contacto con dichos terrenos han sido consideradas de tipo tectónico, las cuales se caracterizan por la presencia recurrente de zonas extensas de cizalla y de batolitos granodioríticos (p.e. Sabanero, 1990; Riller *et al.*, 1992; Tolson *et al.*, 1993), cuya cronología sugiere una deformación progresiva en el tiempo, desde el noroeste hacia el sureste (Tolson, 2005).

El terreno Xolapa ha sido objeto de numerosos estudios geológicos desde los años sesentas, motivados principalmente por las características de su posición tectónica, tratándose de definir su significado geodinámico en el contexto de la evolución de las placas Norteamericana y del Caribe. Distintos autores (p.e. Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Corona-Chávez, 1997) han resaltado una posición estructural yuxtapuesta respecto a los terrenos que lo delimitan. Esta geometría y el estilo estructural similar al patrón tectónico del sistema Polochic-Motagua, así como sus contrastes petrológicos-cronológicos con los terrenos septentrionales revelan un origen incierto en relación con Centroamérica y la placa del Caribe (Karig *et al.*, 1978; Morán-Zenteno, 1992; Schaaf *et al.*, 1995). Así mismo, sobresale su relativo carácter truncado al sur, donde una serie de plutones eocénicos se encuentran a ~50 km de la trinchera pacífica (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

Desde el punto de vista estratigráfico, el terreno Xolapa aparentemente carece de una cobertura sedimentaria o volcánica, con excepción de depósitos sedimentarios miocénicos en la región submarina de Acapulco-Punta Maldonado (Bellon *et al.*, 1982) y/o de depósitos continentales o terrazas marinas mal consolidados de edad reciente (Figura 6). El terreno Xolapa puede ser

dividido, básicamente, en dos unidades litotectónicas fundamentales: a) una unidad plutónica-metamórfica de basamento, constituida por el Complejo Xolapa (De Cserna, 1965; Ortega-Gutiérrez, 1981; Alaniz, 1988), que representa la unidad más antigua del terreno y se compone de una secuencia meta-sedimentaria y meta-ígneas intensamente deformada, que ha registrado en forma diversa un evento metamórfico de mediano a alto grado y fusión parcial heterogénea; b) una unidad plutónica, ampliamente distribuida, de granitoides cenozoicos escasamente deformados y no metamorfizados (Guerrero-García *et al.*, 1978; Morán-Zenteno, 1992).

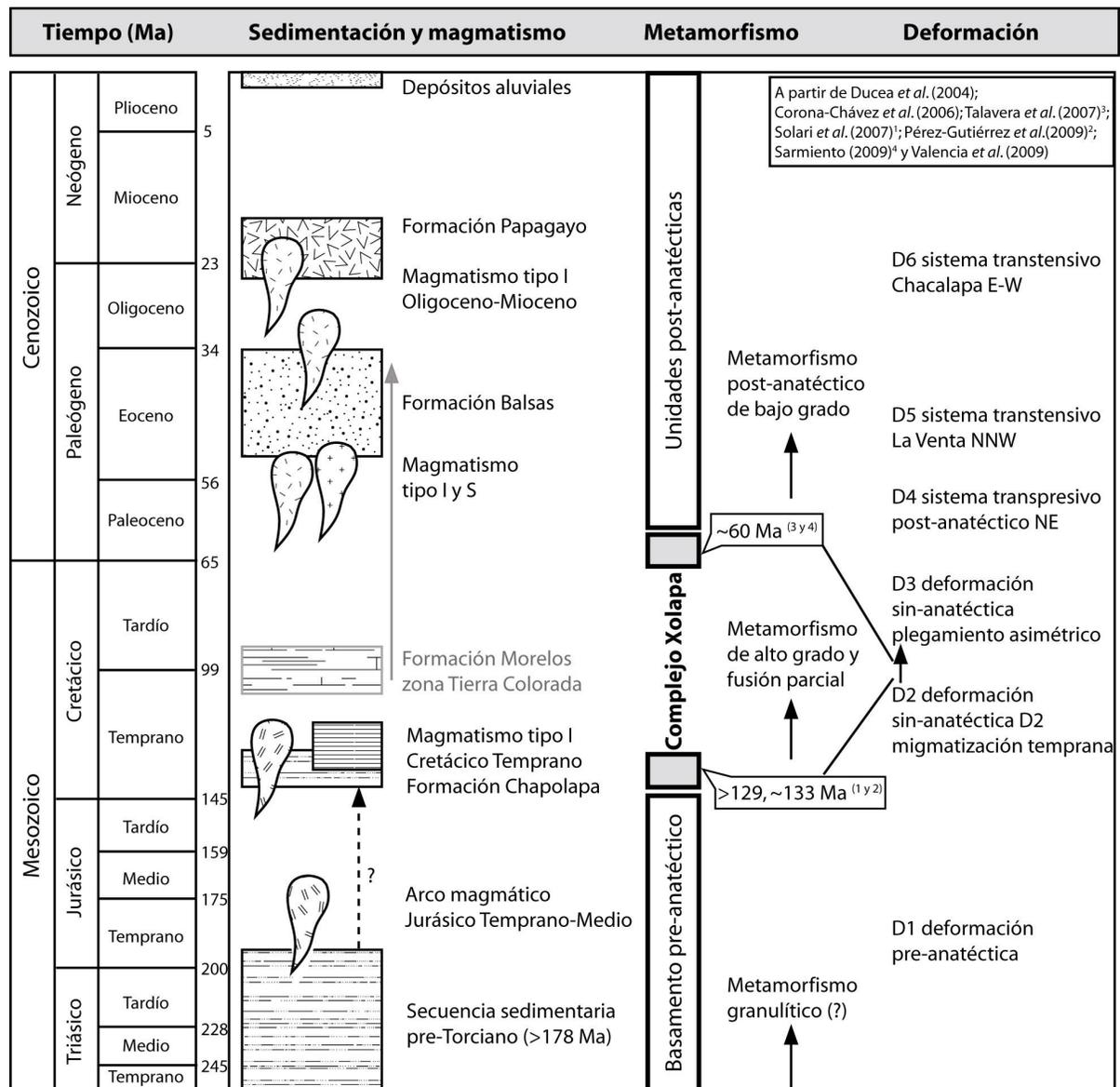


Figura 6. Esquema cronoestratigráfico que muestra los principales eventos tectonotérmicos del terreno Xolapa. Explicación en el texto.

La unidad plutónica cenozoica representa un arco magmático continental desarrollado durante el Eoceno-Mioceno (Figura 6) y ha sido emplazado en profundidades relativamente someras en el basamento metamórfico (Morán-Zenteno *et al.*, 1996), por lo cual, ambos constituyen unidades genéticamente independientes. Sin embargo, parece haber consenso en que el magmatismo de tipo arco del terreno Xolapa estuvo activo desde el Jurásico y ha tenido múltiples episodios durante el Cretácico y hasta el Oligoceno (p.e. Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2007; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Valencia *et al.*, 2009; Figura 6).

Por otro lado, aunque la mayoría de los autores coincide en la existencia de un único evento de fusión parcial generalizada, el cual es responsable en gran parte de la estructura metamórfico-migmatítica del Complejo Xolapa, bajo forma de un basamento relativo dentro del terreno, la edad del pico metamórfico en relación con una serie de eventos de deformación anteriores y contemporáneos al evento principal de metamorfismo y migmatización continúa todavía en discusión (Figura 6; Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Corona-Chávez *et al.*, 2006; Solari *et al.*, 2007; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009).

3.2 Complejo Xolapa

El Complejo Xolapa representa la unidad plutónico-metamórfica con mayor área de exposición en México (Figura 5; Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983). Constituye un basamento cristalino de corteza media-inferior y representa un arco magmático continental del Jurásico-Cretácico (Ortega, 1981; Morán-Zenteno, 1992; Herrmann, 1994; Corona-Chávez *et al.*, 2006). El Complejo Xolapa se caracteriza por la presencia de una amplia variedad de litologías metamórficas de mediano y alto grado, con asociaciones minerales típicas de la facies de anfibolita ($St+Ky+Ms\pm Grt^1$) y granulita de moderada presión ($Grt+Sil+Kfs$) a baja presión ($Crđ+Spl+Sil\pm Cn$), así como por el desarrollo de una gran diversidad de estructuras migmatíticas relacionadas con un proceso heterogéneo de generación de neosoma y de sucesiva segregación anatética sin-tectónica (p.e. Corona-Chávez *et al.*, 2006).

3.2.1 Trabajos previos

La secuencia metamórfica del terreno Xolapa fue descrita por primera vez por De Cserna (1965) en el transecto entre Tierra Colorada y Acapulco como una secuencia esencialmente meta-sedimentaria, intrusionada por cuerpos deformados de distintas composiciones y la denomina

¹ Abreviatura de minerales basada en Kretz, 1983.

Complejo Xolapa. Años después, Sánchez-Rubio (1972) y Ortega-Gutiérrez (1981) describen secuencias similares, en las regiones de Puerto Escondido y Pinotepa Nacional respectivamente, resaltando su carácter migmatítico. Esto permite a Ortega-Gutiérrez (1981) proponer una correlación regional a gran escala que amplía considerablemente los límites del complejo. A partir de entonces el Complejo Xolapa es interpretado como la porción meso-cortical de un arco magmático.

Algunos otros estudios detallados sobre las características litológicas del complejo metamórfico se llevaron a cabo en los años ochenta en la Barranca de Xolapa y sobre el río La Sabana, por Alaniz-Álvarez (1988) y Victoria-Morales *et al.*, (1988) respectivamente. Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez (1993) describen las características petrológicas de la secuencia meta-sedimentaria de la Barranca de Xolapa, así como sus relaciones estructurales intrusivas post-metamórficas. Estos autores distinguen dos fases de deformación dúctil, una de carácter sin-metamórfico en facies de anfibolita y una de plegamiento post-metamórfico. Sin embargo, los primeros estudios estructurales del terreno Xolapa fueron llevados a cabo por Sabanero-Sosa (1990) y Robinson *et al.* (1989, 1990). La relevancia de estos trabajos radica en que aportaron elementos para una primera discusión estructural en el contexto de la evolución tectónica de la margen norteamericana y de la zona del Caribe. Posteriormente, otras contribuciones importantes se refieren a los estudios estructurales-tectónicos realizados en los límites con los terrenos Mixteca y Oaxaca, en las zonas miloníticas de Tierra Colorada y Huatulco (Riller *et al.*, 1992 y Tolson *et al.*, 1993). En estos trabajos se discutieron aspectos relacionados al posicionamiento tectónico y exhumación del terreno en el contexto de un proceso orogénico complejo y vinculado a la evolución tectónica del Pacífico.

En la misma época, Morán-Zenteno (1992) investigó los aspectos isotópicos y la geocronología de las rocas metamórficas y plutónicas del terreno Xolapa en las regiones de Tierra Colorada, Acapulco y Cruz Grande. Por medio de una cartografía regional, el autor detectó un episodio magmático de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (~130 Ma), representado por los ortogneises y/o “granitoides deformados” del Complejo Xolapa, así como por medio de los análisis isotópicos de Rb/Sr y Sm/Nd identificó que las rocas del Complejo Xolapa presentaban una componente cortical de edad proterozoica y paleozoica. Con este criterio cartográfico elemental documentó una fase de plutonismo post-metamórfica de edad Eoceno-Oligoceno, separando por primera vez estos cuerpos plutónicos del complejo metamórfico de Xolapa (Figura 7-e).

Herrmann *et al.* (1994) presentaron una contribución con nuevos datos geocronológicos e isotópicos de U/Pb en concentrados de zircones. Estos autores verificaron la presencia de una componente continental proterozoica en zircones heredados de las rocas de basamento y sugirieron un

origen relacionado a los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Por lo tanto, se proponía una posición tectónica y evolución relativamente autóctona para el terreno Xolapa.

Posteriormente, los estudios realizados en el terreno Xolapa se concentraron en sintetizar e interpretar los datos geocronológicos y geoquímicos de las secuencias plutónicas del Eoceno-Mioceno (Schaaf *et al.*, 1995). Estos estudios revelaron un relativo diacronismo de NO a SE en las edades de enfriamiento de los plutones, desde Puerto Vallarta hasta Chiapas. Así mismo, dentro de la línea de costa del terreno Xolapa se verificó la misma tendencia con una variación de 35 a 25-18 Ma entre Zihuatanejo y Huatulco, en donde la profundidad de emplazamiento de los plutones varía de 13 a 20 km de profundidad (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno 1996). Las pequeñas diferencias detectadas entre las edades obtenidas, su profundidad de emplazamiento y la posición de la cobertura volcánica ubicada a >70 km de distancia de la línea de costa, sugieren que esta franja magmática registró una tasa de enfriamiento relativamente rápida, así como un proceso de levantamiento y exhumación acelerados durante el Mioceno Tardío. Estos autores consideran que estas relaciones tectonomagmáticas estuvieron relacionadas a una importante componente de erosión basal o erosión por subducción (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Tolson, 1998; 2005).

Corona-Chávez (1997) llevó a cabo un trabajo de cartografía petrológica-estructural y los primeros cálculos termobarométricos del Complejo Xolapa en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel. Por primera vez se discutió la relación entre el proceso metamórfico y la deformación, revisándose con especial interés el rol del evento anatéctico durante la evolución del complejo. El autor define las condiciones del proceso metamórfico-migmatítico, determinando un pico térmico con temperaturas entre 830 °C y 900 °C y presiones de 6-9 kbar, y argumenta un proceso continuo de fusión parcial a través de reacciones de deshidratación-fusión. Así mismo, propone una trayectoria P-T-d con un *loop* clásico orogénico. Posteriormente Corona-Chávez *et al.* (2006), basándose en los mismos datos, discuten la evolución tectonotérmica del Complejo Xolapa en su porción oriental y sus implicaciones en la evolución del margen Pacífico del sur de México. Los autores señalan que las relaciones de metamorfismo y cronología de deformación en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel (Figura 7) sugieren que el Complejo Xolapa evolucionó como un orógeno acrecional a partir de un proceso metamórfico-migmatítico sin-cinemático de alto grado. Su evolución daría origen en forma progresiva a la generación de la amplia diversidad de estructuras migmatíticas que lo caracterizan, mismas que serían deformadas en forma progresiva al acrecionarse durante un evento de plegamiento y cabalgaduras desarrollados en un régimen transpresional dúctil-frágil.

La documentación de la trayectoria P-T de tipo acrecional relacionada a un proceso de anatexis sin-tectónica propuesta por Corona-Chávez *op. cit.*, excluiría en principio algunas especulaciones e interpretaciones de un metamorfismo relacionado a una extensión continental

(Robinson *et al.*, 1989). Por otro lado, su carácter orogénico semejante a otras secuencias de arco magmático continentales de afinidad cordillerana (Whitney *et al.*, 2003), abriría de nuevo la posibilidad de una hipótesis de relativa aloctonía y/o relación incierta para el basamento del Complejo Xolapa.

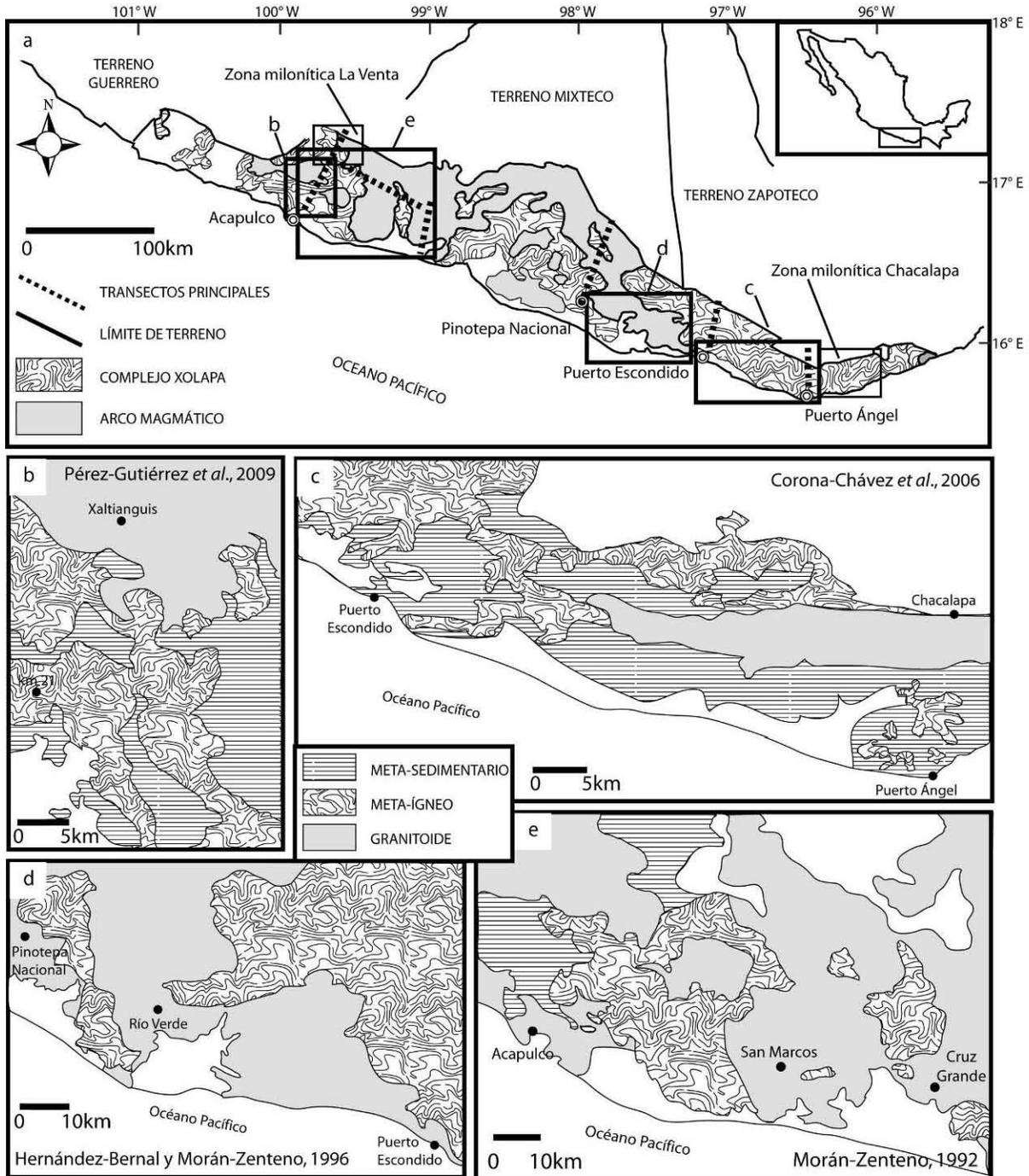


Figura 7. a) Mapa geológico regional del terreno Xolapa mostrando la ubicación de las principales zonas estudiadas. Los rectángulos b-e son mapas simplificados donde se observa la distribución de las principales unidades litológicas del terreno. Las zonas miloníticas de Chacalapa y La Venta han sido estudiadas por Tolson (2005) y Torres de León (2005) respectivamente.

En forma casi contemporánea, Ducea y colaboradores (2004) llevaron a cabo un estudio geocronológico empleando el novedoso método de U-Pb en zircones individuales, reportando edades cenozoicas y mesozoicas en rocas graníticas y gnéissicas, a lo largo de tres transectos norte-sur del terreno (Figura 6 y Figura 7-a). A pesar de presentar solo datos aislados, estos autores reportan una serie de gneiss de edad pérmica (272 ± 10 Ma) y confirmarían la presencia de dos secuencias magmáticas de arco, una del Jurásico Inferior (~ 160 Ma) (Guerrero-García, 1979) y otra del Cretácico Inferior (~ 130 Ma) (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994). Así mismo, confirmarían las edades del Grenvilliano (~ 1.1 Ga) relacionadas a zircones heredados en ambas secuencias magmáticas.

Recientemente y con base en estudios estructurales y geocronológicos, Torres De León (2004) y Solari *et al.*, (2007), discuten las implicaciones tectónicas de la evolución magmática y estructural de la región de Tierra Colorada. Estos trabajos documentan cuatro eventos de deformación, en particular una fase de acortamiento con vergencia hacia el norte durante el Cretácico Tardío al Paleoceno, así como la presencia de varios episodios de magmatismo de arco desde el Mesozoico. Solari *et al.*, (2007) documentaron el granito El Pozuelo de 129 Ma, en la región de Tierra Colorada, el cual carece de evidencias de deformación anterior a ~ 45 Ma, así como de indicios de fusión parcial, argumentando de esta forma una edad de >129 Ma para el evento de migmatización.

Sucesivamente, Pérez-Gutiérrez (2005) y Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009) llevaron a cabo un estudio estructural, geoquímico y geocronológico para el Complejo Xolapa en la región de Tierra Colorada-Acapulco (Figura 7). Estos autores reconocen tres fases de deformación dúctil relacionadas al proceso metamórfico-migmatítico y reportan una edad de ~ 133 Ma para el mismo, coherente con la cronología sugerida por Solari *et al.* (2007). Así mismo, documentan una edad de cristalización de ~ 178 Ma para un ortogneis migmatítico. Concluyen que la migmatización del Complejo Xolapa, podría entonces representar la colisión entre dicho complejo y la margen norte del bloque Chortis durante el Neocomiano y que estaría asociada con el metamorfismo de alta presión del melange de Motagua.

Valencia y colaboradores (2009) llevaron a cabo un estudio geocronológico en la porción occidental de terreno Xolapa en el límite entre los terrenos Xolapa y Guerrero. El análisis de núcleos heredados en zircones indica que el magmatismo del Complejo Xolapa estuvo activo desde el Jurásico, como lo sugieren Solari *et al.* (2007), y tuvo múltiples episodios durante el Cretácico (Figura 6).

Finalmente, mediante la construcción de un modelo analógico y con base en la compilación de la información geológica disponible, Cerca *et al.* (2009) sugieren que una fase transpresiva cenozoica dio lugar a un proceso orogénico y probablemente a la exhumación temprana del complejo Xolapa. La mayor parte de la exhumación, sostienen los autores, estuvo relacionada al desacoplamiento mecánico lateral durante y después de los picos magmáticos del Eoceno-Oligoceno.

En suma, el registro de los estudios realizados en el Complejo Xolapa nos muestra que después de su primera descripción en los años sesentas y de esporádicos trabajos posteriores, se requirieron más de veinte años (fines de los ochentas) para que despertara de nuevo el interés por su estudio. El avance más importante en su conocimiento, concepción y significado geológico se llevó a cabo durante la década de los noventas. A fines de la última década del presente siglo se han llevado a cabo algunos avances, en particular con nuevos muestreos y obtención de datos geocronológicos.

Con base en los trabajos realizados en el Complejo Xolapa se considera que existen teorías antagónicas y se mantienen aún diversas discusiones relacionadas con: 1) La edad y naturaleza del basamento pre-anatóctico; 2) las relaciones espacio-temporales de las secuencias de arco magmático mesozoicas; 3) La edad o posible variación de las edades del pico térmico del metamorfismo y su relación con la deformación y el procesos de anatexis; 4) La naturaleza e implicaciones tectónicas del magmatismo del Paleoceno (~55 Ma) y su relación con la amalgamación del Complejo Xolapa; y 5) la interpretación geodinámica de su emplazamiento, orogénesis y el sucesivo proceso de exhumación asociado a erosión por subducción.

4. Problemática, zona de estudio y objetivos

La premisa del presente trabajo consiste en aseverar que las diversas problemáticas y discusiones relacionadas con el origen y evolución del Complejo Xolapa se deben en gran parte a la escasa cartografía existente y a la falta de aplicación de criterios de petrología metamórfica durante su estudio. Esta carencia revela un desconocimiento considerable de sus unidades litológicas, de sus interrelaciones, de su distribución y de sus variaciones estructurales, es decir de un contexto geológico-metamórfico regional.

En principio, considerando únicamente las dimensiones del complejo (~600 km de extensión discontinua) es pertinente hacer un primer cuestionamiento elemental: ¿todo el fragmento cortical considerado como Complejo Xolapa evolucionó a partir de una trayectoria metamórfica común? En la mayoría de los casos, la determinación de una trayectoria P-T es aplicable a un volumen limitado de la corteza (Passchier *et al.*, 1990) y es riesgoso extrapolar los cálculos P-T locales a todo el complejo.

Por otra parte, la complejidad petrológica, estructural y sobre todo la presencia de un proceso anatético regional conducen a otro cuestionamiento: ¿es posible reconstruir una trayectoria P-T-t-d representativa en el Complejo Xolapa? En principio, se ha documentado que la relajación térmica del complejo Xolapa ocurrió a temperaturas cercanas a los 800°C (Corona-Chávez *et al.*, 2006; Sarmiento, 2009). En dichas condiciones de temperatura, los coeficientes de difusión en la mayoría de las fases de interés petrológico son lo suficientemente elevados para permitir una homogenización completa de las fases. Por tal motivo, es probable que las evidencias petrológicas anteriores al pico térmico de Xolapa pudieran ser parcial o totalmente destruidas y en consecuencia su evolución progresiva no pueda definirse a detalle. Además ¿Qué efecto tuvieron los procesos retrógrados sobre la preservación de las asociaciones de pico térmico? y ¿qué influencia tienen en la “tradicional” selección de los pares metamórficos durante la estimación termobarométrica?

Por otro lado, las altas temperaturas documentadas previamente, implican que el complejo alcanzó las condiciones óptimas para los procesos de deshidratación-fusión, pero las secuencias metamórficas del Complejo Xolapa se caracterizan por tener un carácter multi-litológico, lo que sumado a su carácter estructural sugiere, en principio, un proceso de fusión heterogéneo ¿Cómo procedió dicho proceso en relación a los contrastes litológicos del Complejo Xolapa? ¿Qué influencia ejerció la fusión parcial heterogénea en la migración y emplazamiento local de fundido y en la generación progresiva de morfologías migmatíticas? ¿Qué litotipos son los principales contribuyentes de fundido anatético y cuánto se generó? ¿Es posible distinguir las condiciones P-T en las cuales

cada litotipo experimentó fusión parcial y reconstruir la secuencia de reacciones de fusión en el complejo en orden relativo? ¿Cuánto tiempo duró el proceso migmatítico y cuál es su relación con la exhumación del Complejo Xolapa? Muchas de estas interrogantes, sin embargo, deberán responderse de manera paulatina conforme la problemática cartográfica y petrológica básica se resuelva.

En suma, uno de los principales retos en la investigación del Complejo Xolapa consiste en definir la trayectoria P-T-t-d en diferentes porciones a lo largo de su estructura E-O. Además, su relación espacio-temporal con los distintos episodios de magmatismo representa una contribución fundamental para entender la evolución tectónica del margen sur de México.

La región de Cacahuatpec-Amuzgos seleccionada para este estudio se localiza en el sector centro-oriental de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. Ocupa parte del área limítrofe de los estados de Guerrero y Oaxaca, en un área comprendida entre los municipios de Ometepec, San Juan Cacahuatpec y San Pedro Amuzgos, al norte de la ciudad de Pinotepa Nacional (Figura 8). Cubre un área rectangular de 18 x 23 km y queda comprendida dentro de la carta topográfica 1:50,000 E14B63 del INEGI. El principal acceso es a través de la carretera costera que conecta las ciudades de Acapulco y Pinotepa Nacional, tomando el entronque que comunica al norte con la población de Putla.

Los trabajos geológicos en esta porción son escasos y principalmente son de carácter regional o bien están relacionados al magmatismo cenozoico. La información disponible para dicha zona se refiere básicamente a la cartografía geológica-minera a escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (carta Acapulco E14-11, Cruz-López et al., 2000) y a los trabajos de Martiny *et al.* (1998) y Martiny (2008) al noreste de esta región, los cuales presentan información geocronológica y geoquímica para las rocas plutónicas cenozoicas. Mientras tanto, hacia el suroeste, entre San Pedro Amuzgos, Ometepec y Pinotepa Nacional se han reportado edades para rocas gnéissicas (Herrmann *et al.*, 1994) e información geoquímica, geocronológica y termobarométrica para rocas plutónicas (Herrmann *et al.*, 1994; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). Recientemente, el área comprendida entre las ciudades de Marquelia y Cuajinicuilapa, ha sido adoptada para el desarrollo de una serie de tesis de licenciatura, cuya aportación principal es en materia cartográfica y estructural (p.e. Cardoso-Vázquez, 2000; De Nova, 2001; Gómez-Rivera, 2010; García-Hernández, 2010).

En suma, la región de Cacahuatpec-Amuzgos es una región geológicamente desconocida, puesto que no existe hasta ahora ninguna cartografía geológica local y, naturalmente, no cuenta con estudios de petrología metamórfica.

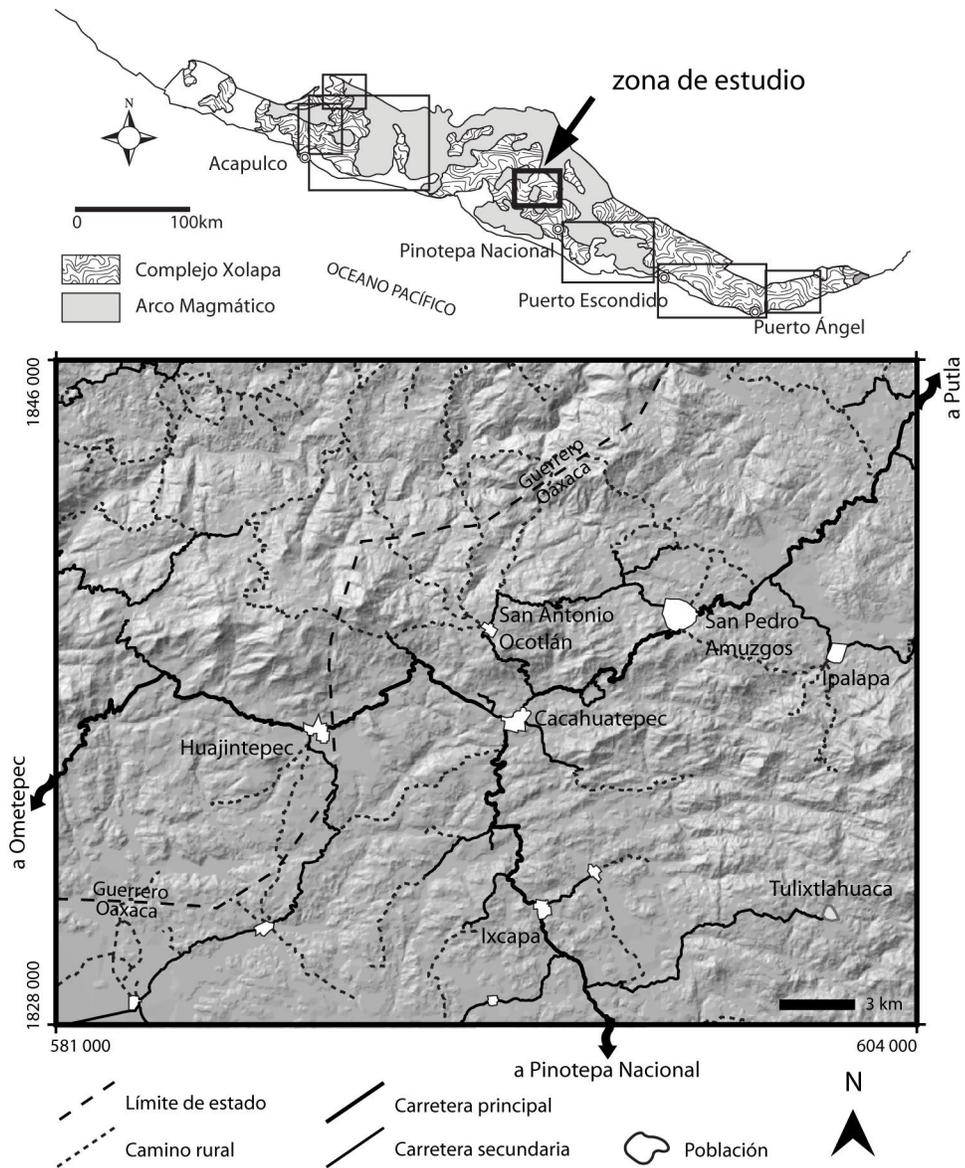


Figura 8. Mapa de ubicación y principales vías de acceso de la zona de estudio. En el mapa regional de la parte superior se observa también la ubicación (rectángulos) de las principales zonas estudiadas del terreno Xolapa.

El objetivo de esta tesis consiste básicamente en definir las condiciones físicas del proceso metamórfico-migmatítico de la región de Cacahuatepec-Amuzgos. Se pretende cumplir este objetivo con base en una cartografía detallada, un análisis estructural preliminar y una base metodológica de descripción detallada a escala de afloramiento. Asimismo, se busca responder algunas de las interrogantes antes planteadas para el basamento metamórfico expuesto en dicha región.

Las metas específicas principales del trabajo son:

- ▲ Generar una cartografía geológica 1:75,000 de la región de Cacahuatepec-Amuzgos.
- ▲ Describir las características petrográficas de las unidades metamórficas y definir las

relaciones de fase de los litotipos característicos.

- ⤴ Definir las principales reacciones metamórficas y de fusión parcial de la región de Cacahuatpec-Amuzgos.
- ⤴ Establecer de modo general las características del proceso de fusión parcial y su relación con el desarrollo de morfologías metatexíticas y diatexíticas.
- ⤴ Determinar las condiciones P-T metamórficas-migmatíticas (pico térmico) de unidades representativas de la región de Cacahuatpec-Amuzgos.
- ⤴ Determinar las condiciones P-T del proceso metamórfico retrógrado en unidades litológicas clave.
- ⤴ Estimar una trayectoria P-T para la región y sus relaciones cronológica y de deformación relativas.
- ⤴ Comparar las características petrológicas y las condiciones del proceso metamórfico de la zona de estudio con otras regiones dentro del Complejo Xolapa.

5. Metodología

El método de investigación seguido en esta tesis consiste en dos partes fundamentales: una metodología de trabajo geológico de campo y una metodología petrológica analítica (Figura 9). El trabajo de campo constituye la base del estudio y tuvo como finalidad generar una cartografía geológica a escala 1:75,000, en la cual se definió la distribución de las unidades litológicas, llevándose a cabo levantamientos estructurales y análisis mesoscópicos de afloramiento, para establecer un esquema regional de eventos, siguiendo la metodología propuesta por Passchier *et al.* (1990). La metodología analítica se fundamenta en las observaciones mesoscópicas y microscópicas (microscopía óptica y microscopía electrónica) de las distintas unidades litológicas. Durante dicha etapa fue esencial la aplicación de un método sistemático de descripción petrográfica y de análisis textural detallado, de los cuales se desprenden algunas de las principales consideraciones e hipótesis de la investigación.

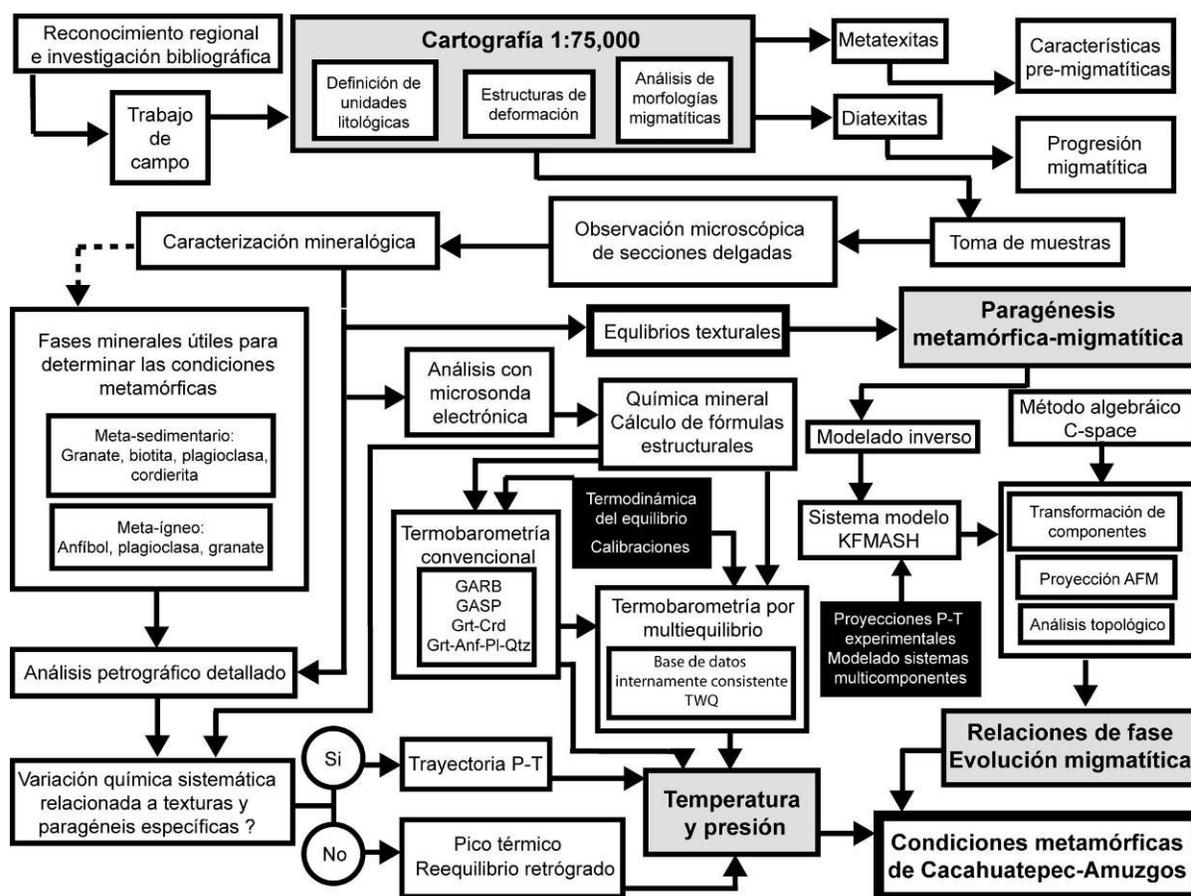


Figura 9. Síntesis del método aplicado en el estudio petrológico de la región de Cacahuatpec-Amuzgos.

En el transcurso del trabajo cartográfico, se compiló información geográfica-geológica, incluyendo: bases topográficas a escala 1:250,000 y 1:50,000, fotografías aéreas a escala 1:37,500 y 1:70,000, mapas geológicos y de atributos geofísicos regionales, modelos digitales de elevación y una serie de imágenes digitales que fueron integradas en un sistema de información geográfica para construir un cuerpo cartográfico de base. Esta información fue utilizada para planear jornadas de reconocimiento geológico de la porción central del Complejo Xolapa (región de Marquelia-Pinotepa Nacional, Figura 10), durante las cuales se realizaron secciones geológicas regionales a través de las principales vías de acceso, con la finalidad de establecer un área específica a cartografiar de acuerdo a los objetivos del trabajo. Una vez definida el área, durante las campañas subsecuentes, se realizó una serie de secciones geológicas y de recorridos diversos a lo largo y ancho de la zona establecida. Se tuvo especial atención en las zonas de afloramiento de secuencias litológicas estratégicas, de las cuales se realizaron análisis de afloramiento a detalle para determinar las relaciones litológico-estructurales y definir los esquemas locales de eventos.

Durante el trabajo de campo se establecieron 50 estaciones de muestreo en afloramientos representativos. Se obtuvieron 69 muestras para sus análisis petrográfico y micro-análisis químico posteriores. El análisis petrográfico se realizó mediante microscopía óptica de luz transmitida y sirvió para definir las microestructuras y las paragénesis metamórficas de los distintos litotipos. De acuerdo a las características texturales y mineralógicas observadas, se seleccionó un grupo de muestras representativas de la diversidad composicional y textural de la zona estudiada para llevar a cabo un análisis textural detallado. Esto permitió definir de forma preliminar las relaciones de fase, asumiendo equilibrios minerales hipotéticos.

Con base en la síntesis petrográfica, se eligió un grupo de diez muestras que, posteriormente, se preparó para ser analizado por microscopía electrónica. Los micro-análisis se realizaron en el Laboratorio de Petrología Experimental de la Universidad de Milán, usando una microsonda electrónica JEOL JXA-8200 Superprobe ($V=15$ kV; $I=12\mu A$, Figura 10) y en el Laboratorio Universitario de Petrología de la UNAM, usando una microsonda JEOL JXA-8900R ($V=20$ kV; $I=50$ nA). La información obtenida consistió en imágenes de electrones retrodispersados (composicionales), mediciones químicas puntuales por energía y longitud de onda dispersivas (EDS y WDS) y mapeo químico por elementos. Se obtuvieron alrededor de 600 análisis cuantitativos que fueron procesados y normalizados para calcular las formulas estructurales de las fases minerales de interés y establecer las principales variaciones químicas, con base en una reevaluación textural.

Una vez conocidas las asociaciones minerales y las variaciones químicas de las fases, se elaboraron proyecciones quemográficas y otros diagramas químicos. Se utilizó una metodología algebraica para analizar los equilibrios asumidos en sistemas químicos modelo (p.e. KFMASH) y, con

base en la estrategia de reducción de componentes químicos (Spear *et al.*, 1982; Thompson, 1982), se proyectaron las fase minerales en diagramas ternarios y tetragonales utilizando el software C-space (Torres-Roldán *et al.*, 2000, Figura 10). Posteriormente se analizaron las relaciones topológicas de los equilibrios en cada litotipo y se estableció la secuencia hipotética de reacciones metamórficas y de fusión parcial.

En la última etapa de la investigación, se calculararon las condiciones P-T metamórficas en muestras de distintas litologías a partir de los conceptos de la termodinámica del equilibrio. De acuerdo a criterios texturales y de reparto químico en equilibrios minerales ampliamente utilizados en la literatura, se eligieron las calibraciones experimentales más adecuadas para el sistema litológico en estudio (termobarometría convencional). Para el cálculo de la temperatura se utilizaron termómetros de intercambio FeMg₁, mientras que la presión se calculó a partir de barómetros de transferencia neta.

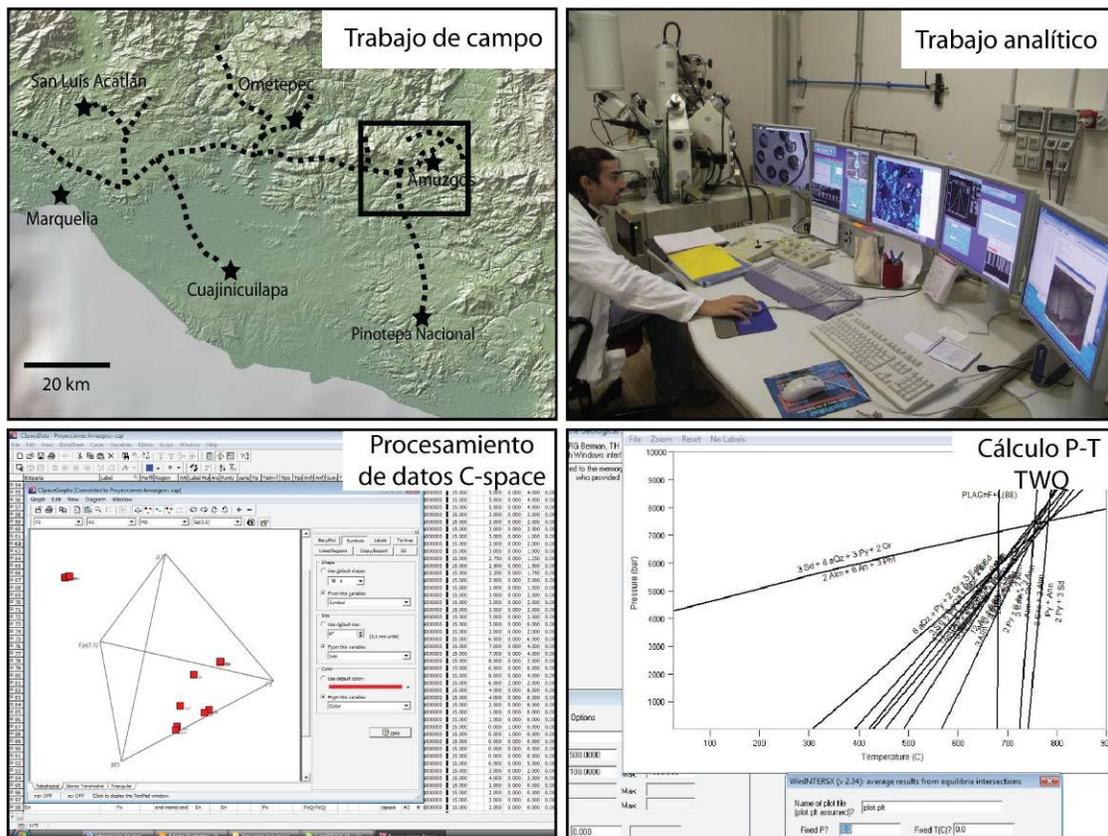


Figura 10. Etapas de trabajo durante el desarrollo de la tesis, explicación en el texto.

En forma complementaria, para las asociaciones minerales que mostraron mayor consistencia por medio de los métodos convencionales, se llevaron a cabo cálculos termobarométricos basados en la técnica del multiequilibrio. Para ello se utilizó el programa TWQ (termobarometría con estimación

del estado de equilibrio, Figura 10) de Robert G. Berman (1991). Este programa lleva a cabo los cálculos utilizando las bases de datos termodinámicas internamente consistentes para componentes ideales y modelos de solución. El método consiste en graficar todos los posibles equilibrios para una determinada asociación mineral (curvas, funciones de P-T). La convergencia de todos los equilibrios en una sola región P-T, relacionada a consideraciones texturales y químicas es un indicador del grado de equilibrio del sistema.

6. Unidades litológicas

Una de las características petrológicas principales del Complejo Xolapa en la región de Cacahuatpec-Amuzgos es la presencia de una columna litológica heterogénea con evidencia de fusión parcial ampliamente desarrollada y distribución desigual de neosoma. La variabilidad en el grado de fusión parcial y la diversidad de litotipos presentes dio como resultado la formación de migmatitas con estructuras y carácter petrológico complejos. Dicha variabilidad ha permitido que en las zonas donde la fusión parcial fue incipiente o nula sea posible distinguir unidades o elementos metamórficos pre-migmatíticos, así como observar una secuencia migmatítica sobrepuesta con una amplia diversidad de morfologías metatexiticas y diatexiticas. Este basamento metamórfico-migmatítico ha sido afectado en forma heterogénea por otros eventos de deformación, así como por la intrusión intermitente de un conjunto de cuerpos plutónicos cenozoicos de gran dimensión.

De acuerdo a lo anterior se proponen criterios cartográficos y de agrupación litológica respecto al evento migmatítico, distinguiendo unidades litológicas sin- y post-migmatíticas denominadas Complejo metamórfico-migmatítico (CMM) y Conjunto de unidades post-migmatíticas (CPM).

6.1 Complejo metamórfico-migmatítico (CMM)

Las zonas de menor grado de fusión del CMM conservan elementos petrológicos pre-migmatíticos y es aún posible reconocer las variaciones de composición y la estructura interna primarias, así como las asociaciones paragenéticas precedentes de las distintas secuencias. Estas porciones ocurren comúnmente como remanentes en forma de bloques relictos de distintas dimensiones (paleosoma). En contraste, las zonas de mayor grado de fusión poseen características petrológicas y estructurales modificadas casi en su totalidad (neosoma), las cuales manifiestan un proceso dinámico de generación y transporte diferencial de líquido anatético, dando lugar a una amplia diversidad de estructuras migmatíticas.

Las unidades del CMM han sido definidas de acuerdo a dos criterios principales. El primero se basa en la naturaleza y composición del protolito metamórfico (orto-genético y para-genético). El segundo se basa en la fracción o porcentaje de fundido anatético presente y por ende en la morfología migmatítica (metatexitica o diatexitica) propia de cada tipo litológico, de acuerdo a la terminología propuesta por Sawyer (2008). La combinación de ambos criterios da como resultado la nomenclatura que se muestra en la siguiente figura:

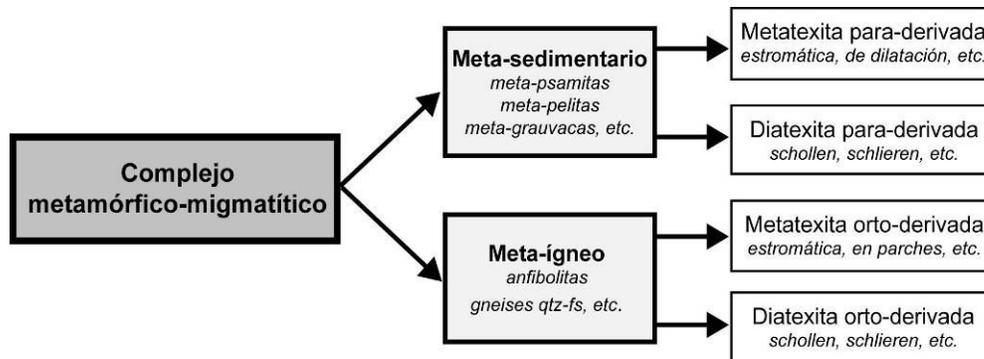


Figura 11. Esquema de clasificación litológica utilizado en este trabajo (a partir de Corona-Chávez *et al.*, 2006 y Sawyer, 2008)

6.1.1 CMM meta-sedimentario

Se define como CMM meta-sedimentario a una secuencia de para-derivados de espesor no determinado caracterizada por una gran variabilidad estructural-morfológica y composicional. Es una de las unidades más extensas de la región, representa un 40% aproximadamente de las unidades aflorantes y se encuentra distribuido principalmente en la porción oriental de la zona de estudio, formando una franja regional de orientación NO-SE. Se pueden observar afloramientos intermitentes a través de la carretera Pinotepa-Putla desde la población de Ixcapa hasta Llano de Amuzgos. Una sección representativa puede ser observada y medida sobre el río El Camarón al suroeste de la población de Santa María Ipalapa.

Protolitos meta-sedimentarios

Considerando que el CMM meta-sedimentario presenta una estructura migmatítica dominante, los protolitos se refieren esencialmente a bloques relictos paleosómicos a diferentes escalas, los cuales representaron niveles refractarios durante el evento de fusión parcial. Es oportuno precisar que aunque en el sentido estricto no constituyen protolitos *in situ* de los derivados migmatíticos, para fines descriptivos sí podrían representar las variaciones litológicas primarias del complejo.

Meta-sedimentos simples: Se denominan meta-sedimentos simples a una sub-unidad caracterizada por constituir una secuencia composicionalmente heterogénea de paragneises cuarzo-feldespáticos intercalados con mica esquistos de granate y/o sillimanita, meta-grauvacas de biotita, granate y anfíbol accesorio, cuarcitas de grafito, capas delgadas de calci-silicatos y lentes aislados de mármol.

Meta-sedimentos mixtos: Se denomina meta-sedimentos mixtos a una sub-unidad que posee un registro claramente volcánico-sedimentario, caracterizada por la presencia de capas con espesores

variables de meta-grauvacas de biotita, granate y anfíbol en cantidades variables, intercaladas con capas meta-pelíticas de biotita y sillimanita y bloques o bandas de anfíbolita de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno. En la mayoría de los casos la presencia recurrente de niveles anfíbolíticos intercalados en los meta-sedimentos se usó como criterio para separar la unidad. Sin embargo, no se descarta una presencia esporádica de estos mismos niveles en el área definida como meta-sedimentos simples.

Metatexitas para-derivadas

Se denomina metatexitas para-derivadas a una secuencia de migmatitas de protolito meta-sedimentario, heterogéneas a escala de afloramiento, en cuyo paleosoma se han preservado en buena medida las estructuras pre-migmatíticas del complejo. El neosoma se presenta segregado en leucosoma y melanosoma en distintos grados, dependiendo del protolito y de la morfología presente en la migmatita.

Las metatexitas en el complejo meta-sedimentario se encuentran comúnmente asociadas a neosomas semi-concordantes con el paleosoma. La morfología estromática es la más ampliamente distribuida y consiste en dominios paralelos de leucosoma, melanosoma y paleosoma que alternan formando bandas más o menos continuas de dimensiones centimétricas (Figura 12-a). Sin embargo, aunque son minoritarios, los neosomas discordantes se encuentran ampliamente distribuidos y en ocasiones se sobreponen a la morfología estromática. Así, es común observar leucosomas localizados en sitios de baja presión como son micro-fallas de alta temperatura, espacios inter-boudin y sombras de presión (*dilation-structured migmatites*) (Figura 12-b). En algunos casos el leucosoma ocurre formando un patrón de malla incipiente (*net-structured migmatites*) producido por la intersección de posibles bandas de cizalla con espaciamientos variables, de dimensiones centimétricas (<50 cm). Estas estructuras logran ser identificadas a escala de afloramiento gracias a que se relacionan con curvaturas de la foliación, debido a que son ocasionadas por el flujo de fundido anatético a través de conductos milimétricos (*porous flow*) (Figura 12-b-c). Otras morfologías están relacionadas a la deformación sin-anatética inducida por el aumento en el contenido de fundido. Por ejemplo, estructuras asociadas a plegamiento asimétrico e isoclinal sin-anatético de las bandas estromáticas o gnéissicas, en las cuales es común observar en las regiones internas de los flancos de pliegue un enriquecimiento de neosoma (Figura 12-d). En zonas de extensión local, el adelgazamiento de bandas leucocráticas da lugar a estructuras tipo *pinch and swell*, sin embargo estas estructuras son escasas.

En algunos casos se observan filones de leucosoma que forman aplitas-pegmatitas discordantes, estos cuerpos representan fundidos movilizados a razón de metros y están relacionados directamente a flujo interfolial de fundido en niveles estructurales inferiores (Figura 19-b).

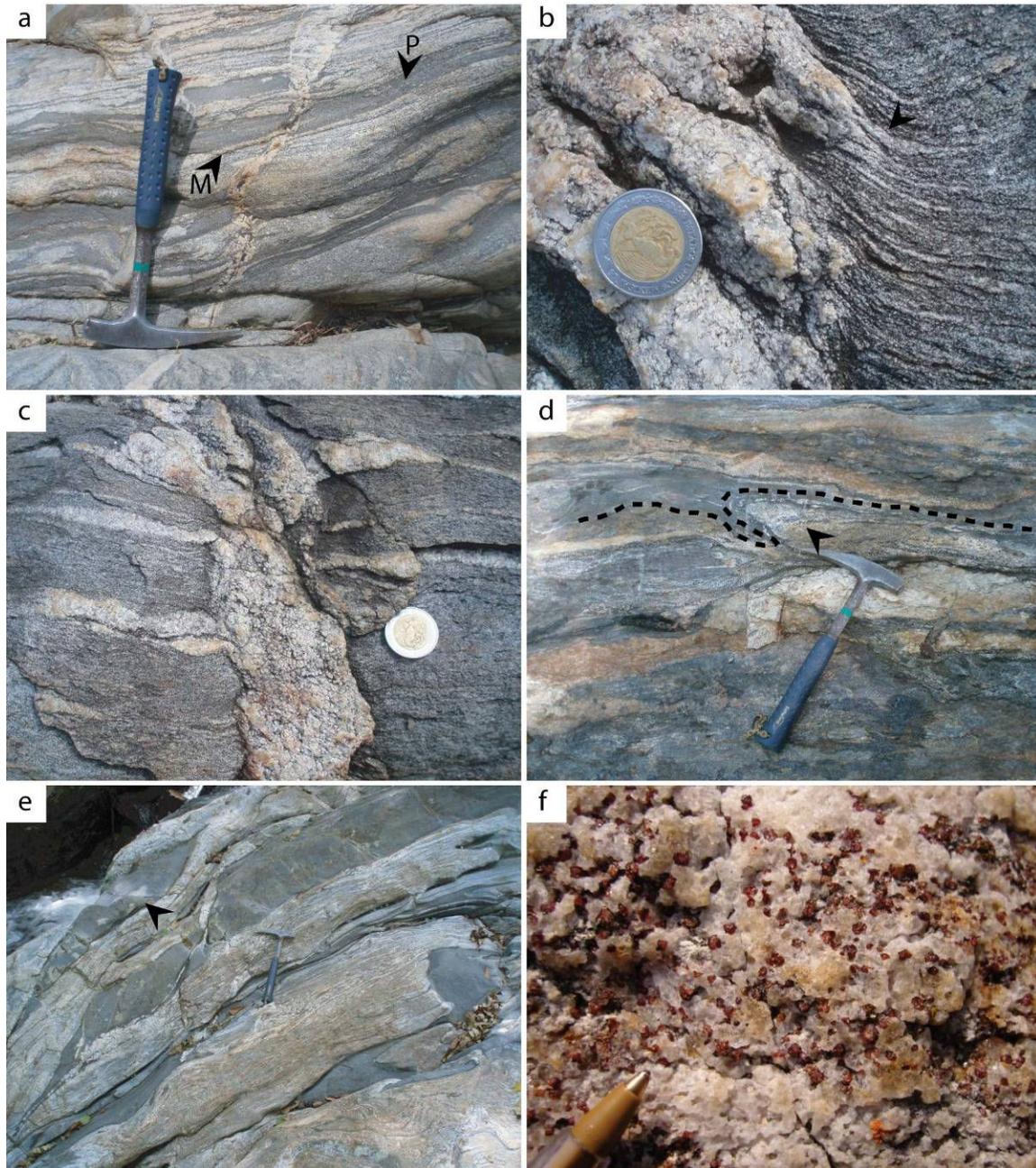


Figura 12. Metatexitas para-derivadas. a) La fotografía muestra una metatexita estromática con bandas paralelas más o menos continuas de leucosoma y paleosoma (P). El melanosoma (M) es escaso y está representado únicamente por bandas delgadas poco evidentes. b) Se observa el detalle de un neosoma que posee una porción estromática definida por bandas finas de leucosoma (derecha) y una porción formada por la acumulación de un leucosoma de grano grueso (izquierda). Nótese el contacto difuso entre ambos dominios, caracterizado por una transición textural gradual desde las bandas de leucosoma, curvadas por el efecto de flujo de poro (flecha), hacia la zona de acumulación. Esta imagen muestra un ejemplo típico de migmatitas con estructuras de dilatación. c) Se observa un paleosoma para-gneísico mesocrático que contiene dos series de leucosoma. Una de las series está localizada en un sitio de dilatación (vertical) y la otra, menos obvia por su escala, se encuentra paralela a la foliación gnéissica. La continuidad textural entre ambos conjuntos es una característica típica de las metatexitas que forman patrones en malla. d) La fotografía muestra una metatexita que exhibe plegamiento asimétrico sin-anatóctico definido por la acumulación del neosoma en la zona interior a los flancos (flecha). El neosoma estromático que limita el pliegue carece de flexión y manifiesta un contraste en la competencia de los distintos niveles de esta migmatita en el momento de la fusión. e) Ejemplo típico de morfología transicional entre metatexita y diatexita. Se observa un neosoma

mesocrático estromático dominante, intercalado con un paleosoma de tonalidad gris. Ambos, neosoma y paleosoma se encuentran plegados, el cambio reológico producido por la presencia de una alta fracción de fundido ha provocado el desprendimiento sin-anatético de bloques de paleosoma (flecha) generando una morfología schöllen incipiente. f) Detalle del leucosoma en una metatexita estromática formado por plagioclasa+cuarzo+feldespato potásico+granate. La presencia de granate en el leucosoma sugiere que su formación está relacionada a la generación del fundido anatético.

Las metatexitas cuyo protolito generalmente se refiere a los meta-sedimentos mixtos exhiben típicamente lentes de paleosoma anfibolítico o de meta-grauvaca a modo de bloques relictos. Estos se encuentran inmersos en neosomas estromáticos con bandas continuas y de espesor constante (2-5 cm) de leucosoma y mesosoma intercalados (Figura 15-a-b). El leucosoma es típicamente granítico-granodiorítico y puede presentar biotita, anfíbol o granate asociados. Los melanosomas *sensu stricto* son escasos y de pequeñas dimensiones constituidos por acumulaciones de anfíbol y/o mica; los niveles melanocráticos-mesocráticos son más frecuentemente mesosomas o paleosomas de muy variable composición. Afloramientos típicos de esta unidad se observan sobre la carretera Pinotepa-Cacahuatpec a escasos metros de entrar a esta última población.

En las metatexitas para-derivadas simples las capas refractarias suelen ser cuarcitas o metapsamitas ricas en cuarzo y generalmente conforman bloques relictos de mayor dimensión que los anfibolíticos. En algunas zonas (p.e. norte de San Pedro Amuzgos) es posible encontrar niveles extensos de mica-esquistos de granate y silimanita que permanecen como aparentes remanentes migmatíticos (Figura 14). Esta sub-unidad se caracteriza por presentar neosomas mayormente segregados y es posible encontrar melanosomas *sensu stricto* ricos en mica. Los leucosomas son de composición granítica-granodiorítica con granate comúnmente asociado y más raramente mica. Afloramientos típicos de metatexitas meta-sedimentarias simples pueden ser observados al sur de San Pedro Amuzgos por la vereda que conduce a Santa María Ipalapa y en las cercanías de la población de Pie de la cuesta. Una sección característica puede observarse sobre la vereda que va de San Pedro Amuzgos a la comunidad de La Guadalupe (Figura 14).

Diatexitas para-derivadas

Se define como diatexitas para-derivadas a las migmatitas meta-sedimentarias que exhiben un neosoma dominante, con leucosoma ampliamente distribuido y en las cuales las estructuras pre-migmatíticas del protolito se encuentran ausentes o son escasas. El complejo meta-sedimentario posee la mayor diversidad de morfologías diatexiticas, las cuales suelen estar relacionadas con filones aplíticos/pegmatíticos y cuerpos graníticos anatéticos.

Esta unidad se caracteriza por poseer neosomas de apariencia variable de acuerdo a la fracción de fundido presente. El paleosoma ocurre comúnmente como bloques de litologías refractarias pero en algunos casos puede no estar presente. La gran mayoría de estas migmatitas posee

morfologías caóticas muy diversas y es común observar neosomas graníticos leucocráticos de textura isotrópica (Figura 13-c). Sin embargo en algunos casos las estructuras migmatíticas tempranas (metatexíticas) fueron reemplazadas por estructuras de flujo sin-anatético formando diatexitas schöllén o schlieren.

Las diatexitas tipo schöllén (*schöllén migmatites*) presentan bloques de paleosoma orientados a manera de lentes o bloques sin orientación aparente a modo de brecha. Estos bloques consisten comúnmente en porciones relictas de meta-grauvaca de granate-anfibol o de anfibolita (Figura 13-a). Asimismo, bloques de residuos melanocráticos ricos en biotita y en menor cantidad granate, neosomas mesocráticos y ocasionalmente fragmentos de metatexita estromática (Figura 13-b). Los fragmentos “flotan” en una matriz de neosoma leucocrático que posee, en distintos grados de desarrollo, una foliación definida por la orientación de feldespatos y mica. Las diatexitas schlieren (*schlieric migmatites*) presentan comúnmente estructuras de flujo bien desarrolladas definidas por acumulaciones alargadas de mica y eventualmente granate, así como dominios de feldespatos orientados en dirección del flujo. Estas estructuras pueden encontrarse asociadas a las morfologías schöllén u observarse una transición entre ambas (Figura 13-d). Otras morfologías comúnmente observadas son aquellas relacionadas a plegamiento asimétrico sin-anatético, en las cuales llegan a observarse contrastes en el estilo de plegamiento a razón de metros. Como en el caso de las estructuras metatexíticas, el emplazamiento de leucosoma ocurre a través de los flancos de plegamiento hacia los sitios de baja presión, siendo las zonas de charnela el sitio preferencial de acumulación de los neosomas.

La distribución de esta unidad se encuentra estrechamente asociada con la foliación de las secuencias metatexíticas a diferentes escalas dentro del complejo meta-sedimentario. Sin embargo, puede presentarse como un cambio morfológico lateral contrastante debido a variaciones en su composición y/o a controles estructurales locales sin-migmatíticos o post-migmatíticos (Figura 14). En ciertas zonas es posible observar intrusiones parautoctonas de diatexitas y granitoides anatéticos en encajonantes metatexíticos, que manifiestan un proceso de intrusión-erosión a escala de metros. En otros casos el contacto está definido por estructuras de plegamiento y desprendimiento de bloques correspondientes a una etapa de deformación posterior. Una localidad típica de diatexitas para-derivadas se encuentra a sólo unos metros al oeste de Tulixtlahuaca, sobre la carretera que comunica a esta población con Tepetlapa. Una sección representativa, donde se observan transiciones entre metatexitas y diatexitas, puede ser observada sobre el Río el Camarón, al suroeste de Santa María Ipalapa.

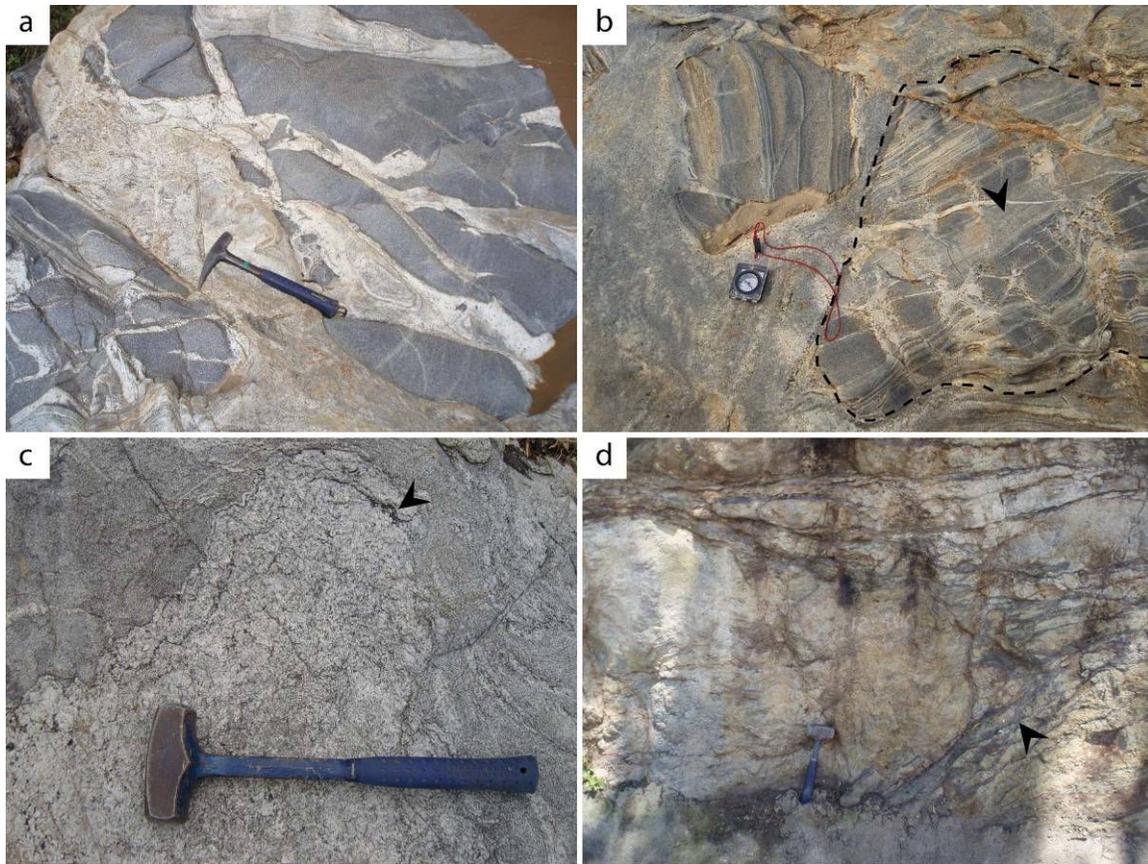


Figura 13. Diatexitas meta-sedimentarias. a) Ejemplo de morfología schöllén, los bloques irregulares de paleosoma consisten en relictos de meta-grauvaca y se encuentran inmersos en una masa de neosoma predominantemente leucocrático. b) Variante de morfología schöllén, pueden observarse dos bloques prominentes de metatexita estromática (la flecha señala una banda de leucosoma) inmersos en un neosoma mesocrático ligeramente foliado pero en general de aspecto nebulítico. c) Ejemplo de diatexita sensu stricto, la roca está constituida casi en su totalidad por neosoma y las estructuras pre-anatécticas se encuentran ausentes. Se observa un dominio de neosoma mesocrático foliado y plegado cuyo núcleo está dominado por un leucosoma isotrópico que posee en sus bordes acumulaciones melanocráticas tipo schlieren (flecha). d) La fotografía muestra una diatexita schlieren. Se observa un neosoma notoriamente segregado en leucosoma y melanosoma. Las estructuras schlieren (flecha) consisten en acumulaciones de biotita que rodean y envuelven parcialmente cuerpos ovoides de leucogranito de dimensiones métricas.

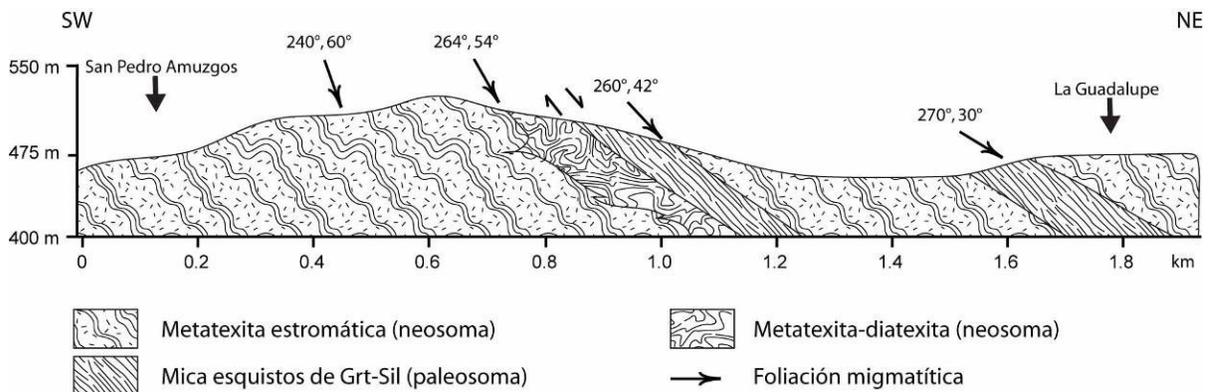


Figura 14. Sección esquemática representativa del CMM meta-sedimentario. Se observan algunas de las relaciones estructurales más comunes entre sus unidades así como algunas variaciones litológicas no expresadas en el mapa geológico, nótese la escala (ver texto).

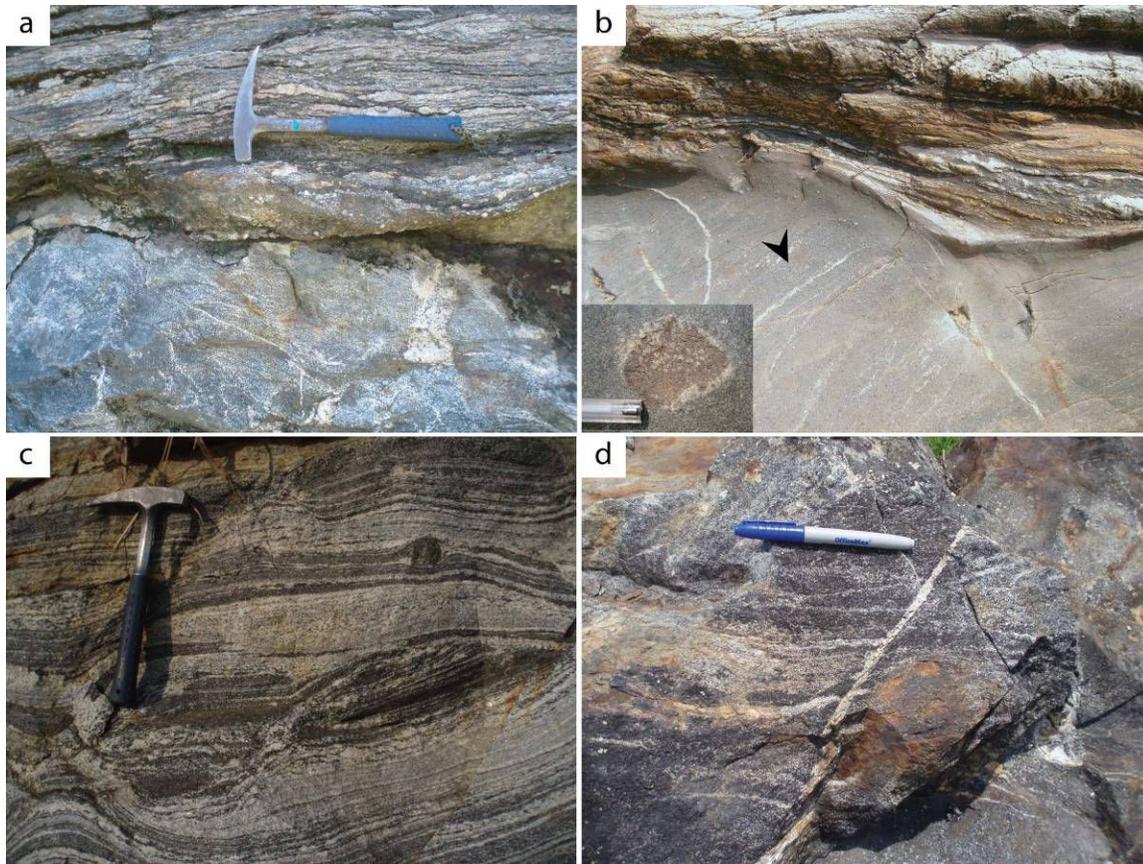


Figura 15. Ejemplos de paleosomas del CMM. Se observan bloques resistentes conservados como paleosomas. A pesar de no constituir estrictamente los protolitos, fueron utilizados como referencia para definir las variaciones litológicas dentro del complejo. a) Relicto anfibolítico (base de la fotografía) intercalado en meta-grauvacas metatexiticas. b) Relicto de meta-grauvaca (base de la fotografía) intercalado en meta-psammitas y meta-pelitas metatexiticas. c) Paleosoma ortogneísico de composición intermedia. En la mitad inferior de la fotografía se observan acumulaciones de leucosoma concordantes con el bandeamiento gneísico, pueden reconocerse por su tonalidad más clara y su textura de grano grueso. d) Metatextita básica, se observa un paleosoma anfibolítico dominante caracterizado por una textura granoblástica de grano grueso, las bandas leucocráticas (leucosoma) definen una foliación sobrepuesta a la textura del paleosoma.

6.1.2 CMM meta-ígneo

Se denomina CMM meta-ígneo a una serie de cuerpos orto-genéticos que generalmente se encuentran intercalados en el complejo meta-sedimentario y con una aparente relación discordante pre-metamórfica con dicho complejo. Se distingue por contener en su estructura interna una fracción variable de neosoma y un estilo de deformación sin-anatética que le confiere un carácter migmatítico exclusivo. A lo largo de la zona de estudio, esta secuencia posee una extensión superficial minoritaria respecto al CMM meta-sedimentario. Los afloramientos más extensos se encuentran distribuidos en la porción centro-occidental, al norte de Cacahuatpec, constituyendo una franja estructural regional de orientación NE-SO, inclinada moderadamente al noroeste. Por otro lado y de manera conspicua e irregular, es posible observar porciones del CMM meta-ígneo de menor dimensión que afloran a razón de centenas de metros (sur de Cacahuatpec y sur de Ixcapa). Estos cuerpos poseen una

relación de interferencia estructural compleja con las rocas circundantes, debido a contrastes de competencia durante la deformación, lo cual dificulta significativamente su cartografía.

Protolitos meta-ígneos

El conjunto meta-ígneo está constituido por tres principales litotipos con características típicas de alto grado metamórfico: 1) gneises cuarzofeldespáticos, 2) anfibolitas y 3) meta-tonalitas (Figura 15). En la mayoría de los casos estas unidades se caracterizan por un marcado bandeamiento composicional, por estructuras masivas con foliación y por una relación de alternancia entre sí. Es posible reconocer rasgos micro-estructurales relictos de un evento de alta temperatura pre-migmatítico.

Los ortogneises cuarzofeldespáticos son el litotipo más voluminoso, poseen una composición granodiorítica a tonalítica y se caracterizan por la asociación plagioclasa+cuarzo+feldespato potásico+biotita±anfibol, con bandas máficas ricas en anfibol y plagioclasa de dimensiones inferiores a 30cm. La estructura gnéisica se encuentra comúnmente afectada por un plegamiento isoclinal de alta temperatura que engrosa las bandas composicionales o se encuentra aboudinada debido al desprendimiento de capas máficas competentes de escala centimétrica.

Las anfibolitas son menos extensas, de dimensiones métricas no cartografiables, pero están ampliamente distribuidas en toda el área y comúnmente se presentan inmersas en los ortogneises cuarzofeldespáticos como niveles máficos de dimensiones métricas. La paragénesis mineral observada consiste en anfibol+ plagioclasa+clinopiroxeno+titanita ensamblados en un mosaico predominantemente granoblástico y ocasionalmente foliado.

Las meta-tonalitas son cuerpos también de dimensiones métricas y con formas conspicuas y alargadas dentro del conjunto meta-sedimentario. Suelen presentarse encajonados en dicha secuencia en relación de concordancia estructural metamórfica, están formados por una asociación de plagioclasa+anfibol+biotita±cuarzo de textura nematoblástica y/o lepidoblástica con dominios granoblásticos interfoliales.

Metatexitas orto-derivadas

El paleosoma en las metatexitas orto-derivadas es por antonomasia la porción dominante y en numerosos casos han sido denominados gneises migmatíticos por otros autores (p.e. Herrmann, 1994; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009). Las metatexitas orto-derivadas se caracterizan por poseer neosomas *in situ* o poco movilizados. La mayor parte posee una estructura estromática de bandas centimétricas continuas. En este tipo de morfología el neosoma no excede el 20% y suele ser

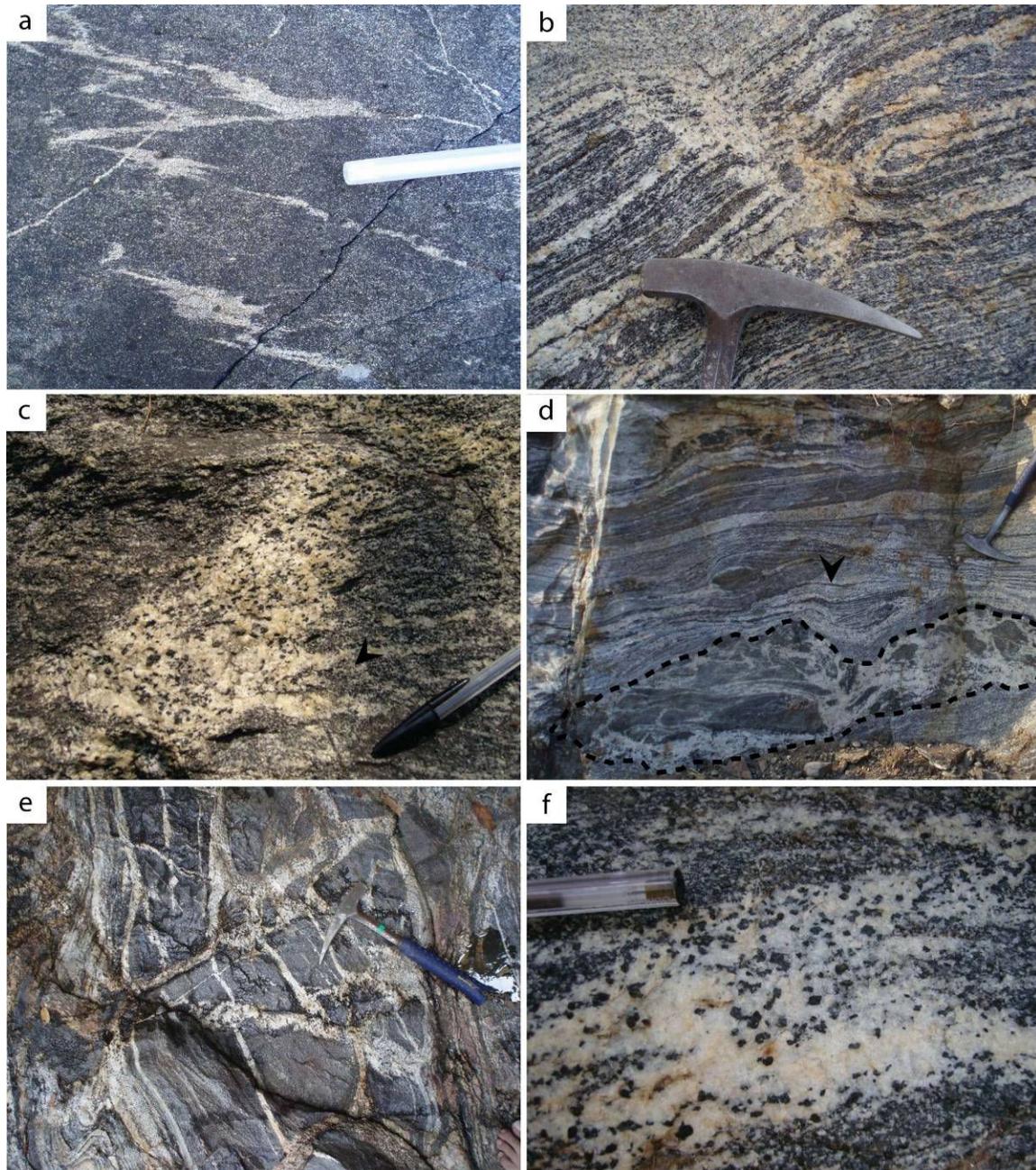


Figura 16. Metatexitas orto-derivadas. a) Metatexita básica constituida por un paleosoma anfibolítico dominante y un neosoma leucocrático incipiente rico en plagioclasa localizado en sitios dispersos. b) Metatexita que posee dos series de leucosomas, uno estromático (bandas finas continuas) y discordante acumulado en un sitio de dilatación, generado durante un boudinage sin-anatético, ambas series exhiben continuidad textural y generan un arreglo de malla a escala de afloramiento. c) Bolsa de leucosoma acumulada en un sitio de dilatación, las bandas incipientes de leucosoma (sub-horizontales) presentan una transición textural y mineralógica gradual hacia dicha estructura (flecha). d) Paleosoma ortognésico dominante en la porción superior. La mitad inferior consiste casi en su totalidad en una bolsa de neosoma heterogéneo confinada por bandas estromáticas (flecha) la cual tiene asociadas acumulaciones irregulares de clinopiroxeno y anfíbol. e) Se observa un nivel refractario anfibolítico dispuesto entre un neosoma estromático. Su estructura isotrópica y su contraste en competencia han dado lugar a un arreglo de leucosoma distinto al de los niveles que lo limitan. Posee al menos tres series de leucosoma que se intersecan y le confieren un aspecto brechado, esta morfología se encuentra en una transición metatexita-diatexita. f) Detalle del leucosoma en una metatexita intermedia-básica compuesto por plagioclasa+anfíbol+cuarzo±clinopiroxeno. La presencia de anfíbol no poiquilítico en el leucosoma sugiere la cristalización de este mineral durante la generación del fundido anatético.

concordante con la estructura gnéisica o foliada del paleosoma (Figura 16-d). En las rocas isotrópicas y refractarias, es posible observar neosomas bajo forma de lentes leucocráticos de 2-3 centímetros. Estas estructuras se localizan en sitios dispersos y solo en algunos casos exhiben melanosomas *sensu stricto* (Figura 16-a).

Los ortogeissos cuarzofeldespáticos contienen neosomas faneríticos de gran medio a grueso caracterizados por una asociación de plagioclasa+cuarzo+anfíbol+clinopiroxeno± feldespato potásico ±biotita. Los leucosomas son ricos en plagioclasa y se encuentran asociados a cristales milimétricos de anfíbol y a cristales de clinopiroxeno de hasta 30 cm (carretera Huajintepec-Buenavista, Figura 16-d detalle). Sin embargo, generalmente están caracterizados por una asociación equigranular gruesa de plagioclasa+clinopiroxeno+anfíbol±cuarzo±biotita y de composiciones granodioríticas-trondhjemíticas.

Al contacto entre leucosoma y paleosoma es común observar acumulaciones melanocráticas ricas en anfíbol, biotita y ocasionalmente clinopiroxeno, que constituyen bordes finos de escasos milímetros y pudieran representar melanosomas o bordes máficos (*selvedges*).

Las metatexitas que poseen la mayor fracción de fundido ($\geq 20\%$) se encuentran comúnmente vinculadas a estructuras de deformación dúctil de escala variable. Esto pone de manifiesto la estrecha relación entre la evolución de las estructuras migmatíticas con un evento de deformación dúctil. Las más evidentes son aquellas estructuras de plegamiento asimétrico de alta temperatura con leucosoma asociado a las zonas de baja deformación. En estos casos se observan morfologías que representan una transición hacia morfologías diatexíticas.

Es común observar la unidad de metatexitas orto-derivadas intercalada con la unidad de metatexitas para-derivadas y con volúmenes significativos de anfíbolitas refractarias, así mismo se le observa en ciertos casos como una transición gradual a diatexitas orto-derivadas (Figura 18). Una sección representativa de metatexitas orto-derivadas puede ser observada sobre la carretera Cacahuatepec-Huajintepec donde la unidad aflora de manera alternada con cuerpos intrusivos graníticos post-migmatíticos. Afloramientos típicos pueden ser vistos sobre la carretera a escasos 2 km de la población de Huajintepec.

Diatexitas orto-derivadas

La mayor parte de las diatexitas orto-derivadas poseen morfologías heterogéneas a nivel de afloramiento que están asociadas a leucosomas movilizados localmente, así como a razón de metros (*secondary diatexites*). Comúnmente hospedan cuerpos graníticos parautóctonos de dimensiones métricas y están relacionadas típicamente con filones pegmatíticos-aplíticos tardo-migmatíticos de espesores variables, cuyos contactos con el cuerpo encajonante suelen ser graduales.

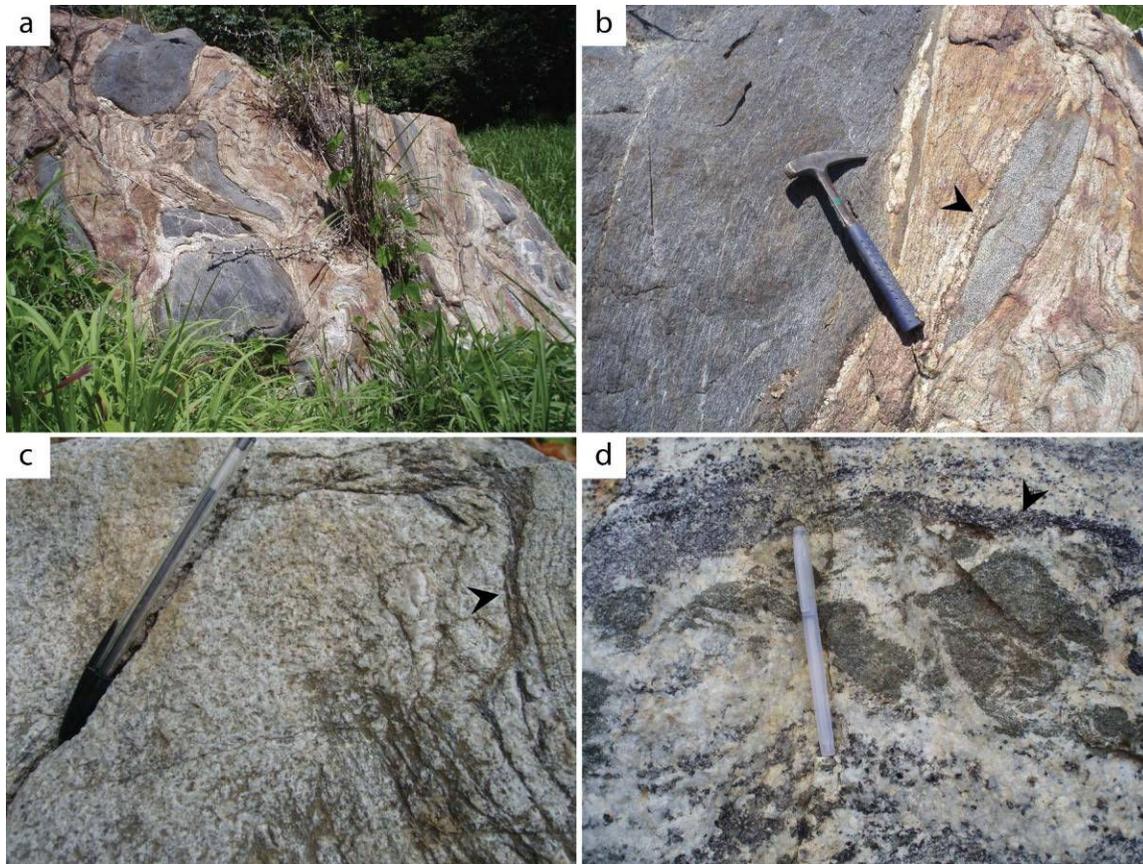


Figura 17. Diatexitas orto-derivadas. a) Migmatita diatexitica derivada de una anfibolita. Se observan bloques melanocráticos de paleosoma anfibolítico foliado envueltos en un neosoma mesocrático foliado y plegado rico en plagioclasa, con biotita y anfibol como componentes máficos. Este notable ejemplo de morfología tipo schöllén permite observar las variaciones espaciales a escala de afloramiento en la unidad diatexitica. Mientras que la porción izquierda de la fotografía se caracteriza por bloques relictos de dimensiones métricas, el borde derecho del afloramiento contiene bloques de dimensión significativamente inferior. b) Se observan dos bloques anfibolíticos refractarios en una migmatita schöllén, la foliación del paleosoma y del neosoma coincide. El bloque redondeado de menor dimensión presenta una porción de borde dentada y se encuentra parcialmente absorbido, el borde melanocrático (flecha) manifiesta dicha reacción y constituye un selvedge máfico. El neosoma es mesocrático y está enriquecido en mica y anfibol orientados. c) Diatexitica compuesta predominantemente por un neosoma heterogéneo de composición granodiorítica que exhibe estructuras schlieren (flecha). d) Detalle de diatexitica derivada de un gneis de composición intermedia, se observa un melanosoma rico en biotita y anfibol (flecha) y un leucosoma rico en plagioclasa que contiene agregados irregulares de clinopiroxeno.

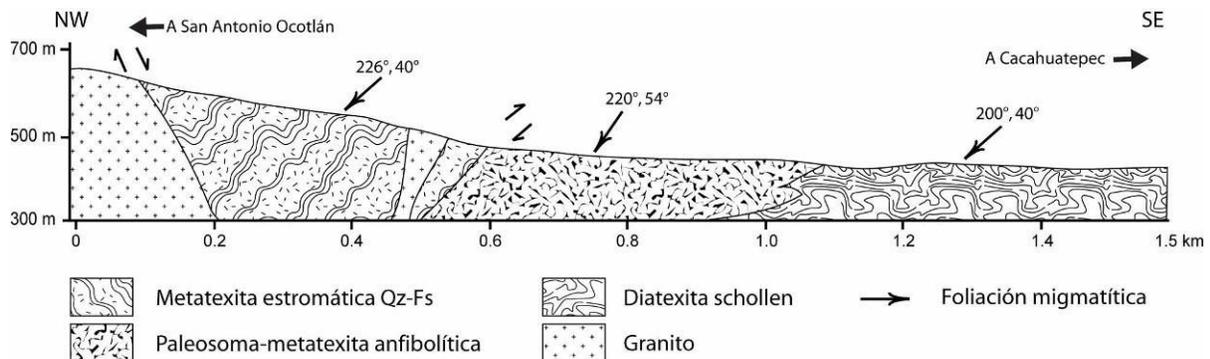


Figura 18. Sección esquemática representativa del CMM meta-ígneo. Se observan algunas de las relaciones estructurales intrínsecas entre sus unidades así como algunas de sus variaciones litológicas internas, nótese la escala.

La morfología más común es la tipo schöllén con bloques redondeados o angulosos de relictos máficos o de metatexita estromática con dimensiones variables entre 5 cm y 2 m (Figura 17-a-b). Sin embargo, esta morfología es sumamente variable dependiendo de la evolución local de la estructura. En ciertos afloramientos se le observa como una transición a partir de metatexitas estromáticas y diktioníticas (en el sentido de Mehnert, 1968) mientras que en otros, donde la fracción de fundido es mayor, se les ve asociadas a neosomas foliados y a estructuras tipo schlieren. Las estructuras schlieren (*schlieric migmatites*) *sensu stricto* son escasas, están formadas por listones melanocráticos de biotita y raramente anfíbol inmersos en una matriz de neosoma leucocrático (Figura 17-c).

Una característica típica de esta unidad es el desarrollo de neosomas mesocráticos de textura fanerítica de grano medio que da a la roca un aspecto isotrópico ígneo. Sin embargo los neosomas foliados compuestos de plagioclasa, biotita y anfíbol orientados son frecuentes y poseen estructuras que en conjunto manifiestan flujo sin-anatético y transporte local tanto de bloques relictos como de fundido anatético. Anfíbol, clinopiroxeno y biotita se encuentran asociados comúnmente a los neosomas de manera análoga a las metatexitas, tanto inmersos en los leucosomas como en los melanosomas o incluso constituyendo bordes máficos.

Los afloramientos de estas diatexitas son escasos y comúnmente ocurren como variaciones morfológicas dentro de las metatexitas. Sin embargo, zonas más extensas se distribuyen en la porción centro-norte de la zona de estudio y parecen mantener una relación tanto de contacto estructural como de transición gradual con las demás unidades (Figura 18). Afloramientos representativos pueden observarse en las cercanías de San Pedro Amuzgos, sobre el arroyo El Mapache y al norte de la carretera Cacahuatpec-San Pedro Amuzgos sobre el arroyo La Pastora.

6.1.3 Meta-granitoides

Los meta-granitoides consisten en una serie de cuerpos foliados y masivos de dimensión variable, caracterizados por presentar una notable homogeneidad textural y composicional a escala de afloramiento. Asimismo por conservar en algunas zonas rasgos texturales y mineralógicos primarios y por exhibir escasas manifestaciones de migmatización. Su carácter homogéneo, no obstante el incipiente desarrollo de estructuras migmatíticas impide incluir a estas rocas dentro de la unidad de metatexitas meta-ígneas. Estas rocas son similares a los “granitoides deformados” descritos recientemente en la zona de Tierra Colorada por Solari *et al.* (2007) y a los reportados por Corona-Chávez *et al.* (2006) en la región de Puerto Escondido.

De manera general, esta unidad posee una composición diorítica-tonalítica y presenta una asociación mineralógica constituida por plagioclasa+cuarzo+biotita+anfíbol. A nivel de afloramiento

se observa una textura foliada de grano medio a grueso definida por la orientación de biotita y anfíbol. Además, es posible observar rasgos micro-estructurales de deformación de alta temperatura como son recristalización de plagioclasa y cuarzo a través de los planos de foliación. Una característica importante y distintiva de esta unidad es la escasa presencia de estructuras anatécicas bien desarrolladas, estas se reducen a acumulaciones centimétricas de neosoma leucocrático sumamente localizado. Sin embargo, debe destacarse que la tendencia general de su foliación coincide con la foliación metatexítica de las rocas que la circundan (carretera El Limón- Tepetlapa), lo que sugiere una relación posiblemente discordante pre-deformacional y pre anatética.

En cuanto a distribución y volumen los meta-intrusivos no son abundantes en esta zona y se encuentran subordinados al resto de las unidades del CMM. Sus afloramientos más importantes se encuentran en el sur-este de la zona de estudio y se les puede observar sobre la carretera a Tulixtlahuaca a unos 1.5 km de Tepetlapa. Debido a su naturaleza y la dificultad de definir su distribución en campo, es probable que parte del área cartografiada como tal corresponda a cuerpos plutónicos cenozoicos o incluso a metatexitas meta-ígneas.

6.1.4 Granitoides anatéticos y filones graníticos

Esta unidad está estrechamente relacionada de manera espacial y genética con las unidades diatexíticas y consiste en una serie de cuerpos graníticos-granodioríticos de dimensiones y formas variables. Los granitoides anatéticos son cuerpos comúnmente leucocráticos que llegan a medir algunos metros y excepcionalmente decenas de metros. Se les observa relacionados localmente con secuencias residuales melanocráticas fuertemente deformadas. Están constituidos por cuarzo+plagioclasa+feldespató potásico±granate±biotita o plagioclasa+cuarzo+biotita±anfíbol ±felsespató potásico (Figura 13-d). Los filones graníticos son cuerpos tabulares aplíticos y pegmatíticos constituido por cuarzo+felsespató potásico+plagioclasa y excepcionalmente biotita, granate o anfíbol. Generalmente presentan espesores menores a 30 cm y pueden ser discordantes, sub-concordantes o sub-paralelos con las estructuras migmatíticas antes descritas. La mayor parte de estos cuerpos carece de bordes de enfriamiento, y en cambio muestran una variación textural gradual con el cuerpo de roca que las encajona generando contactos suavizados (Figura 19-a). Con frecuencia presentan microestructuras análogas a las diatexitas, lo que implica que se encuentran relacionadas a la fase final de la migmatización y representan material tardo-migmatítico movilizado y diferenciado de manera local. A escala de afloramiento llega a observarse claramente que su formación está relacionada a un proceso de flujo interfoliaal acompañado de acumulación local e inyección de leucosoma (Figura 19-c).

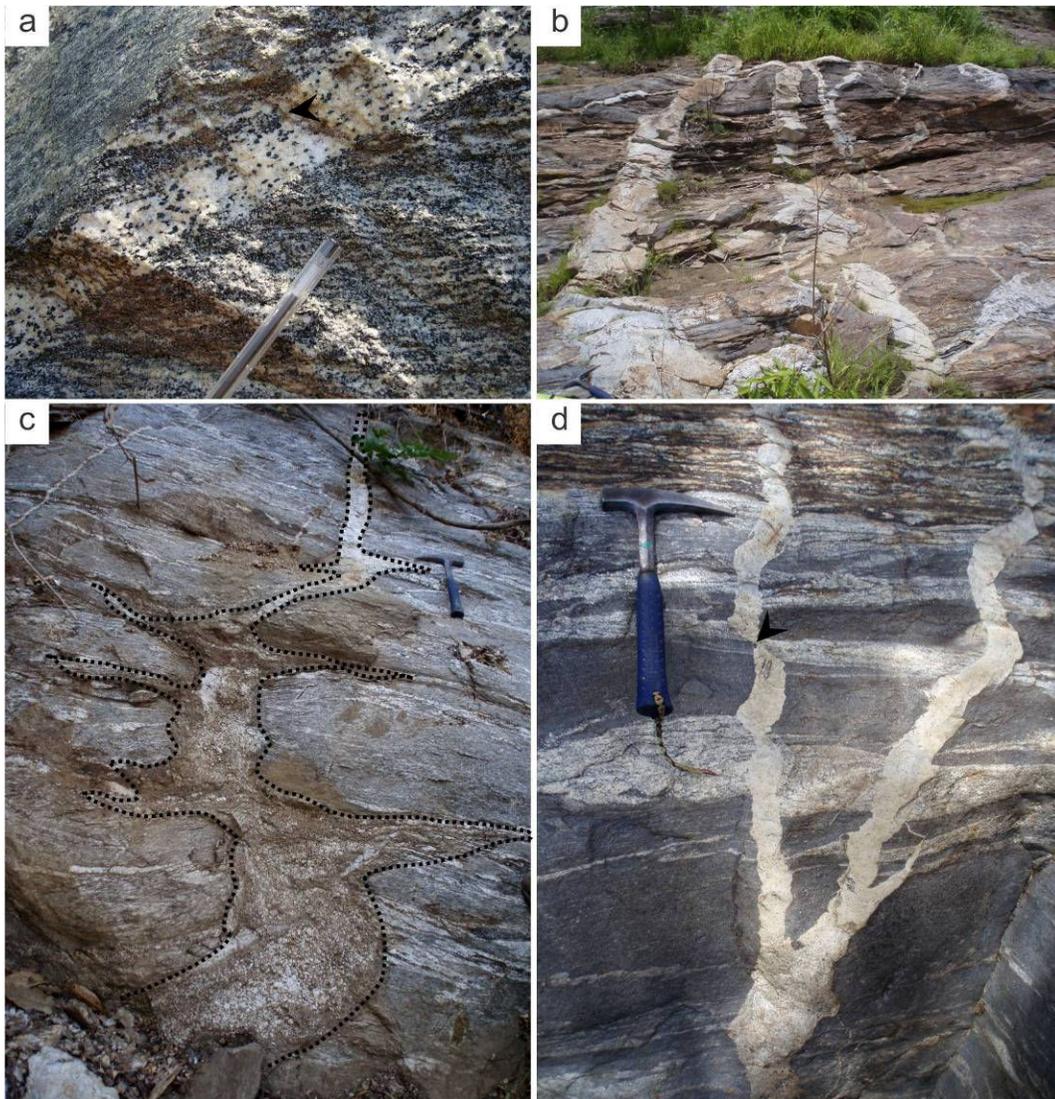


Figura 19. Filones graníticos sin-migmatíticos y post-migmatíticos. a) Filón sin-migmatítico orto-derivado discordante respecto a la foliación metatexítica, nótese sus bordes difusos, su continuidad textural con el cuerpo encajonante (flecha) y su foliación interna. b) Zona de filones pegmatíticos discordantes a la estructura estromática de una metatexita meta-sedimentaria, los bordes de enfriamiento de dichos cuerpos indica un temporalidad post-migmatítica. c) Metatexita para-derivada que muestra en la parte inferior una acumulación de leucosoma en un sitio de dilatación. Dicha estructura es alimentada por flujo interfolial de leucosoma y exhibe bordes difusos. En la parte superior se observa su transición gradual hacia un filón granítico de bordes bien definidos y completamente discordante a la foliación metatexítica (flecha). d) Filones aplíticos leucocráticos post-migmatíticos, sus contacto con la migmatita encajonante son netos y el estilo con que cortan las bandas estromáticas revela un empalzamiento en temperatura relativamente baja (flecha).

De manera adicional, una serie de cuerpos aplíticos–pegmatíticos se sobrepone con frecuencia a todas las unidades anteriormente descritas y representa una generación aparentemente distinta de filones. Estos cuerpos son morfológicamente similares a los filones tardo-migmatíticos pero su relación con la roca encajonante es sustancialmente distinta. Se caracterizan por exhibir bordes de enfriamiento bien desarrollados y carecen de evidencia alguna que sugiera un aporte de material por parte de las migmatitas (Figura 19-b y 8-d), por lo que podrían formar parte de las

unidades post-migmatíticas.

6.2 Conjunto de unidades post-migmatíticas (CPM)

El CPM representa aproximadamente el 50% del área superficial de la zona estudiada. Está representada preponderantemente por una unidad de granitoides cenozoicos y una serie de depósitos continentales recientes no diferenciados. Estas unidades en su conjunto no representan el objeto principal de este estudio, sin embargo, en el caso de los granitoides, ya sea por su abundancia como por las relaciones de campo y de emplazamiento con el CMM se presenta una breve descripción.

6.2.1 Granitoides oligocénicos

Esta unidad consiste en un conjunto de cuerpos plutónicos masivos de composición granítica a granodiorítica, cuyos componentes máficos principales son la biotita y/o el anfíbol en proporciones variables. Estos cuerpos poseen una gran extensión y afloran principalmente en la porción occidental del área de estudio. Entre la población de Ixcapa y el área al norte Ocotlán esta unidad aflora de manera continua y únicamente se le observa interrumpida por la existencia, en su interior, de numerosos bloques del CMM a modo de *roof pendants*. La dimensión de estos lentes es muy variable desde decenas de metros hasta algunos kilómetros y carecen de evidencia que sugiera un metamorfismo por contacto. Una sección característica donde se observan estas relaciones puede realizarse sobre la carretera San Antonio Ocotlán-Cachuatepec. De manera similar, al noreste de San Pedro Amuzgos la exposición de la unidad es continua y se extiende varios kilómetros fuera del área de estudio. En contraste, los afloramientos presentes al sur de las poblaciones de Sayultepec y San Pedro Amuzgos son discontinuos y llegan a encontrarse completamente rodeados por el CCM.

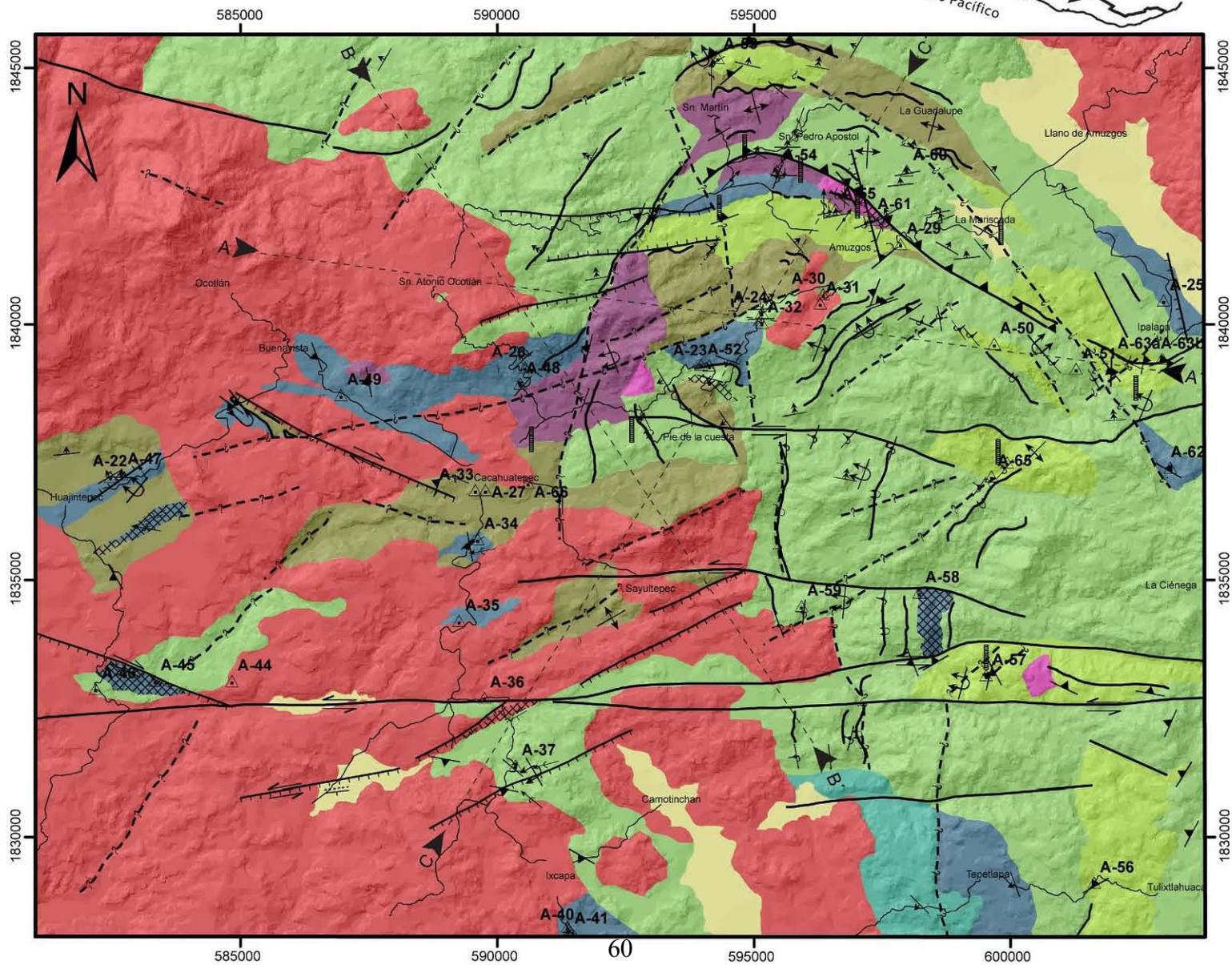
Las zonas de contacto con el CMM suelen ser abruptas, caracterizadas por la presencia de zonas de alteración de dimensiones métricas y comúnmente oscurecidas por el depósito de sedimentos recientes, lo que hace sumamente difícil observar las relaciones estructurales del emplazamiento. Una característica fácilmente distinguible a nivel de afloramiento en las zonas marginales de esta unidad y que marca el contacto con el CMM, es la presencia y abundancia progresiva de numerosos enclaves sub-esféricos verdes o pardos de dimensiones centimétricas (0.5-2 cm). Estas inclusiones exhiben una textura fanerítica de grano medio y son ricas en plagioclasa. A pesar de que su naturaleza metamórfica no es clara es probable que representen fracciones del CMM asimiladas y retrabajadas durante el emplazamiento de dichos plutones. Por otro lado, la composición mineralógica de la zona de borde de los plutones con el CMM difiere con las porciones internas del plutón y está marcada por la aparición y el aparente aumento gradual de muscovita hacia el contacto.

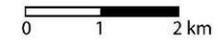
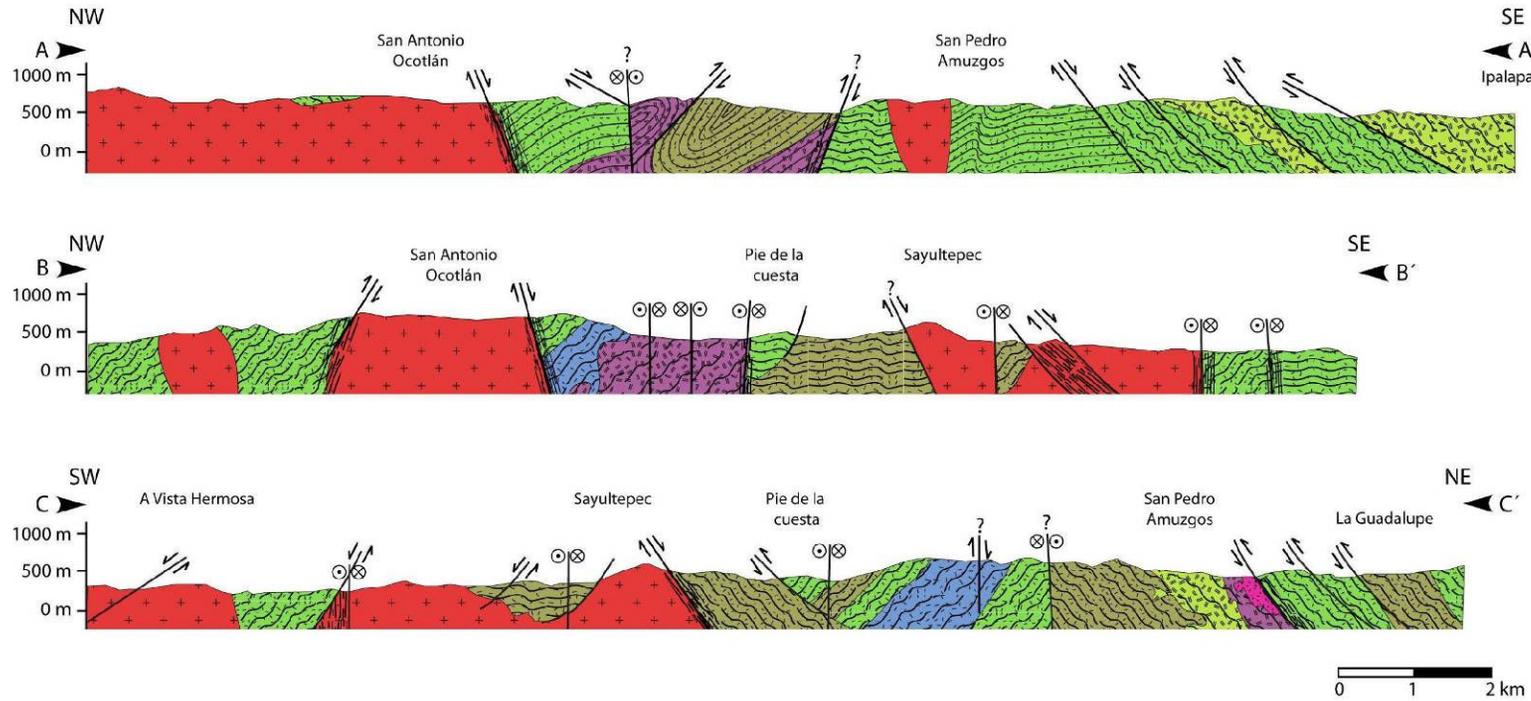
En otros casos el contacto está definido por zonas de cizalla estrechas y/o fallas normales de extensión kilométrica, como puede observarse en el tramo Cacahuatepe-Ixcapa de la carretera que conduce a Pinotepa Nacional, donde la unidad adquiere un carácter cataclástico-milonítico evidente a escala de afloramiento.

La información geoquímica, isotópica y geocronológica de algunos cuerpos intrusivos pertenecientes a esta unidad (Herrmann *et al.*, 1994; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996 y Martiny, 2008) indica que son de tipo calco-alkalino y poseen una edad del Oligoceno (28-30 Ma). Al noreste de la zona de estudio, en las cercanías de Llano de Amuzgos se observa el contacto del denominado Batolito la Muralla (Martiny, 2008), que se extiende hasta el límite del terreno y en cuyo interior Herrmann *et al.* (1994) reportan una edad de 30 Ma. El resto de los cuerpos plutónicos de la zona de estudio pueden correlacionarse temporalmente con el batolito de la región de Pinotepa Nacional que posee edades de entre 23 y 30 Ma (Herrmann *et al.*, 1994, Hernández-Bernal y Moran-Zenteno, 1996 y Martiny, 2008) y una profundidad de emplazamiento calculada en ~20 Km (Hernández-Bernal y Moran-Zenteno, 1996).

Mapa geológico de la región de Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca

Fuente: Carta topográfica E14B63 INEGI. Fotografías aéreas escalas 1:70,000 y 1:40,000 INEGI
Proyección: UTM 14N, WGS 84. Elaboró: Roberto Maldonado Villanueva





Simbología

Unidades cartográficas

Unidades post-migmatíticas

- Depósitos continentales recientes
- Granitoide

CMM meta-sedimentario

- Metatexita para-derivada simple
- Metatexita para-derivada mixta
- Diatexita para derivada

CMM meta-ígneo

- Metatexita orto-derivada
- Diatexita orto-derivada
- Granitoide anatéctico
- Granitoide deformado

Estructuras

Planos

- S1 Foliación pre-migmatítica
- S2 Foliación metatexítica
- S3 Foliación diatexítica
- S4 Foliación post-migmatítica
- S5 Foliación pos-tmigmatítica
- Foliación foto-interpretada
- Traza de foliación

Fallas

- Falla inferida
- Falla lateral
- Falla inversa
- Falla normal

Líneas

- L2 Lineación metatexítica
- L3 Lineación diatexítica
- L4 Lineación post-migmatítica

Pliegues

- Antiforme
- Falla lateral derecha
- Falla lateral izquierda
- Pliegue recumbente
- Pliegue vertical

Zonas

- Zona de filones graníticos
- Zona milonítica
- Sección estructural
- Carretera principal

Figura 20. Mapa geológico y columnas estructurales de la zona de estudio

7. Análisis estructural

La naturaleza petrológica de la región de Cacahuatpec-Amuzgos, relacionada a un proceso cortical de alta temperatura, implica que su evolución se desarrolló en condiciones predominantemente dúctiles y con segregación simultánea de fundido anatético. De ahí que un análisis estructural exhaustivo debe contemplar la interacción entre volúmenes o niveles corticales con comportamientos reológicos significativamente distintos y heterogéneos. En principio, la evolución estructural pre-migmatítica debió desarrollarse en condiciones sub-sólidas y progresar a condiciones suprasólidas conforme la migmatización ocurría, hasta nuevamente entrar al campo subsólido durante la cristalización de los neosomas y durante la historia post-migmatítica del complejo. Adicionalmente, cada fase de deformación debió transcurrir en niveles corticales distintos y en consecuencia en condiciones dinámicas de presión, temperatura, actividad de volátiles, etc. durante la evolución metamórfica del complejo.

A pesar de que el objetivo de este trabajo no es propiamente un estudio estructural exhaustivo, este análisis contempla las consideraciones mencionadas y plantea una visión estructural general de la región de estudio. Inicialmente se hace una descripción de los rasgos estructurales regionales de la porción central del Complejo Xolapa entre las ciudades de Ometepec y Pinotepa Nacional. Posteriormente se explica la diversidad estructural observada durante el trabajo de campo, a partir de la definición de distintos dominios estructurales. Finalmente se describen las distintas fases de deformación observadas y su cronología relativa al evento de fusión parcial.

7.1 Estructura regional de la zona de estudio

La estructura regional de la porción central de terreno Xolapa, en cuyo interior se encuentra la zona de estudio, se caracteriza por al menos tres series de lineamientos tectónicos más o menos regulares que se extienden más allá de dichos límites (Figura 21). Con base en el análisis de imágenes digitales, fotografías aéreas y en el reconocimiento de campo de dicha porción se verificó que dichas megaestructuras constituyen uno o más sistemas de fallas dúctil-frágiles, los cuales coinciden con los sistemas documentados en la porción oriental del terreno (p.e. Tolson, 1993, 2005; Corona-Chávez, 1997).

Un lineamiento NE~50°SO sobresale en la Figura 21 por su posición perpendicular a la línea de costa y a la trinchera del pacífico, los sistemas de drenaje principales de la Sierra Madre del Sur hacia el océano están relacionados a esta megaestructura.

Otro prominente lineamiento ONO-ESE cruza toda la región y coincide con la orientación y cinemática del sistema Chacalapa. Este trunca parcialmente al sistema NE~50°SO y en conjunto constituyen probablemente un mismo sistema normal-sinistral como se ha reconocido en la zona de Puerto Escondido-Puerto Ángel (Tolson, 1993, 2005; Corona-Chávez, 1997).

En la porción superior derecha de la Figura 21 se observa el límite propuesto (Campa y Coney, 1983) entre los terrenos Xolapa y Mixteca. En una posición lateral adyacente a dicho límite y de forma oblicua a los sistemas antes mencionados, se observan una serie de lineamientos de orientación NO~20°SE que se disipa al interior del terreno Xolapa. Esta megaestructura se observa aparentemente truncada en la porción sureste de la figura por el sistema ONO-ESE, mientras que su parte norte parece extenderse más allá del límite del terreno Xolapa.

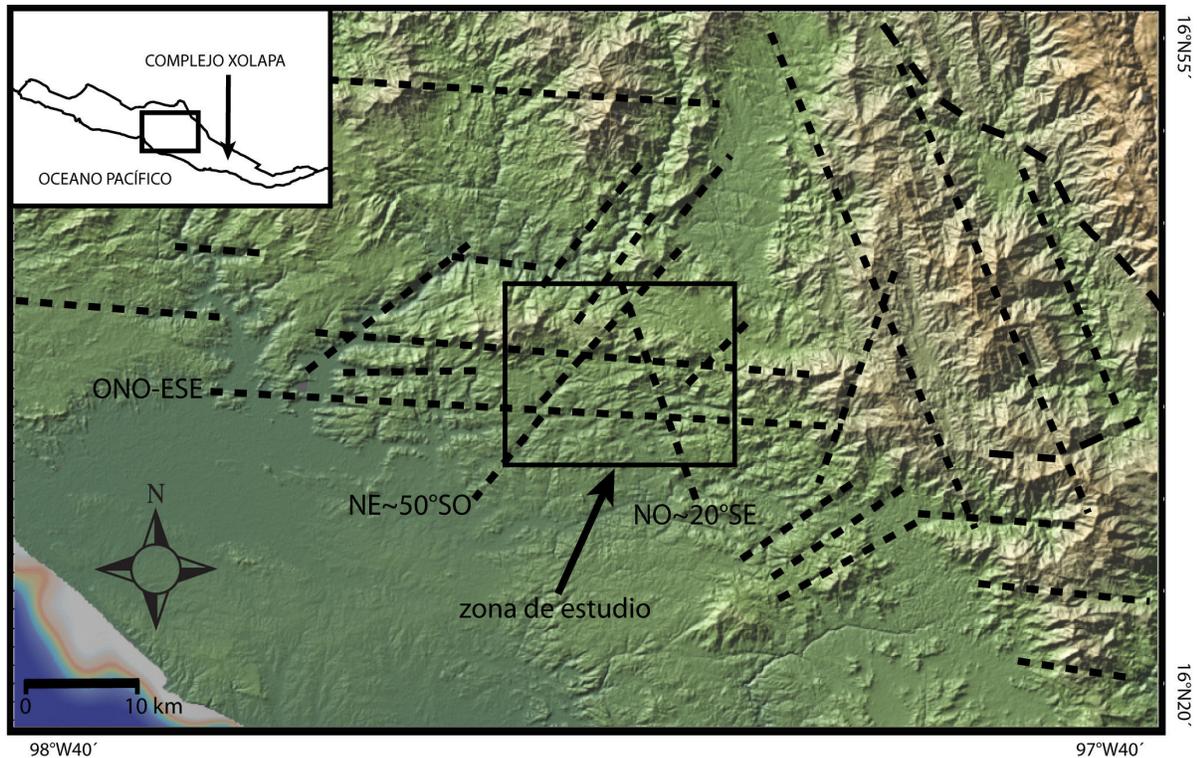


Figura 21. Estructura regional de la zona de estudio. La imagen digital muestra las principales megaestructuras presentes alrededor de la zona de estudio (rectángulo) entre las ciudades de Ometepec y Pinotepa Nacional. Nótense tres principales sistemas de lineamientos tectónicos (línea discontinua). Fuente:GeoMapApp 2.8.2.

7.2 Estructura del área de Cacahuatpec-Amuzgos

La estructura regional en la zona de estudio (recuadro en la Figura 21) consiste en una morfoestructura análoga a escala, caracterizada por la presencia de bloques corticales de extensión superficial kilométrica. El truncamiento producido por la intersección de los sistemas estructurales

antes mencionados es responsable de las alternancias litológicas abruptas en el CMM y de gran parte de los contactos entre el CMM y el CPM. Además, la sobreposición de las estructuras de deformación dúctil-frágil observadas en la zona de estudio disloca parcialmente la estructura interna tanto del CMM como del CPM. El efecto más evidente a escala regional es la interrupción y contraste de las tendencias de foliación y plegamiento de bloques corticales adyacentes del CMM producto de la rotación de los mismos. A escala de afloramiento la estructura metamórfica-migmatítica se encuentra deformada debido a la presencia de zonas miloníticas asociadas a las megaestructuras. No obstante, en la mayoría de los casos es posible reconocer las estructuras que preceden dicha deformación y establecer de manera general su relación con el evento metamórfico-migmatítico.

Para efecto de la descripción estructural espacial de la zona de estudio, se distinguen tres dominios estructurales de acuerdo a las características de las estructuras de deformación presentes y a la distribución de las unidades litológicas en relación con dichas estructuras. Cada dominio, más que poseer una evolución estructural propia, se distingue por el predominio de un determinado estilo estructural, lo cual deriva en variaciones en sus alternancias litológicas y en la presencia de morfoestructuras características en cada caso.

7.2.1 Dominio estructural del CMM

El primer dominio se localiza en la porción nororiental de la zona de estudio cuya referencia es la población de San Pedro Amuzgos (Figura 22). Este dominio se distingue por la presencia de una megaestructura antiformal asimétrica cuyo plano axial posee un rumbo de ~N-S y el eje de plegamiento se encuentra inclinado 30°-40° al norte. Una serie de antiformes y sinformes de segundo orden con ejes de plegamiento buzantes al NO-NE y se relaciona con un sistema anticlinorio (San Martín). Esta megaestructura de plegamiento expone en superficie la alternancia aproximadamente paralela de la mayor parte de las unidades litológicas del CMM. Esta continuidad solo se ve interrumpida en la zona al norte de la población de Pie de la Cuesta dónde una serie de estructuras dúctil-frágiles ENE-OSO contraponen a las unidades meta-ígneas y meta-sedimentaria.

Otro aspecto relevante de este sector es la presencia de una zona de retrocabalgamiento con vergencia al SO, caracterizada por una serie de rampas de orientación más o menos paralela a la estructura del CMM en el antiformal (ver secciones estructurales A-A' y C-C', Figura 20). La traza de cabalgadura más evidente se observa a lo largo del transecto entre San Martín e Ipalapa, a lo largo de esta estructura se observan un sistema asociado de pliegues asimétricos volcados con vergencia SO (suroeste de Ipalapa) y asociado a zonas miloníticas estrechas y discontinuas (norte de San Pedro Amuzgos). Las lineaciones de estiramiento (*stretching lineation*) y demás indicadores cinemáticos presentes en dicha estructura ponen en evidencia una cinemática de transpresión sinistral con

vergencia al NE.

La parte sur de este dominio está marcada por la presencia de estructuras dúctil-frágiles de orientación O-E, esta porción marginal exhibe un predominio de la unidad meta-sedimentaria metatexítica y se caracteriza por el contraste en orientación y estilo de deformación el resto del dominio. Se observa una tendencia general de pliegues asimétricos volcados con vergencia al este que presentan una continuidad con el dominio estructural meridional (Río el Camarón).

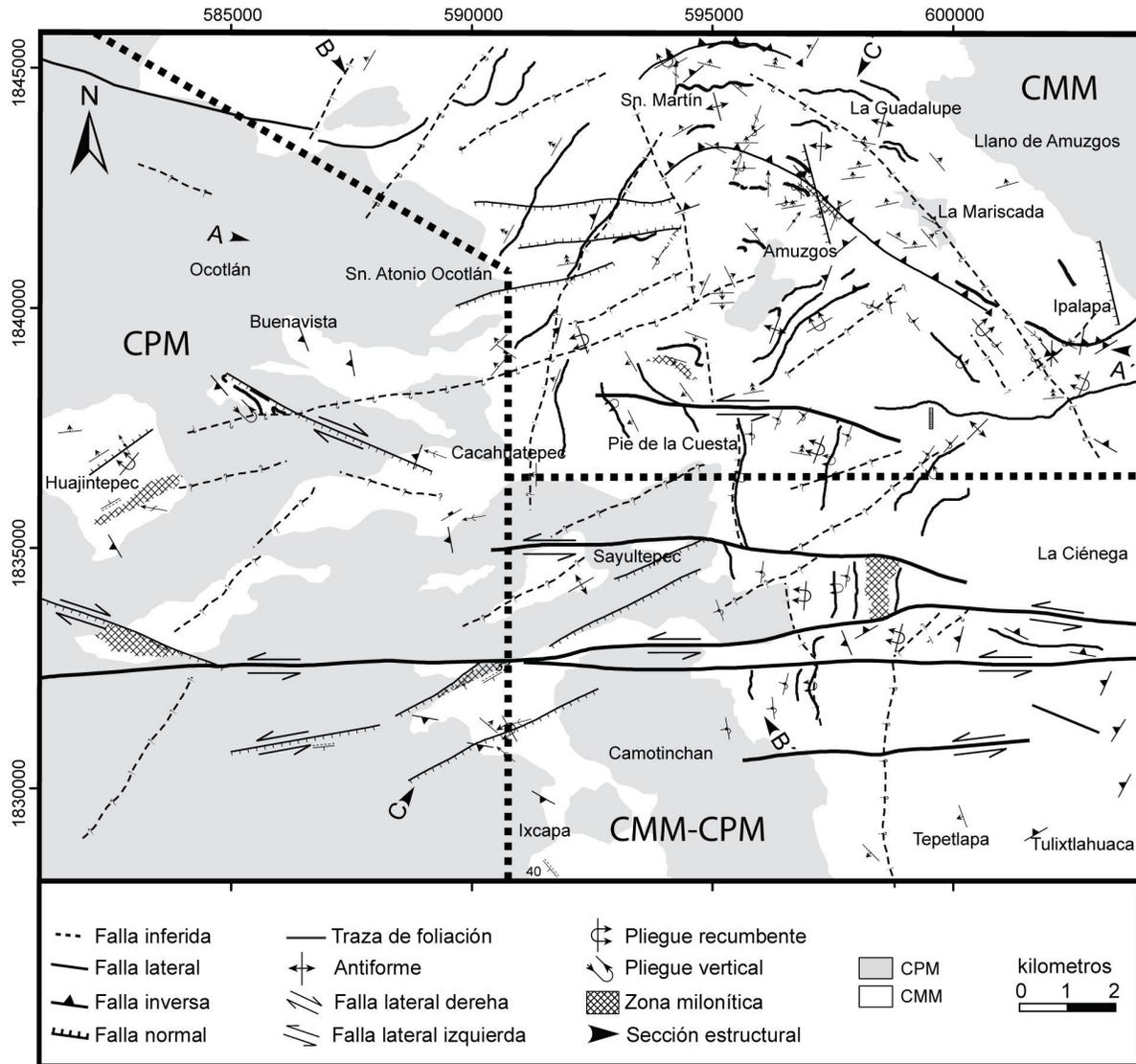


Figura 22. Mapa estructural de la región de Cacahuatepec-Amuzgos. Se observan las principales estructura de deformación de la zona y los tres dominios estructurales principales (delimitados por líneas gruesas punteadas). En el mapa geológico se pueden observar los datos de foliación con mayor detalle y también su respectiva simbología. Explicación en el texto.

7.2.2 Dominio estructural de sobreposición CMM-CPM

El segundo dominio se localiza en la porción suroriental de la zona de estudio en un área que

comprende las poblaciones de Sayultepec y Tulixtlahuaca (Figura 22). Este sector se caracteriza por la presencia de las estructuras dúctil-frágiles O-E más sobresalientes y por la dislocación del sistema NE~50°SO, que da lugar a una sobreposición litológica distintiva entre el CMM y la unidad de granitoides oligocénicos.

La estructura de la porción occidental de esta área está definida por un sistema de fallas normales NE~50°SO con echados de 40°-50° al SE que acomoda la extensión del sistema lateral O-E (Sayultepec). Estos sistemas de estructuras discontinuas de carácter frágil y en menor proporción dúctil-frágil son los responsables de la mayor parte de los contactos litológicos en toda la zona de estudio. Aunque la presencia de fallas y fracturas es común, están constituidas principalmente por zonas de cizalla estrechas con longitudes de algunos cientos de metros (ver sección estructural C-C', Figura 20). En las proximidades de Camotinchán las relaciones de contacto entre el CMM y los plutones graníticos son por ambos dislocación lateral y contacto primario intrusivo. Sin embargo, la mayor parte de estas relaciones no se encuentran expuestas en superficie ya que han sido cubiertas por depósitos continentales recientes. En la mayoría de los casos fueron deducidas a partir del análisis de fotografías aéreas e imágenes digitales.

En la porción oriental de este dominio, donde las unidades del CMM predominan, se observa una tendencia estructural de plegamiento, congruente en estilo y vergencia a pesar de la rotación de bloques cizallados. Consiste en un sistema de pliegues asimétricos volcados (echado de plano axial: 20°-70°) y en ocasiones isoclinales con vergencia al este (Rio Lagartero, Arroyo Yutatita).

7.2.3 Dominio estructural del CPM

El tercer dominio se encuentra presente en la porción occidental de la zona de estudio (Figura 22) y básicamente representa el dominio litológico y estructural de la unidad plutónica oligocénica. Se caracteriza por la predominancia y exposición continua de una masa plutónica granítica no metamorfoseada (ver mapa geológico) de gran dimensión que se extiende hacia el noroeste, más allá de los límites de la presente cartografía. La continuidad litológica de dicho dominio se ve interrumpida únicamente por la presencia en su interior de fragmentos del CMM a modo de *roof pendants* (Transecto Cahuatpec-El Naranjo, Alto de las Mesas). El límite norte de esta área está definido por el contacto intrusivo entre la unidad plutónica y el CMM (sección estructural B-B', Figura 20).

Tanto el sistema normal NE~50°SO como el sistema lateral O-E se encuentran presentes en este sector. Sin embargo, el truncamiento y sobreposición discontinua de las unidades litológicas es menos evidente, aunque es posible observarlos en la zona de estructuras sintéticas y antitéticas del sistema O-E (El Naranjo, Chicapilla).

7.3 Fases de deformación

Durante el trabajo de campo y el análisis microestructural fue posible reconocer al menos cinco fases de deformación que afectan de manera diferenciada a las distintas unidades litológicas de la zona de estudio: una fase de deformación precedente al evento migmatítico, dos fases de deformación íntimamente relacionadas entre sí y contemporáneas al evento migmatítico y al menos dos más posteriores a la migmatización una de las cuales afecta a todas las unidades reconocidas.

7.3.1 Deformación pre-migmatítica (D1)

La deformación pre-migmatítica está definida por todos aquellos elementos estructurales, texturales y mineralógicos que fueron conservadas en los remanentes litológicos paleosomáticos y cuyos atributos sugieren una naturaleza metamórfica precedente al evento migmatítico (Figura 23). La textura y estructura de la fase D1 poseen características que manifiestan un proceso de deformación dúctil contemporáneo a un evento metamórfico de mediano a alto grado desarrollado en condiciones de *subsolidus*.

Esta fase de deformación está representada por una foliación gnéisica (S1) y una lineación mineralógica (L1) asociadas a estructuras de bandeamiento metamórfico composicional, formado en condiciones de facies de anfibolita de alta temperatura-granulita. Estas estructuras pueden ser reconocidas en niveles litológicos refractarios comunes en las secuencias metatexíticas o en bloques relictos paleosomáticos relacionados a las diatexitas. En conjunto representan la estructura discernible más antigua de la zona de estudio y constituyen la estructura metamórfica principal del Complejo Xolapa.

Los niveles de paleosoma ortognéisico de la unidad metatexítica meta-ígneas son los que preservan de mejor manera estos atributos (Huajintepec; Buenavista) y en los cuales es posible observar la relación que existe entre dichas estructuras y la deformación sin-migmatítica que le precede (Figura 24). En contraste, los bloques relictos paleosomáticos (comúnmente rotados) conservados en las diatexitas, preservan aún dichas estructuras, pero en ningún caso permiten deducir una relación entre D1 y las fases D1+n posteriores (Figura 24).

7.3.2 Deformación sin-migmatítica (D2-D3)

La deformación sin-migmatítica está definida por aquellos rasgos estructurales, texturales y mineralógicos desarrollados durante el proceso migmatítico, es decir, desde la fase de generación de los primeros fundidos anatéticos hasta la etapa de consolidación del CMM.

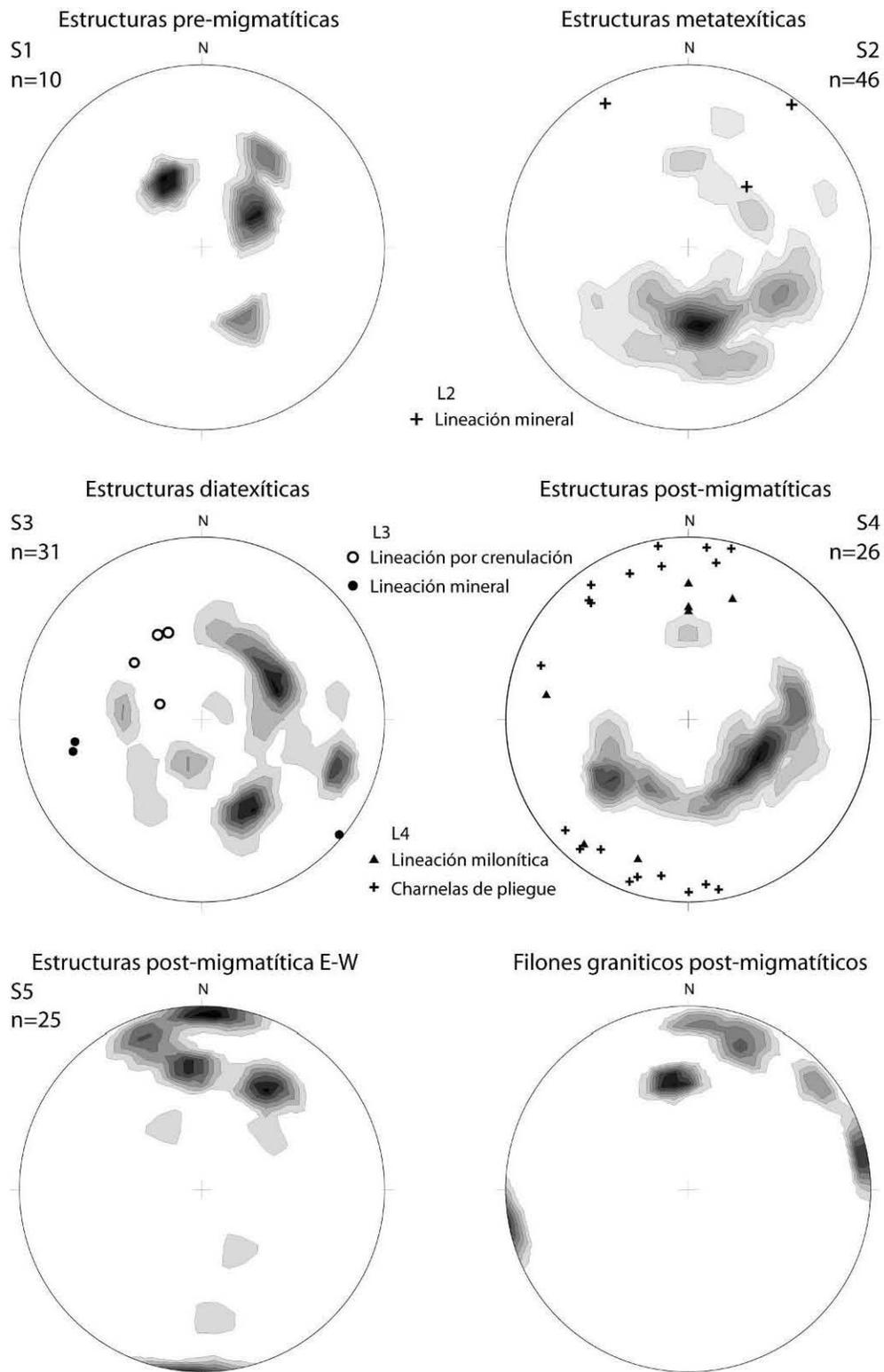


Figura 23. Diagramas estereográficos de las distintas fase de deformación D1-D5 así como de la los filones graníticos post-migmatíticos. La proyección se realizó en el hemisferio inferior del estereodiagrama de igual área Schmidt. S1, S2, S3 etc. se refiere a atributos planares de las distintas fases de deformación y están expresados en densidad de polos, mientras que L2, L3 y L4 son los correspondientes atributos lineales. Ver explicación en el texto.

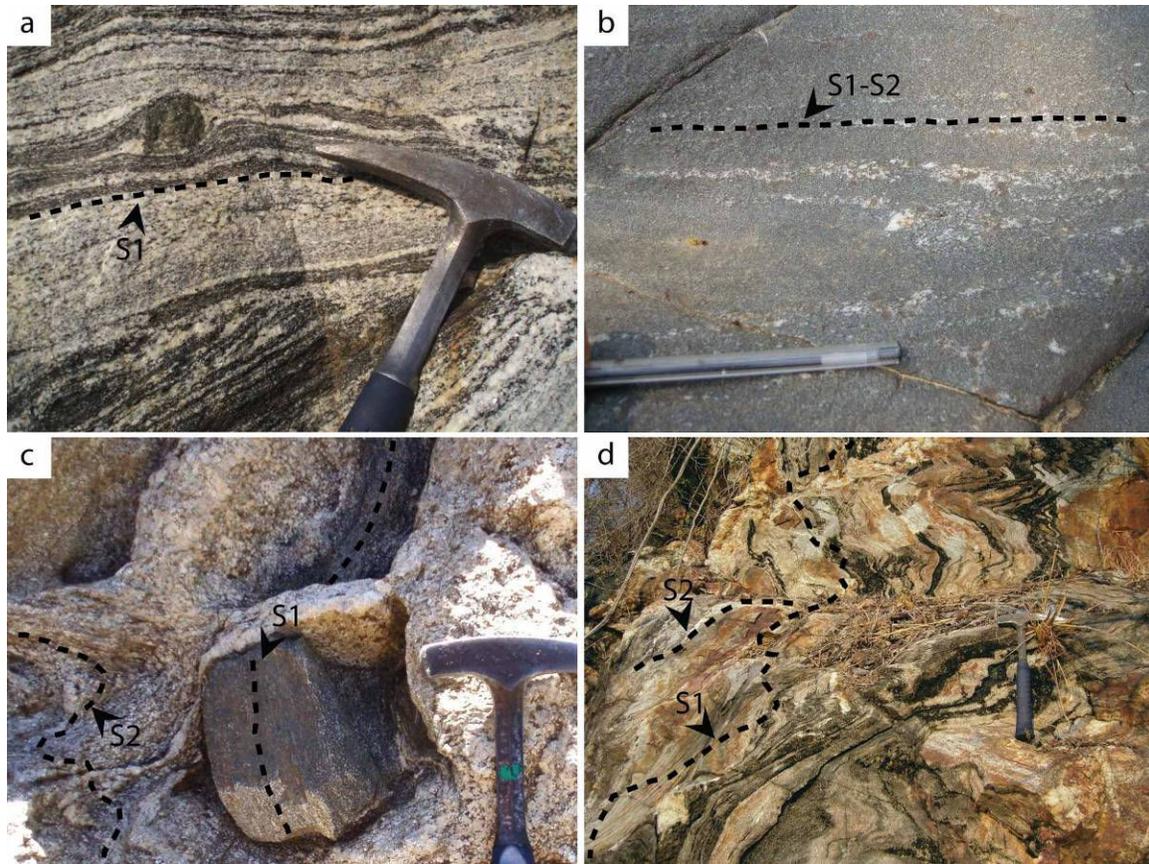


Figura 24. Deformación pre-migmatítica. a) La fotografía muestra un detalle de afloramiento de una metatexita meta-ígneas. La porción mostrada en la figura corresponde casi por completo a un ortogneis con bandas composicionales relictas que definen una foliación S1. b) Se observa una foliación S1 moderadamente desarrollada en un bloque relicto de meta-grauvaca que coincide con la orientación de manchas leucosomáticas incipientes (S2). c) Se observa una diatexita schöllen con bloques de anfibolita relictas que exhibe una foliación S1 contrastante con la foliación S2 del neosoma leucocrático. d) Foliación relicata S1 en niveles refractarios de cuarcita dentro de una metatexita para-derivada.

A escala de afloramiento resulta evidente que la diversidad de las estructuras sin-migmatíticas está directamente relacionada con las estructuras desarrolladas durante el evento D1 y con la fracción de fundido anatético presente en la roca. De ahí que la deformación contemporánea a la migmatización claramente evolucionó de manera continua conforme la fusión parcial procedió, desde una fase temprana de fusión, pasando una etapa de segregación-acumulación, hasta la cristalización de los fundidos generados. Las condiciones reológicas fueron controladas por la fusión misma (fusión-cristalización) y determinaron en gran medida la distribución y el estilo de las estructuras desarrolladas.

Con base en las características de las estructuras de deformación y su relación con las morfologías de los neosomas es posible definir dos fases de deformación (D2 y D3), que se encuentran genéticamente relacionadas entre sí y constituyen etapas progresivas del mismo proceso de deformación y del mismo evento metamórfico-migmatítico (Figura 23). La fase temprana de

migmatización está caracterizada por una fracción de fundido inferior al 15% y se relaciona con la formación de un conjunto de planos y líneas generados durante la deformación y diferenciación metatexiticas D2. Estas estructuras se observan estrechamente ligadas a las estructuras D1, siendo concordantes en numerosos casos sobre todo en la unidad meta-ígneas (Huajintepec; Arroyo el Mapache). Las relaciones estructurales mesoscópicas indican claramente que el evento migmatítico representa la progresión metamórfica-anatéctica del evento de alto grado contemporáneo a D1, por lo que la fase D2 se desarrolló en condiciones transicionales de *subsolidus* a *suprasolidus*.

Las estructuras S2 consisten en bandas estromáticas paralelas o ligeramente discordantes a S1, asimismo planos de segregación de líquido oblicuos a S1 (Figura 25-a) relacionados a bandas de cizalla extensional incipientes (camino a la Guadalupe; carretera al NE de Pie de la cuesta), a foliaciones curvadas por flujo interfolial y a rotación incipiente de megacrístales o bloques refractarios (Figura 25-a). L2 consiste básicamente en una lineación mineralógica principalmente de las fases máficas, la cual está mejor desarrollada en las porciones migmatíticas residuales (p.e. melanosomas) y en los mesosomas. La orientación de la foliación S2 posee una tendencia dominante ESE-ONO con echados de 40°-50° inclinados al N (Figura 23), sin embargo esta estructura se encuentra comúnmente plegada y modificada por los eventos sucesivos y es probable que algunas de las estructuras observadas como tal correspondan a una megaestructura D3.

La fase de deformación D3 se caracteriza por el desarrollo de estructuras de deformación que manifiestan un marcado contraste de competencia entre niveles de roca adyacentes. A nivel de afloramiento es claro que el aumento en la fracción de leucosoma (>20%), que caracteriza las zonas diatexiticas, marca un cambio radical en el régimen de la deformación y en el estilo de las estructuras, favoreciendo el desarrollo de una deformación sumamente heterogénea (NE de Cacahuatpec; Tulixtlahuaca; San Pedro Amuzgos). Las principales características de esta fase consisten en: 1) la deformación de las estructuras metamórficas (D1) y metatexiticas (D2) ocasionada por un proceso de migración de leucosoma a escala métrica, plegamiento y acumulación local en zonas de baja deformación. El desarrollo de un conjunto de planos S3 y líneas L3 está relacionado principalmente a la formación de un plegamiento asimétrico e isoclinal de las estructuras D1-D2. Finalmente, 2) el desarrollo de una estructura anisotrópica ligada a la segregación migmatítica (Figura 26).

Los planos S3 consisten principalmente en una foliación de plano axial de pliegues alargados (Twiss, 1988) aproximadamente simétricos y a menudo similares (Ramsay, 1967; Buenavista; Figura 25-c) y a la crenulación de pliegues asimétricos disarmónicos comúnmente volcados (Arroyo Yutatita; Sur de San Pedro Amuzgos; Figura 25-d). Los planos S3 pueden también asociarse a una foliación diatexitica relacionada a estructuras schöllens-schlieren (San Pedro Amuzgos; Tulixtlahuaca; Arroyo la Pastora, Figura 25-e).

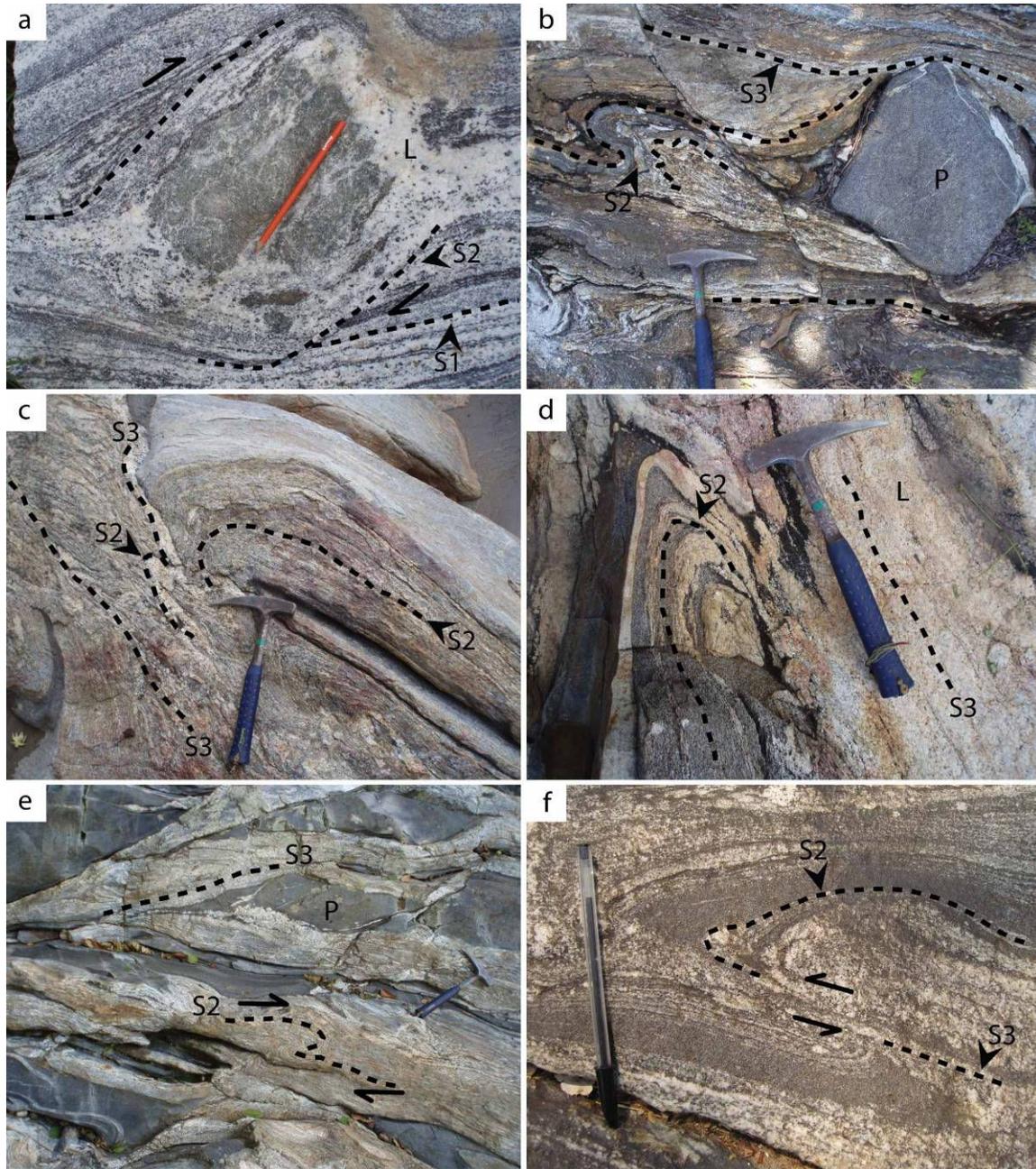


Figura 25. Deformación sin-migmatítica D2-D3. a) Megacrystal de clinopiroxeno rotado inmerso en el leucosoma (L) de una metatexita orto-derivada, una incipiente foliación S2 se sobrepone a la foliación gnésica, sin embargo en la parte inferior derecha de la fotografía se observa una horizontalidad entre el neosoma y la estructura relicta que da lugar a una foliación compuesta S1-S2. b) Se observa una banda plegada y un bloque rotado de paleosoma anfibolítico (S2). En los bordes de ese dominio se observa una foliación sub-horizontal (S3) desarrollada durante una fase compresional no coaxial que pliega de forma asimétrica la foliación S2. c) Plegamiento isoclinal de la estructura S1-S2 acompañado de segregación de leucosoma en las zonas de charnela. Se observa una foliación de plano axial S3. d) Plegamiento isoclinal de la estructura S2 en una diatexita orto-derivada. La estructura estromática (S2) se encuentra destruida por el emplazamiento de un leucosoma que exhibe una textura fluidal S3 paralela a las superficie axial del plegamiento. e) Metatexita-diatexita para-derivada con un neosoma leucocrático estromático plegado de forma asimétrica. Los lentes de paleosoma P (meta-grauvaca) se desprenden a partir de estructuras ductil-frágiles para formar una estructura schöllén. Ambas, superficie de corrimiento y foliación de plano axial coinciden y constituyen estructuras S3. f) Plegamiento asimétrico-isoclinal de bandas estromáticas, se observa migración de leucosoma asociado a la superficie axial del pliegue, asimismo acumulación de leucosoma en la zona de charnela.

Otras estructuras características de la fase D3 consisten en planos de corrimiento ductil-frágil de alta temperatura de bloques competentes de paleosoma o mesosoma (Figura 25-f), así como foliaciones oblicuas respecto a S1-S2 debido a la rotación de bloques relictos de paleosoma o de metatexita estromática (Arroyo la Mariscal, Figura 25-b). Las líneas L3 están representadas por microestructuras de crenulación del plegamiento progresivo, así como por la orientación preferencial de minerales relacionados a las reacciones de fusión y a un proceso de flujo diatexítico, el cual ha tenido un mejor desarrollo en las unidades meta-sedimentarias.

La orientación de las estructuras D3 es bastante variable e incluso contrastante. Las estructuras disarmónicas están relacionadas a las zonas donde prevalecen los niveles litológicos fértiles y donde abundan las estructuras diatexíticas. En el resto del área de estudio el plegamiento desarrollado durante D3 es más constante, aunque típicamente las estructuras se observan transpuestas debido a la sobreposición de la deformación subsecuente. No obstante un número bastante modesto de mediciones, así como la aleatoriedad de las estructuras y la modificación producida por los eventos posteriores (D4-D5), se observa una ligera tendencia con echados de 30°-50° al SO y de 30°-60° al NO (Figura 23).

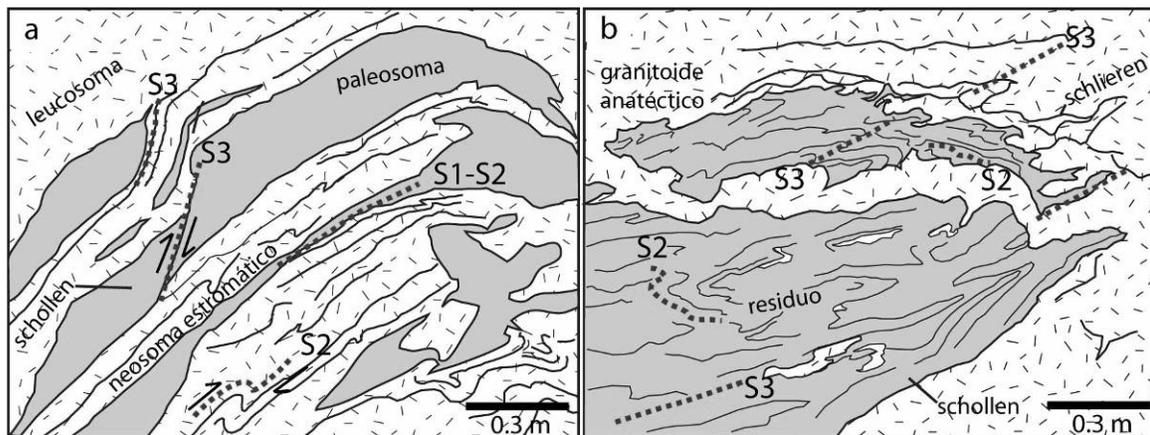


Figura 26. Transición estructural D2-D3. La figura esquemática ilustra la transición de la estructura predominantemente estromática S2 hacia una estructura diatexítica S3. Las bandas estromáticas S2 se encuentran plegadas de forma asimétrica y se desarrollan zonas de desprendimiento S3 (a). Conforme la deformación evoluciona se desarrolla un plegamiento isoclinal de S2 formándose una foliación de plano axial S3 que coincide con la orientación de las estructuras schollen y schlieren durante el flujo diatexítico (b).

7.3.3 Deformación post-migmatítica (D4-D5)

La deformación post-migmatítica está representada por todos aquellos elementos texturales y estructurales que se sobreponen a la estructura primaria de los neosomas y claramente son posteriores al evento metamórfico-migmatítico. Las estructuras D4+n en general se desarrollaron en condiciones de bajo grado metamórfico y en un régimen de deformación dúctil-frágil. El estilo de las distintas

estructuras, así como el predominio y distribución de ciertos tipos, permite distinguir al menos dos fases distintas denominadas D4 y D5.

La fase D4 consiste en una deformación dúctil-frágil de bajo grado durante la cual se desarrolló un plegamiento asimétrico-isoclinal a escala variable, caracterizado por un arreglo comúnmente disarmónico y en ocasiones de tipo similar (Ramsay, 1967) producido por la variación litológica intrínseca de la secuencia migmatítica (S1-S2; Figura 27). A escala de afloramiento las estructuras D4 se reconocen por la presencia de planos de cizalla subhorizontales S4 relacionados a estructuras S-C a escala variable (Figura 27-e-f), asimismo por la presencia de flancos de plegamiento con echados de entre 10° - 50° al O-NO (Figura 27-b) o excepcionalmente sub-verticales y una foliación de plano axial (S4) que indican una vergencia al E-SE (Ipalapa; Río Lagartero; Arroyo el Achote, Figura 23). Las líneas L4 consisten en ejes de plegamiento y crenulación sub-horizontales (0° - 15°) y lineaciones miloníticas de bajo ángulo orientadas al N-NE (San Pedro Apostol) (Figura 27-d).

Otra característica mesoscópica claramente reconocible a nivel de afloramiento es la presencia de zonas miloníticas que transforman notablemente la microestructura metamórfica-migmatítica y de las cuales resulta complicado conocer y cartografiar su extensión. Sin embargo, es posible que se encuentren relacionadas a los niveles de corrimiento de las estructuras de plegamiento asimétrico y excepcionalmente a estructuras de retro-cabalgamiento como se observa en las cercanías de San Pedro Amuzgos (Figura 22). Estas zonas se encuentran cortadas por filones graníticos pegmatíticos-aplíticos asociados a las intrusiones oligocénicas (Figura 27-c), los cuales muestran evidencia de haberse emplazado en un encajonante relativamente frío, esta relación sugiere una cronología anterior a ~ 30 Ma para la fase D4.

El estilo de las distintas estructuras desarrolladas durante D4, la clara sobreposición a las estructuras migmatíticas y la relación de corte de los cuerpos oligocénicos manifiestan una fase de metamorfismo de bajo grado en condiciones de esquistos verdes asociada a un evento de deformación transpresiva ocurrido después del pico térmico hasta el emplazamiento relativamente superficial del arco magmático oligocénico.

La fase D5 consiste en una defromación dúctil-frágil de bajo grado representada por una serie de zonas de cizalla sub-verticales de magnitud kilométrica y orientación E-O (Alto de las mesas; El Tecolote; Pie de la Cuesta, Figura 23) que afecta tanto a las unidades del CMM como a la unidad plutónica del CMM, por lo que posee una edad oligocénica tardía o post-oligocénica ($\square 28$ Ma). Estas zonas se caracterizan por presentar una foliación milonítica (S5), en ocasiones con variación a una textura cataclástica y por la presencia de una gama de indicadores cinemáticos bien desarrollados asociados a un proceso moderado de recristalización dinámica que indican una deformación de

mediana a baja temperatura (<300°C). La cinemática de estas megaestructuras es sinistral y típicamente presentan un sistema de fallas normales asociado de orientación NE-SW (Sayultepec; Chicapilla) y un sistema antitético de cinemática dextral (El Naranjo; Sur de Buenavista).

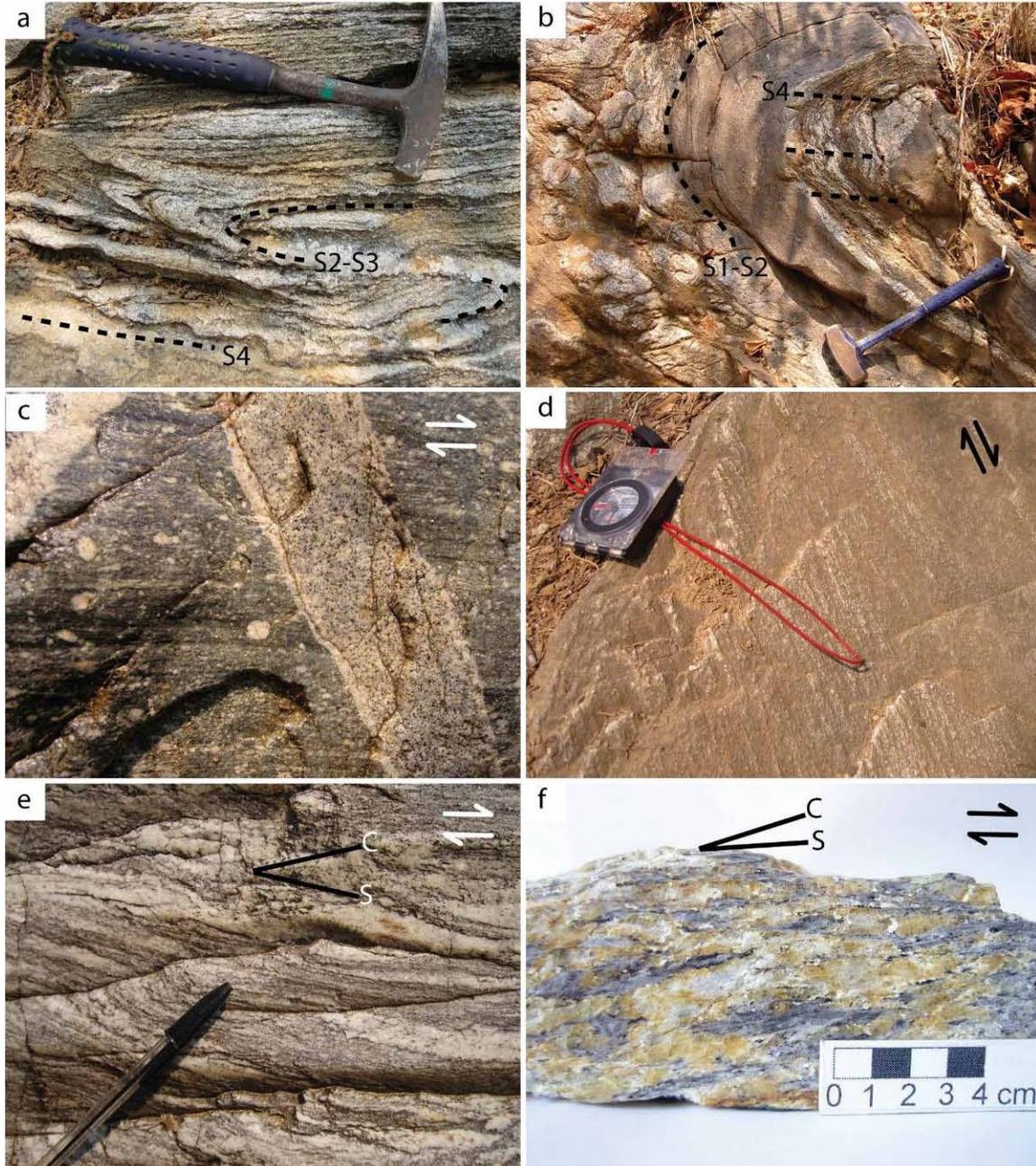


Figura 27. Deformación post-migmatítica D4. a) Plegamiento asimétrico-isoclinal de la estructura migmatítica, la estructura no presenta evidencias de deformación en presencia de fundido anatético. Nótese el plano axial sub-horizontal S4. b) Plegamiento asimétrico-cerrado de una secuencia metatexítica para-derivada. Nótese la disarmonía del plegamiento en los distintos niveles litológicos. Se observa una foliación por crenulación S4 y un eje de plegamiento sub-horizontal. c) Microestructura milonítica-ultramilonítica con indicadores cinemáticos bien desarrollados que posee una foliación espaceada S4 con recristalización dinámica de cuarzo moderada. Un filón granítico corta netamente la estructura, nótese los bordes de enfriamiento de dicho cuerpo. c) Lineación milonítica L4. e) y f) Estructuras S-C en neosomas para-derivados.

8. Análisis petrográfico

Las unidades litológicas de la región de Cacahuatpec-Amuzgos son secuencias morfológicamente y composicionalmente heterogéneas tanto a nivel mesoscópico como a nivel microscópico. Una característica bastante frecuente en estas rocas es la presencia de estructuras de deformación que modifican parcial o totalmente la estructura y la textura migmatíticas. Reconocer los distintos procesos ocurridos durante la evolución del CMM de la zona de estudio implica primeramente identificar las distintos dominios litológicos que conforman la migmatita a nivel de afloramiento y eventualmente distinguir los elementos que modifican las relaciones originales de cada una de estas porciones.

En esta sección se describen y analizan las características microestructurales y paragenéticas de las unidades metamórfico-migmatíticas de 50 estaciones de muestreo, en muchas de las cuales se analizaron distintas porciones del afloramiento con el objetivo de caracterizar individualmente y en conjunto los distintos dominios petrográficos de las unidades metatexíticas y diatexíticas (ver sección de unidades litológicas).

La secuencia en que se presenta la descripción petrográfica sigue la lógica planteada hasta ahora en la tesis. Primeramente se describen las características microscópicas pre-migmatíticas de los litotipos metamórficos considerados como protolitos. En segundo lugar se presenta la descripción petrográfica de los orto y para-derivados del proceso migmatítico. Y finalmente se describen las características mineralógicas y microestructurales de las asociaciones que se sobreponen a la estructura migmatítica y representan la evolución migmatítica tardía y post-migmatítica de la zona de estudio.

8.1 Microestructuras y paragénesis pre-migmatíticas (protolitos metamórficos)

Los paleosomas ocurren principalmente como niveles refractarios y poseen características petrológicas desarrolladas en condiciones de mediano a alto grado metamórfico. En consecuencia, la estructura y textura de estas rocas pueden incluir algunos elementos relictos relacionados a las condiciones previas al proceso de fusión parcial.

8.1.1 Paragneises y meta-grauvacas

La paragénesis principal observada en los paragneises consiste en: cuarzo+plagioclasa

+biotita+feldespatos-K+titanita+apatito+zircón±granate±rutilo±grafito±calcita. Este litotipo exhibe normalmente una textura foliada lepidoblástica que da lugar a una típica esquistosidad continua, a grosso modo equigranular (Figura 28-e). El tamaño de grano varía de fino a medio, entre las distintas muestras. Son característicos sus arreglos poligonales, típicos de agregados de cuarzo-mica, con ángulos diedrales de ~180°. En algunos niveles o de un afloramiento a otro la textura puede variar a una foliación de esquistosidad espaciada, sub-equigranular de grano fino a grueso con microlitones mono- o poliminerales ricos en cuarzo y feldespatos ensamblados en mosaicos poligonales de ángulos diedrales cerrados.

La biotita es el mineral máfico dominante asociado con la foliación. Ocurre también de manera intersticial entre cuarzo y plagioclasa, en cuyo caso llega a ser significativamente oblicua (10°-60°) a su orientación principal. Grafito, rutilo, calcita y zircón llegan a observarse asociados a la biotita, presentándose orientados de manera paralela. La plagioclasa varía de anedral a subedral y está asociada a cuarzo y feldespatos-K intersticiales. En algunos casos presenta tamaños relativamente mayores al resto de las fases, constituyendo texturas porfidoblásticas incipientes. Llega a presentar tanto maclas primarias como maclas de deformación, así como una extinción ondulante y en algunos casos inclusiones redondeadas de cuarzo. El cuarzo es comúnmente anedral con bordes lobulados entre el feldespatos-K y la plagioclasa. Llega a presentar evidencias de deformación a manera de *ribbons* y subgranos, pero no es posible determinar si dicha deformación corresponde a D1 o si es producto de las fases D2-D4. Los minerales accesorios principales son apatito, zircón y titanita, los cuales se presentan como inclusiones euedrales y subedrales.

La paragénesis principal observada en las meta-grauvacas consiste en: cuarzo+plagioclasa+biotita+sillimanita+granate+zircón+apatito+óxidos de Fe. Estos litotipos presentan una textura típicamente porfidoblástica con fenoblastos de granate o sillimanita en una matriz foliada lepidoblástica que produce una esquistosidad continua e inequigranular característica (Figura 28-h). El tamaño de grano de este litotipo es variable de fino a grueso y se observan agregados minerales poligonales o inter-lobulados con morfologías muy variadas.

El granate se presenta generalmente como poiquiloblasto de dimensiones menores a 1 cm, presenta inclusiones redondeadas e irregulares de tamaños variables que en ocasiones forman patrones de foliación relictos (Figura 28-h). La biotita es texturalmente variable, con tamaños que varían de fino a grueso y formas subedrales o anedrales. En la matriz su orientación es paralela a la foliación y está asociada a la sillimanita, ambas pueden encontrarse crenuladas. Relacionada al cuarzo y a la plagioclasa forma mosaicos poligonales de ángulo diedral abierto. Asimismo, puede presentarse como inclusión sub-redondeada en el granate o rellenar sus fracturas. Cuarzo y feldespatos constituyen agregados poligonales e interlobulados y comúnmente exhiben deformación

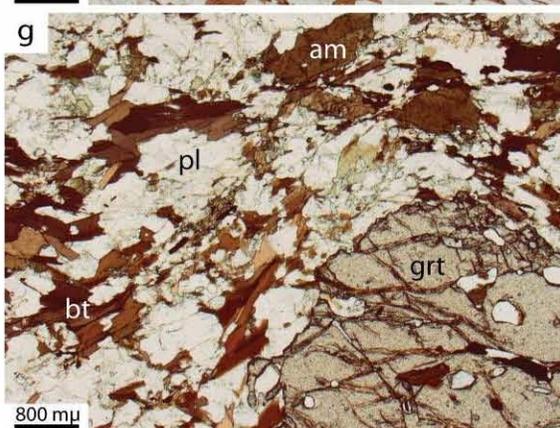
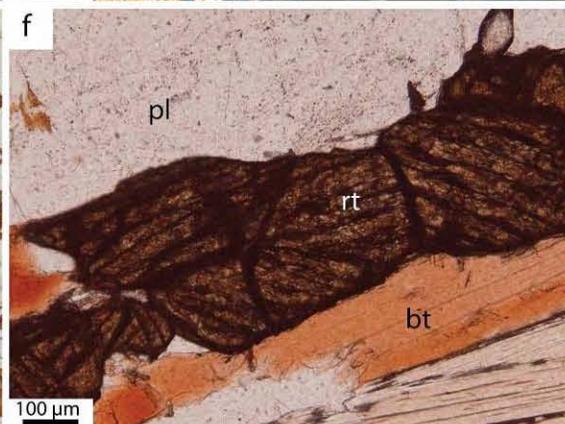
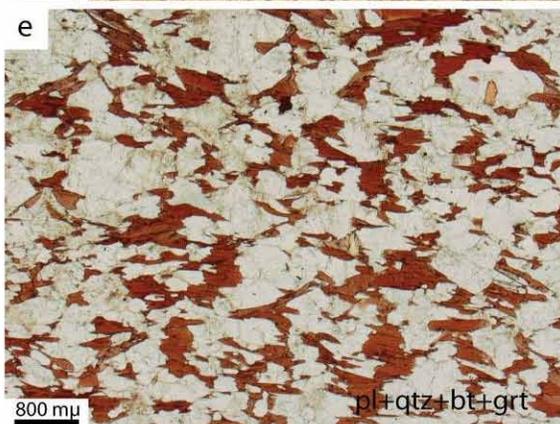
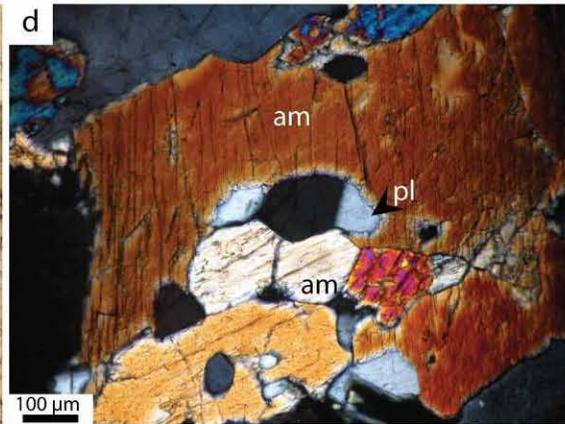
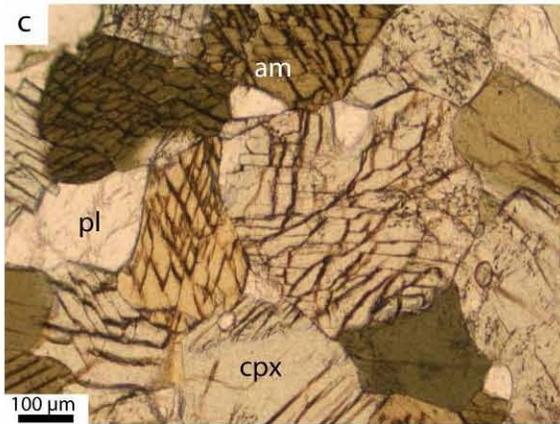
intracrystalina. El cuarzo presenta subgranos y extinción ondulante, es común observarlo formando *ribbons* discretos que en algunos casos producen un foliación discontinua moderadamente desarrollada (Figura 28-h).

8.1.2 Paragneises anfibolíticos

La paragénesis típica de esta litología está formada por: plagioclasa+biotita+anfíbol+granate+cuarzo+ilmenita+zircón+apatito±ortopiroxeno. Su microestructura es principalmente granoblástica a moderadamente foliada inequigranular y típicamente se presenta como un ensamble porfidoblástico con fenoblastos de granate e incluso plagioclasa o anfíbol en una matriz poligonal rica en plagioclasa y biotita con ángulos diedrales abiertos (150°-180°). El tamaño de grano varía de fino a grueso entre los distintos afloramientos pero esencialmente conserva su carácter porfidoblástico (Figura 28-g).

La plagioclasa es el principal constituyente de la matriz, posee formas anedrales a subedrales y un maclado primario polisintético. Se le observa reemplazada en sus bordes por cuarzo anedral y se encuentra limitada a través de contactos rectos por biotita y anfíbol (Figura 28-g). Excepcionalmente llega a formar fenoblastos poiquilíticos con inclusiones redondeadas de cuarzo y plagioclasa. Biotita y anfíbol son los componentes máficos principales. Se encuentran formando agregados interlobulados producidos por la migración mutua de sus bordes y su orientación preferencial es la responsable de la foliación moderada de este litotipo. La biotita llega a presentarse también como inclusiones redondeadas de color ocre dentro del granate. El granate se presenta como poiquiloblasto de dimensiones variables (2mm-5cm). Presenta inclusiones redondeadas de cuarzo, plagioclasa, biotita, ilmenita y apatito que forman patrones de foliación relictos. Comúnmente presenta texturas coroníticas de plagioclasa y sus fracturas llegan a presentarse rellenas de mica o clorita. El cuarzo posee una abundancia moderada (<15%) y es texturalmente muy variable. Generalmente exhibe extinción ondulante y es típicamente anedral en bordes de intercrecimiento, pudiendo ocupar los sitios intersticiales entre plagioclasa, biotita y anfíbol. El ortopiroxeno es escaso y su ocurrencia está restringida a las zonas de contacto de granate-anfíbol-biotita.

Figura 28. Protolitos metamórficos. a) Metatonalita de plagioclasa+cuarzo+biotita+anfíbol (Norte de Pie de la Cuesta). b) Dominio poligonal de plagioclasa+anfíbol en anfíbolita (Sur de Ixcapa). c) Anfíbolita de clinopiroxeno con textura poligonal (San Pedro Amuzgos). d) Cristal de anfíbol con inclusión de relicto poligonal anfíbolítico (Cacahuatpec) e) Paragneis meta-psamítico de plagioclasa+cuarzo+biotita+granate que permanece como nivel refractario en la secuencia metatexitica (Río el Camarón). f) Detalle de la asociación plagioclasa+biotita+rutilo+cuarzo en paragneises meta-psamíticos (Arroyo el Mapache). g) Paragneis anfíbolítico con fenoblastos sin-cinmáticos de granate y matriz foliada de mica y anfíbol (Río el Camarón). h) Esquisto metapelítico con fenoblastos poiquilíticos de granate en matriz foliada rica en biotita y sillimanita (Vereda San Pedro Amuzgos- La Guadalupe).



8.1.3 *Ortogneises cuarzo-feldespáticos*

De manera general, su paragénesis puede ser expresada de la siguiente forma: plagioclasa+cuarzo+biotita+anfíbol+apatito+zircón +titanita±feldespato-K±granate. Estos litotipos se caracterizan por mostrar de forma clara las estructuras de deformación desarrolladas durante la fase D1 tanto a meso-escala como a micro-escala (Arroyo el Mapache; E de Costatitlán; Carretera Buenavista-Cacahuatpec).

La textura de este litotipo es variable y depende en gran medida de la proporción de minerales máficos y de la presencia o ausencia de anfíbol (Figura 28-a). Los litotipos cuyo principal constituyente máfico es la biotita poseen una textura predominantemente granoblástica equigranular, pudiendo presentar una foliación espaciada incipiente con dominios interfoliales xenoblásticos ricos en plagioclasa y cuarzo. Solo en algunos casos la textura puede ser porfídoblástica con fenoblastos euedrales-subedrales de plagioclasa y matriz foliada lepidoblástica. El tamaño de grano varía de medio a grueso y los agregados minerales poseen morfologías poligonales de ángulos diedrales semi-abiertos.

La plagioclasa comúnmente se encuentra deformada y presenta recristalización hacia sus bordes, generando estructuras de manto y núcleo. Al contacto entre el feldespato-K y el cuarzo es común la presencia de texturas de exolución. El cuarzo es predominantemente anedral y a menudo se encuentra rellenando intersticios entre plagioclasa o migrando a través de sus bordes. Presenta evidencias de recristalización dinámica como son extinción ondulante, dominios de subgranos y estructuras *ribbon* poco desarrolladas. La biotita presenta formas euedrales a subedrales y ocupa generalmente sitios intersticiales; sin embargo, presenta grados distintos de recristalización que puede generar contactos netos con el resto de los minerales y así controlar las características de la foliación. Los minerales accesorios más comunes son el apatito y el zircón, que presentan formas típicas redondeadas y bordes de recristalización.

Los niveles litológicos que presentan tanto biotita como anfíbol presentan texturas granoblásticas poligonales más desarrolladas con ángulos diedrales de $\sim 120^\circ$ y con frecuencia se observan inclusiones redondeadas de plagioclasa y cuarzo. Además, se caracterizan por presentar una foliación continua producida por la formación de agregados máficos de biotita-anfíbol visible en muestra de mano o a nivel de afloramiento (Figura 28-a). El anfíbol y la biotita presentan contactos lobulados producidos por la migración de borde entre ambas fases. Asimismo, la plagioclasa y el cuarzo comúnmente sustituyen en sus bordes al anfíbol en estructuras de ángulo diedral cerrado ($\sim 60^\circ$).

8.1.4 Anfibolitas

La paragénesis general de este litotipo puede ser expresada de la siguiente manera: plagioclasa+anfíbol+ilmenita+ zircón±clinopiroxeno±cuarzo±biotita±titanita. De acuerdo a su composición mineralógica (pre-migmatítica) se distinguen las anfibolitas cuyos constituyentes máficos son clinopiroxeno y anfíbol, de las que únicamente contienen anfíbol. Esta diferencia mineralógica y algunas otras, como la presencia de biotita y cuarzo, se atribuye a la diversidad en composición de roca total de los distintos niveles anfibolíticos, más que a variaciones en las condiciones metamórficas del complejo.

La textura de esta unidad es típicamente granoblástica a nematoblástica equigranular (Figura 28-b-c). En algunos casos, se observan bandas milimétricas de plagioclasa recrystalizada, anfíbol o clinopiroxeno que definen una foliación con distintos grados de desarrollo. El tamaño de grano entre las distintas muestras estudiadas varía de fino a grueso y los agregados minerales definen ensambles poligonales característicos muy bien definidos (Figura 28-b). Las micro-estructuras de deformación principales están relacionadas a un micro-plegamiento cerrado e isoclinal asociado a la deformación D1-D2 y a una recrystalización sin-cinemática de anfíbol y plagioclasa.

El clinopiroxeno se presenta en cristales euedrales a subedrales incoloros o verdes débilmente pleocróicos (Figura 28-c). Solo en casos excepcionales se observa una relación textural que ponga en evidencia su formación a partir del anfíbol (p.e. bordes corroídos, pseudomorfo, etc). Más bien, los mosaicos poligonales de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa, con bordes rectos muy bien definidos sugiere que la roca experimentó una etapa suficientemente prolongada para equilibrarse texturalmente y lograr arreglos de baja energía en condiciones próximas a la facies granulítica (Cacahuatpec; carretera Cacahuatpec-Ocotlán; intercalaciones en San Pedro Amuzgos; Sur de Ixcapa). El anfíbol presenta formas euedrales y anedrales. Con frecuencia se observan morfologías lobuladas y ángulos diedrales reducidos al contacto con plagioclasa que migra a través de sus bordes. En algunos casos exhibe un carácter poiquiloblástico con inclusiones irregulares de plagioclasa e ilmenita (Figura 28-d). La plagioclasa posee formas subedrales y su recrystalización determina el desarrollo de una foliación espaciada incipiente. Comúnmente exhibe una interposición de su maclado primario por un maclado de deformación en forma de cuñas, asimismo presenta con frecuencia extinción ondulante y en casos aislados desarrolla subgranos. La ilmenita representa un mineral accesorio importante, su abundancia modal llega a ser hasta del 10% en algunos niveles de concentración (S de Ixcapa). En general se encuentra distribuida de manera homogénea ocupando los sitios intersticiales del mosaico poligonal. También ocurre como inclusión en anfíbol o plagioclasa en cuyo caso puede presentar bordes de alteración concéntricos de titanita (Cacahuatpec; S de Ixcapa).

8.2 Microestructuras y paragénesis migmatíticas (neosomas)

8.2.1 CMM meta-sedimentario

Los melanosomas y los mesosomas para-derivados se caracterizan por mostrar un alto contenido de biotita asociada comúnmente a otras fases minerales ferro-magnesianas. Las paragénesis principales de estos dominios consisten en: plagioclasa+biotita+sillimanita+cuarzo+feldespato-K+granate+ilmenita+zircón (meta-grauvacas y meta-pelitas) y plagioclasa+biotita+ cuarzo+feldespato-K+ilmenita+zircón+apatito± granate±monazita±grafito (meta-psammítas). Los leucosomas a menudo poseen asociaciones minerales más simples y se caracterizan por la predominancia de feldespatos y cuarzo: plagioclasa+cuarzo+feldespato-K±biotita±granate.

Las fracciones melanocráticas poseen texturas foliadas inequigranulares con tamaño de grano variable de fino a grueso y constituyen dominios a modo de bandas discontinuas milimétricas o de escasos centímetros, con terminaciones comúnmente aboudinadas. Estas microestructuras presentan a menudo formas curvadas o incluso onduladas que envuelven dominios lenticulares de leucosoma (Figura 29-a). Estas estructuras en su conjunto, sugieren un proceso de deformación sin-anatética (D2-D3) que produce un reacomodo de material residual durante el flujo y acumulación del leucosoma. Los melanosomas están formados principalmente por acumulaciones de biotita hipidiomórfica residual comúnmente imbricada, con su lado largo orientado conforme a la foliación (Figura 29-b-c) y ocasionalmente se presenta crenulada (D3-D4; Figura 32-g) o cizallada (zonas miloníticas; Figura 32-e). Sin embargo en algunos casos, en el contacto entre melanosoma y leucosoma, la biotita ocupa los sitios intersticiales entre el cuarzo y los feldespatos con una orientación oblicua e incluso perpendicular a la foliación. Estas texturas sugieren que la biotita de estos dominios es en parte un producto residual de fusión parcial y en parte un producto cristalizado a partir del fundido anatético o recristalizado a partir de cristales de biotita residual. En las migmatitas derivadas de meta-grauvacas y meta-pelitas la sillimanita suele estar asociada a la biotita y es un importante mineral formador de melanosomas (Figura 29-a-c; Arroyo Yutatita, El Naranjo; Norte de Ixcapa). Ocurre como cristales de hábitos prismáticos característicos y su tamaño es bastante variable. En numerosos casos se le encuentra formando acumulaciones de dimensiones milimétricas o centimétricas en forma de lentes, orientadas según la foliación o simplemente se encuentra intercrecida con la biotita (Figura 29-c-d). El granate es un mineral bastante común pero no siempre presente en los melanosomas. Se muestra como cristales idioblásticos o hipidioblásticos de dimensiones inferiores a 0.5 cm (Figura 29-f), en ocasiones exhibe un carácter poiquilítico con inclusiones prismáticas e irregulares de zircón, apatito, óxidos de Fe-Ti, cuarzo y excepcionalmente de agregados cuarzo-feldespáticos de composición y textura similar al leucosoma (Arroyo Yutatita).

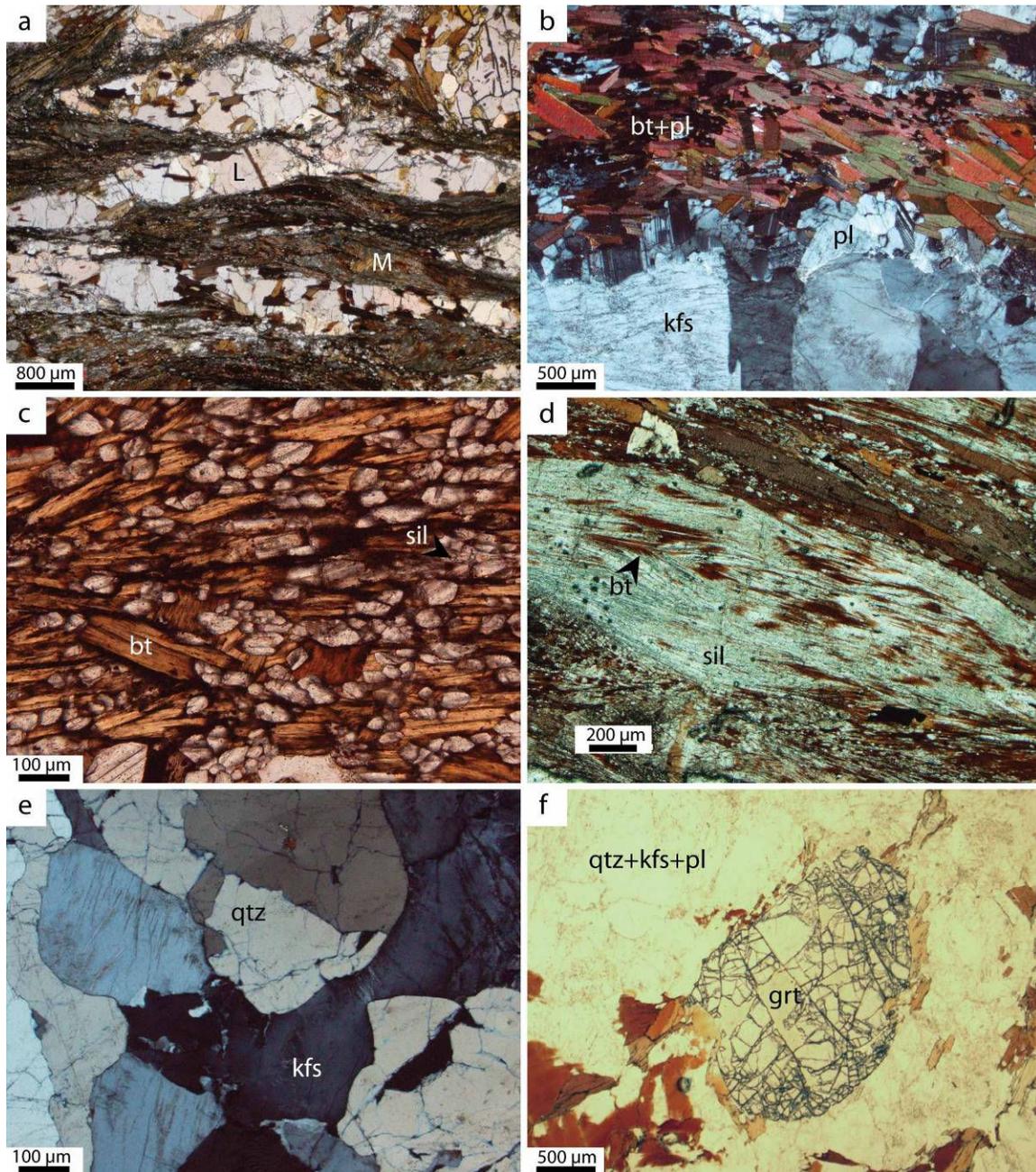


Figura 29. Neosomas para-derivados. a) Microestructura estromática en metatexita meta-pelítica, la foliación espaciada y los dominios lenticulares de leucosoma (L) y melanosoma (M) se deben probablemente a un proceso de deformación sin-migmatítica (D2-D3) (Sur de la Guadalupe). b) Contacto entre melanosoma y leucosoma en una meta-grauvaca metatexítica. El leucosoma presenta un enriquecimiento de plagioclasa maclada justo al contacto con el melanosoma, el resto es rico en feldespato-K (Cercanías de Chicapilla). c) Melanosoma rico en biotita y sillimanita en nivele residual diatexítico (NE del Cerro la Caja). d) Lente de sillimanita con inclusiones relictas de biotita en diatexita meta-pelítica (Vereda San Pedro Amuzgos-Ipalapa) e) Leucosoma con feldespato-K intersticial y cuarzo deformado (Cercanías de Chicapilla) f) Leucosoma con porfídoblasto de granate y biotita hipidiomórfica (Río el Camarón).

Los leucosomas son agregados policristalinos de grano mediano a grueso con texturas típicamente magmáticas (Figura 29-b-e). Ocurren principalmente como dominios interfoliales de

dimensión milimétrica o centimétrica y en algunos casos como manchas cuarzo-feldespáticas relacionadas a cristales corroídos de biotita. Una característica común de estos dominios es la ocurrencia de cristales idiomorfos o hipidiomorfos de plagioclasa o feldespato-K en contacto mutuo, formando agregados cristalinos (Figura 29-b) cuyos intersticios están ocupados por cuarzo y/o biotita.

La plagioclasa es el mineral más abundante en los leucosomas y su morfología pueden variar significativamente de una muestra a otra. En general exhibe bordes rectos en contacto con cuarzo y feldespato-K, aunque son comunes los bordes engolfados y los intercrecimientos mirmequíticos. El feldespato-K posee comúnmente un carácter pertítico y en su mayoría carece de maclado. En ciertos casos sus relaciones texturales sugieren una cristalización simultánea con la plagioclasa pero es común observarlo ocupando los sitios intersticiales de ensambles de plagioclasa o cuarzo (Figura 29-e). En zonas adyacentes al melanosoma algunos cristales de feldespato-K pueden exhibir bordes dentados al contacto con la biotita, así como inclusiones irregulares de plagioclasa, biotita y óxidos de Fe y Ti. El cuarzo se presenta típicamente como cristales xenomórfos a menudo interlobulados e intersticiales, con crecimientos que reemplazan a través de sus bordes al resto de las fases. La presencia de cuarzo *ribbon* formando dominios monocristalinos alargados (Figura 32-c), así como el desarrollo de subgranos y extinción ondulante (Figura 29-e) son manifestaciones de deformación intracristalina frecuentes en los leucosomas.

8.2.2 CMM meta-ígneo

Las asociaciones minerales observadas en los mesosomas y melanosomas orto-derivados (respectivamente) pueden ser expresadas de modo general de la siguiente forma: plagioclasa+cuarzo+óxidos de Fe-Ti±biotita±anfíbol±clinopiroxeno y anfíbol±biotita±clinopiroxeno±titanita. Los leucosomas se caracterizan por la predominancia de plagioclasa y por la ocurrencia persistente de fases máficas como clinopiroxeno y máfico-hidratadas como anfíbol y biotita (plagioclasa+cuarzo±anfíbol±clinopiroxeno±feldespato-k±biotita) (Figura 30-b-d-f).

Los mesosomas poseen texturas granoblásticas-nematoblásticas inequigranulares de grano medio a grueso (<0.5 cm), conforman mosaicos poligonales de ángulos diedrales cerrados (~60°) y poseen un carácter esencialmente magmático. Aunque texturalmente son similares, estas porciones deben distinguirse de aquellos niveles paleosomáticos que contienen fracciones mínimas de neosoma intersticial.

Los melanosomas consisten en agregados monominerales o poliminerales con textura lepidoblástica-nematoblástica a *grosso modo* equigranular (Figura 30-a-c). Conforman agregados máficos de formas alargadas y discontinuas con dimensiones centimétricas y espesores reducidos (<1.0 cm). Típicamente se presentan en capas finas que rodean a los leucosomas y los separan de las

porciones mesocráticas, sin embargo pueden presentarse también al interior de los leucosomas como agregados aboudinados en forma de micro-schlieren. En las migmatitas derivadas de rocas cuarzo-feldespáticas (p.e. meta-tonalitas) los melanosomas están constituidos por biotita, anfíbol y en menor proporción clinopiroxeno; mientras que en los melanosomas derivados de anfíbolitas el anfíbol es dominante y el clinopiroxeno puede presentarse en proporciones modales de hasta el 50% y raramente la biotita puede ser abundante (Huajintepec, muestras A-22 y A-47).

Los leucosomas orto-derivados consisten en agregados policristalinos de grano medio a grueso (<1.0 cm) que poseen texturas magmáticas isotrópicas y foliadas. Conforman arreglos inequigranulares poligonales, interlobulados e incluso ameboidales (Figura 30-b-d-f). Constituyen dominios leucocráticos de composición granodiorítica-tonalítica con formas y dimensiones diversas.

La plagioclasa se presenta como cristales idiomórficos a xenomórficos (Figura 30-d), en ocasiones posee un carácter poiquiloblástico, con inclusiones redondeadas de cuarzo y apatito. En algunos casos exhibe texturas de exolución de tipo antipertita y el maclado polisintético es una característica frecuente, sólo ocasionalmente exhibe maclas de deformación (Figura 32-b). Al contacto con el feldespato-K presenta bordes comúnmente rectos, aunque también es posible observar interrecimientos simplectíticos (Figura 31-a). El anfíbol ocurre como cristales idiomórficos o xenomórficos con dimensiones y relaciones texturales ampliamente variables. Comúnmente presenta un carácter poiquiloblástico con inclusiones irregulares y redondeadas de cuarzo y plagioclasa (Figura 30-a). En los leucosomas se puede presentar simultáneamente como cristales idiomórficos orientados de forma paralela a la foliación, en equilibrio textural con la matriz que lo contiene y como cristales xenomórficos corroídos que sugieren un proceso de reacción incompleta. La biotita posee variaciones texturales igualmente amplias dependiendo de la morfología migmatítica, del protolito y de la fracción migmatítica donde se encuentre. En el melanosoma de algunas metatexitas se le observa como cristales hipidiomórficos orientados según la foliación. En contraste, en los mesosomas y leucosomas de las migmatitas derivadas de protolitos cuarzo-feldespáticos, se presenta comúnmente sin una orientación definida, ocupando los sitios intersticiales que define el contacto plagioclasa-clinopiroxeno. El clinopiroxeno se presenta como cristales idiomórficos o hipidiomórficos y posee un carácter típicamente poiquiloblástico con inclusiones irregulares de anfíbol, biotita, cuarzo y plagioclasa que pueden llegar a definir patrones de foliación precedente (Figura 30-b-e; Huajintepec). Este mineral se encuentra ampliamente distribuido tanto en los paleosomas como en los neosomas, por lo que se considera que existe al menos una generación pre-migmatítica. Sin embargo, su presencia en los leucosomas, su aparente equilibrio textural-mineralógico y la naturaleza de sus inclusiones, que pudieran representar relictos de reacción, en conjunto sugieren que dicho mineral podría ser también un producto de la reacción de fusión parcial. Cuarzo y feldespato-K ocurren

comúnmente como cristales xenomórficos y ocupan los sitios intersticiales. El cuarzo se encuentra frecuentemente sustituyendo en los bordes al resto de los minerales, generando contactos lobulados (Figura 30-b-f). Son comunes sus texturas de recrystalización, el desarrollo de subgranos y la extinción ondulante en prácticamente todas las muestras estudiadas (Figura 32-a-d).

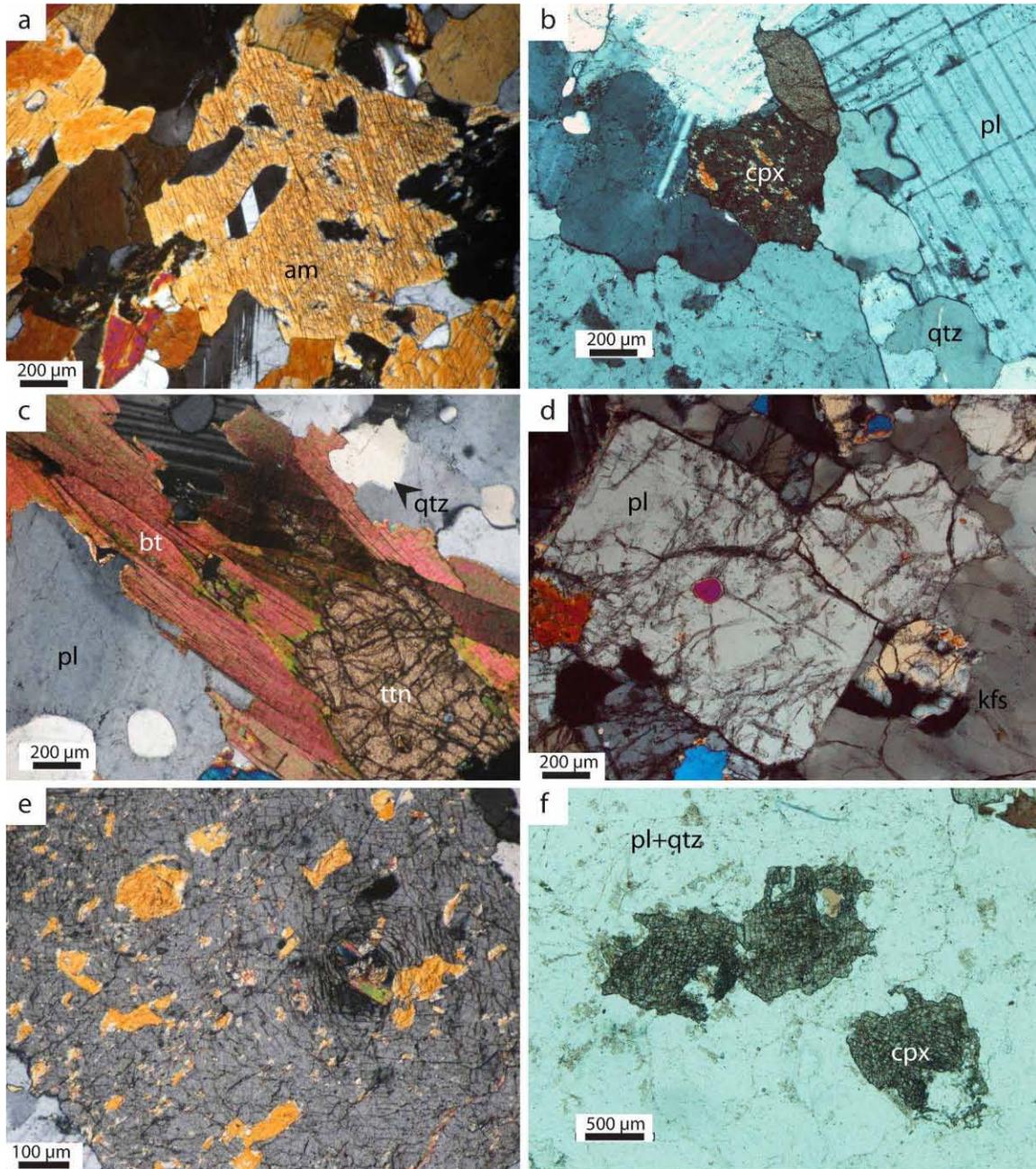


Figura 30. Neosomas orto-derivados. a) Detalle de melanosoma rico en anfíbol en metatexita anfíbolítica (Cacahuatpec). b) Leucosoma de plagioclasa+cuarzo+clinopiroxeno, nótese los bordes rectos de la plagioclasa y el cuarzo xenomórfico lobular (Huajintepec) c) Capa fina de melanosoma de biotita y titanita que separa dominios leucocráticos de plagioclasa y cuarzo en un ortogneis metatexitico (Huajintepec) d) Plagioclasa idiomórfica y feldespato-K intersticial en el leucosoma de una metatexita anfíbolítica (N de Cacahuatpec). e) Poiquiloblasto de clinopiroxeno con inclusiones de biotita y anfíbol

orientadas preferencialmente (Huajintepec). f) Clinopiroxeno hipidiomórfico con engolfamientos de plagioclasa y cuarzo dentro del leucosoma de una diatexita máfica (S de Ixcapa).

8.3 Microestructuras y paragénesis tardo- y post-migmatíticas

La microestructura migmatítica se encuentra afectada por el desarrollo de asociaciones minerales y microestructuras posteriores a la formación de los neosomas. Es posible definir al menos dos etapas diferentes en el tipo de textura, asociación mineral, microestructura de deformación y por ende en las condiciones metamórficas en que fueron desarrolladas: a) una fase de alta temperatura tardo-migmatítica definida por la presencia de una serie de paragénesis y de relaciones texturales que sugieren un desarrollo en condiciones cercanas al *solidus*; y b) una fase post-migmatítica claramente desarrollada en el *subsolidus* en condiciones de baja a mediana temperatura, que se encuentra pobremente desarrollada y está relacionada con las zonas de máxima deformación post-migmatítica del complejo.

8.3.1 Microestructuras y pargénesis de alta temperatura

Una característica común en los paleosomas y en los melanosomas orto-derivados es la presencia de bordes de anfibolitización al contacto con el leucosoma (*selvedges* máficos ?). Excepcionalmente, los porfidoblastos de clinopiroxeno llegan a exhibir bordes ricos en anfíbol en forma de anillos de espesor centimétrico (<2.0 cm; Huajintepec). En otros casos, el anfíbol llega a reemplazar parcial o totalmente al clinopiroxeno de los neosomas. Estas relaciones texturales sugieren un proceso de reacción tardo-migmatítica entre los fluidos remanentes de la fusión y los neosomas parcial o totalmente cristalizados. Sin embargo, es probable que representen un proceso retrógrado con hidratación en una etapa post-migmatítica.

Las unidades para-derivadas exhiben una amplia variedad de texturas de reemplazamiento de la microestructura migmatítica, principalmente bordes de reacción y sustitución parcial o total de las fases de los neosomas (Figura 31-a-f). Los litotipos meta-pelíticos se caracterizan por una asociación frecuente biotita+sillimanita+plagioclasa que ocurren como bordes de reacción en el granate (Figura 31-c; San Pedro Amuzgos). La biotita se presenta como cristales idiomórficos de pequeñas dimensiones y comúnmente se encuentra rellenando las fracturas del granate u ocupando sitios intersticiales oblicuos a la foliación de la matriz.

En algunos niveles metatexiticos y diatexiticos meta-pelíticos sobresale la presencia de cordierita xenomórfica y de intercrecimientos simplectíticos milimétricos de cordierita-cuarzo que reemplazan a través de sus bordes a la biotita y al granate (Figura 31-b; San Pedro Amuzgos).

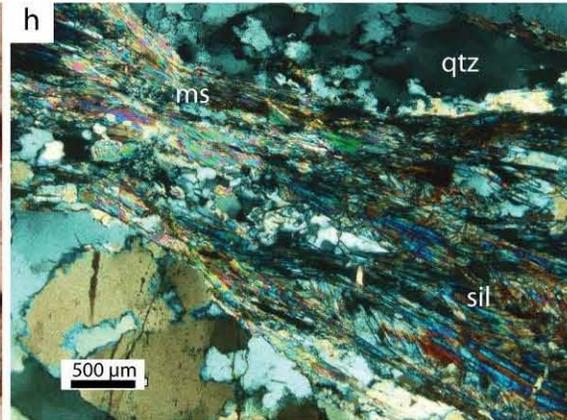
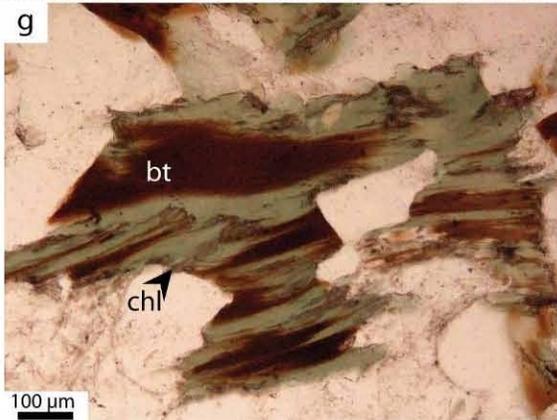
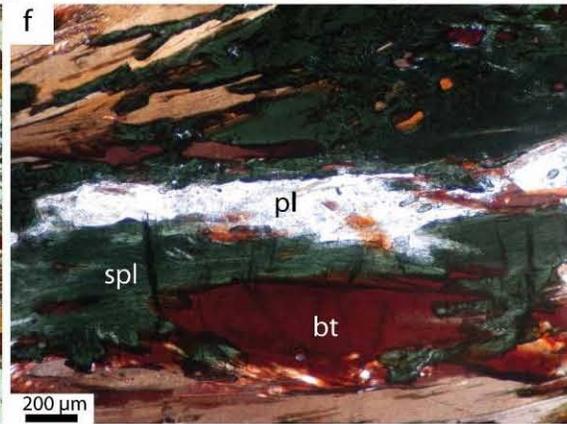
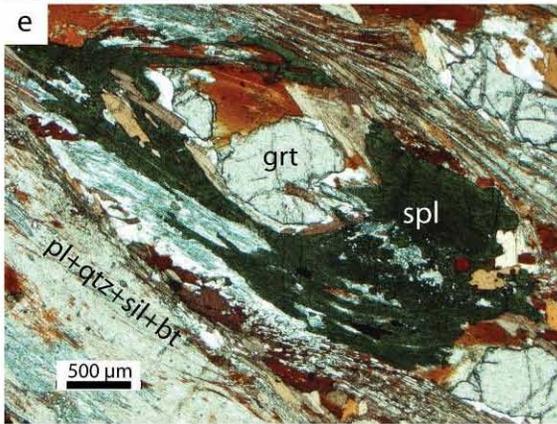
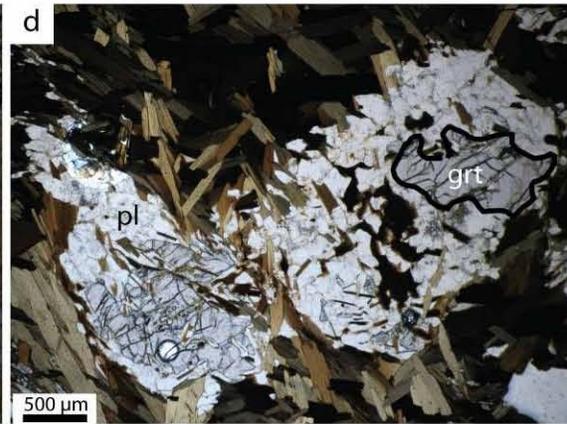
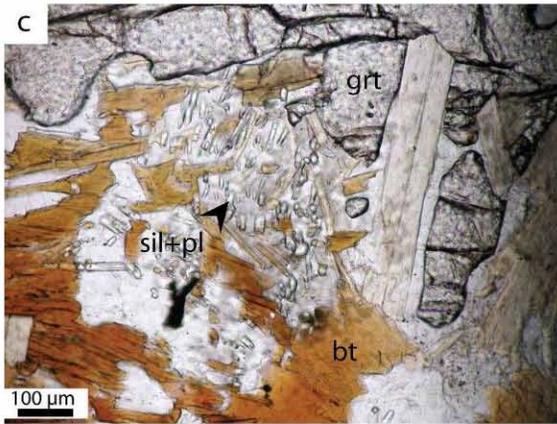
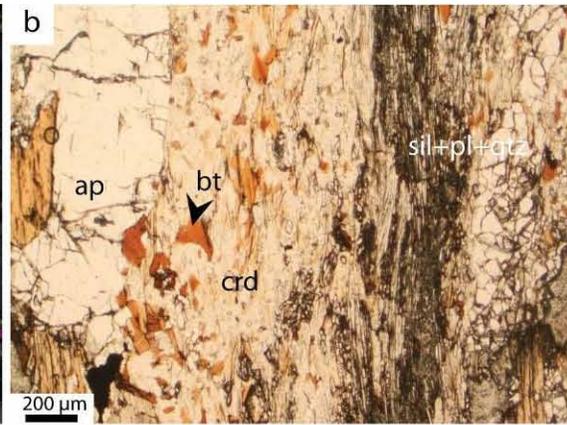
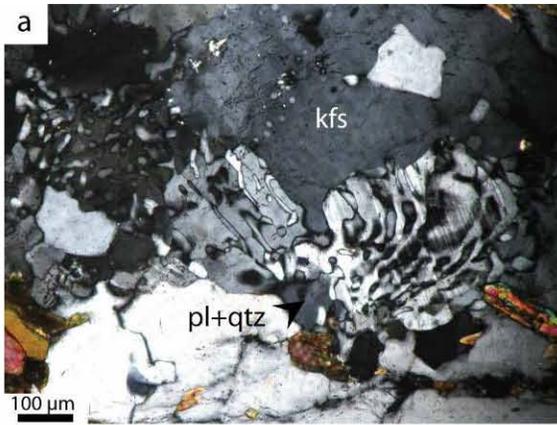


Figura 31. Microestructuras y paragénesis tardo-migmatíticas y post-migmatíticas a) Intercrecimiento mirmequítico al contacto entre plagioclasa y feldespato-K en metatexita orto-derivada (San Pedro Amuzgos). b) Se observa un pseudomorfo de biotita (al centro con relictos pardos de biotita) constituido por un intercrecimiento simplectítico de cordierita+cuarzo en una metatexita para-derivada (San Pedro Amuzgos). c) Una asociación de plagioclasa+sillimanita+biotita se encuentran reemplazamiento a través de su borde a un fenoblasto de granate en un melanosoma para-derivado (San Pedro Amuzgos). d) Microestructuras de corona de plagioclasa en fenoblastos de granate de un melanosoma para-derivado. Nótese el desarrollo casi completo de un pseudomorfo de granate (N de Ixcapa). e) Corona de hercinita+plagioclasa reemplazando parcialmente la periferia de un fenoblasto de granate en un neosoma para-derivado (Arroyo Guacamaya). f) Hercinita+sillimanita reemplazando a través de su borde a biotita en el melanosoma de una secuencia restítica (Arroyo Guacamaya). g) Reemplazamiento parcial de biotita por clorita en una metatexita orto-derivada (E de Costatitlán). h) Muscovita cristalizada en el cuello de un boudin de sillimanita en una diatexita para-derivada. (Río el Camarón).

Estas observaciones permiten definir una asociación migmatítica tardía que se encuentra relacionada claramente a un proceso de alta temperatura y baja presión: plagioclasa+biotita+cordierita+sillimanita+cuarzo.

Las migmatitas derivadas de meta-grauvacas exhiben comúnmente texturas coroníticas de plagioclasa en torno al granate, en algunos casos se observan pseudomorfos de granate de dimensiones <4.0 mm completamente constituidos por mosaicos poligonales de plagioclasa y biotita (Figura 31-d). Los cristales de biotita precedente se encuentran a menudo reemplazados parcial o totalmente por hercinita (Figura 31-f). Son también comunes los cristales idioblásticos de hercinita que forman acumulaciones paralelas a los planos de microplegamiento de la biotita (S3), este mineral posee a menudo un carácter poiquiloblástico y sus inclusiones exhiben patrones de foliación idénticos a los de la matriz, lo que sugiere una naturaleza tardo-cinemática o post-cinemática respecto a D3. Otro rasgo textural que involucra a la hercinita es la presencia de intercrecimientos simplectíticos de plagioclasa-hercinita que se sobreponen a dominios ricos en sillimanita y biotita (Figura 31-e; carretera Alto de Las Mesas-Ixcapa; Arroyo Yutatita).

Algunos melanosomas de este litotipo poseen características morfológicas-mineralógicas y relaciones de campo que sugieren una naturaleza altamente residual y conforman verdaderos niveles restíticos, empobrecidos notablemente en cuarzo. Estos niveles se caracterizan por su abundancia relativa de hercinita (~5.0%) y por la presencia de porfidoblastos sin-cinemáticos de corindón de dimensiones inferiores a 2.0 cm (Arroyo Guacamaya). Estas relaciones sugieren una asociación mineral de alta temperatura que se considera análoga a aquella presente en los litotipos metapelíticos y que puede expresarse de la siguiente manera: plagioclasa+hercinita+biotita+corindón±sillimanita.

En la mayoría de los leucosomas para-derivados es común la presencia de intercrecimientos mirmequíticos al contacto entre plagioclasa y feldespato-K (Figura 31-a). Sin embargo, no es posible definir si su formación está relacionada al enfriamiento que provocó la consolidación de los neosomas o si se debe a una fase posterior de cambio en las condiciones P-T.

8.3.2 Microestructuras y paragénesis de mediana a baja temperatura

Las unidades del CMM exhiben en mayor o menor grado una paragénesis sobrepuesta a todas las microestructuras y asociaciones antes descritas. Esta paragénesis indica un proceso de retrogresión de baja a moderada temperatura en condiciones de facies de esquistos verde. Una característica esencial de estas asociaciones es su relación directa con microestructuras de deformación dúctil-frágil que constituyen la manifestación a microescala de las estructuras heterogéneas desarrolladas durante la fase de deformación D4 y probablemente la D5.

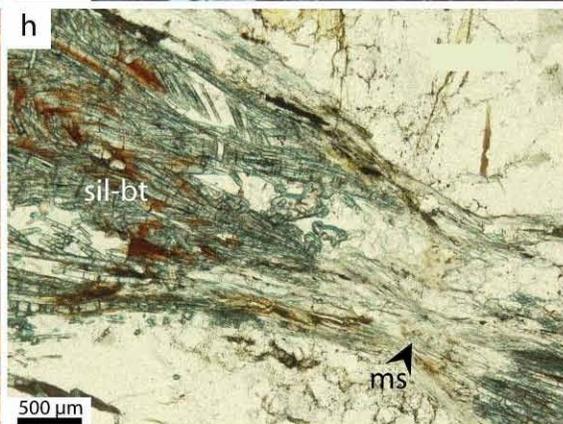
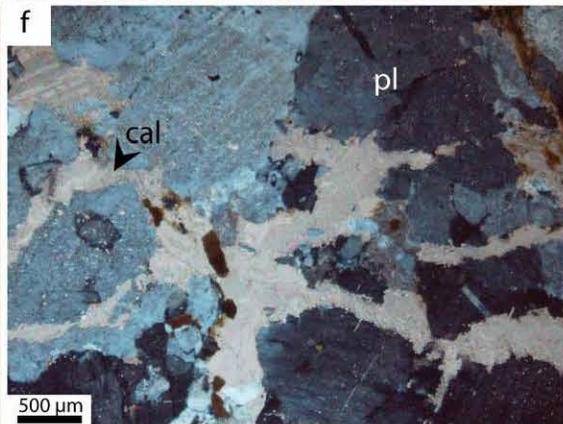
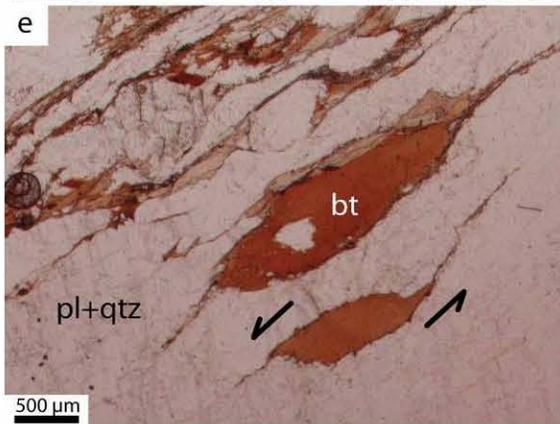
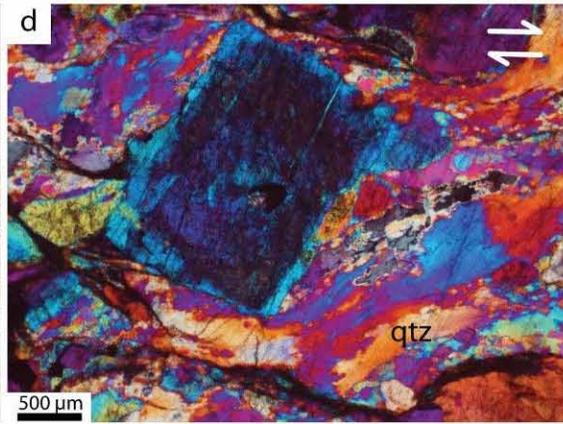
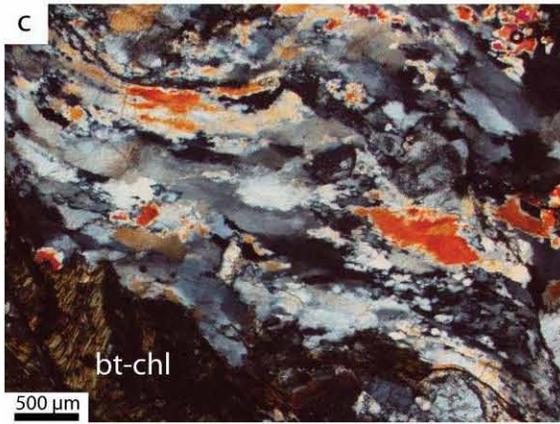
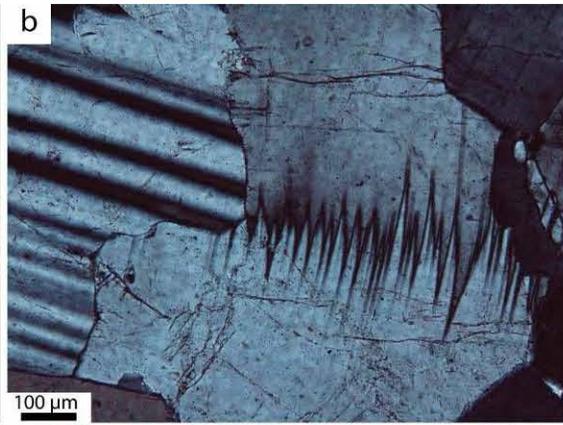
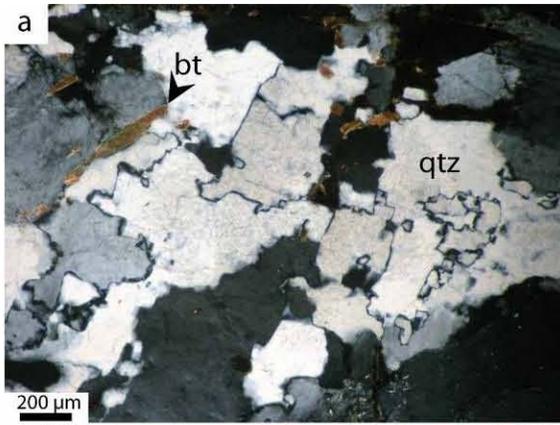
Las texturas relacionadas a esta fase metamórfica son típicamente texturas de reemplazamiento en forma de bordes de reacción y coronas, así como texturas de cristalización en sitios de baja presión y relleno de fracturas e intersticios (Figura 31-g-h). La mineralogía principal de estas asociaciones consiste en clorita, muscovita, calcita y titanita.

La clorita es el mineral más ampliamente distribuido y está presente en la mayoría de las muestras estudiadas. Se presenta comúnmente como pseudomorfos de biotita (Figura 31-g), reemplazando parcialmente al anfíbol o rellenando las fracturas del granate. En rocas con estructura cataclástico-milonítica la clorita llega presentarse como agregados miloníticos sigmoidales o excepcionalmente se asocia junto al cuarzo a sombras de presión en porfiroclastos de plagioclasa o feldespato-K. La titanita es un mineral frecuentemente asociado al reemplazamiento de biotita por clorita.

La muscovita se presenta como cristales idiomórficos o hipidiomórficos ocupando sitios intersticiales y a menudo se encuentra presente en los cuellos de microboudines de sillimanita u otros minerales (Figura 31-h, Figura 32-h). En bandas de cizalla relacionadas a estructuras de tipo S-C, la muscovita es un mineral frecuente y se asocia a las zonas de baja presión (Arroyo el Camarón).

La calcita es un mineral escaso y frecuentemente secundario, se le observa en rocas cataclásticas donde constituye la matriz. Está asociada a estructuras frágiles bastante localizadas y a minerales hidratados como clorita o muscovita y es probable que su formación se relacione a la intrusión de fluidos durante cataclasis en condiciones de baja temperatura (Figura 32-f; Río Lagartero).

Figura 32. Microestructuras de deformación. a) Cuarzo con recristalización de alta temperatura. b) Maclas de deformación en plagioclasa. Metatexita anfibolítica (S de Ixcapa). c) Cuarzo *ribbon* en metatexita para-derivada milonitizada. d) Porfiroclasto de plagioclasa en una matriz foliada de cuarzo recristalizado, las dimensiones de la recristalización indican una deformación dúctil-frágil de baja a mediana temperatura. Granitoide milonítico (Río Lagartero) e) Biotita *fish* indicando una cinemática izquierda. Metatexita estromática para-derivada (N de San Martín). f) Cataclastita con matriz de calcita (Río Lagartero). g) Biotita crenulada en un melanosoma para-derivado (N de Tepetlapa). h) *Microboudinage* de una banda rica en sillimanita en un neosoma diatexitico para-derivado.



9. Química mineral

Los datos de microanálisis fueron obtenidos de un total de diez muestras seleccionadas (Tabla 2). Los criterios de selección se basaron en las relaciones texturales de las asociaciones minerales descritas en el capítulo de análisis petrográfico. El objetivo principal de este capítulo consiste en ilustrar: a) las características químicas de los principales grupos minerales, de acuerdo a las distintas clases químicas; y b) definir la variabilidad química de las fases y su relación con la microestructura y la paragénesis metamórfico-migmatítica.

Todos los microanálisis fueron realizados por medio una microsonda JEOL JXA-8900R con las condiciones de medición de 20 kV y 50 nA, por medio de análisis WDS como ha sido descrito en el capítulo de metodología. En la Tabla 3, al final del capítulo, se presentan los análisis representativos de cada grupo mineral y las principales variaciones de acuerdo a la clase química.

Tabla 2. Estaciones de muestreo de las cuales se obtuvo información química-mineral

| Estación de muestreo | Protolito | Tipo de roca analizada |
|----------------------|-------------------|---|
| A-24 | Meta-sedimentario | Metatexita estromática (meta-pelita) |
| A-31 | Meta-ígneo | Anfibolita de clinopiroxeno (meta-basita) |
| A-37 | Meta-sedimentario | Metatexita estromática (meta-grauvaca) |
| A-42 | Meta-ígneo | Orto-gneis migmatítico (meta-tonalita) |
| A-57 | Meta-sedimentario | Melanosoma diatexítico (meta-grauvaca) |
| A-60 | Meta-sedimentario | Mica-esquisto migmatítico (meta-pelita) |
| A-61 | Meta-sedimentario | Para-gneis cuarzo-feldespático (meta-psamita) |
| A-63a | Meta-sedimentario | Metatexita estromática (meta-psamita) |
| A-63b | Meta-ígneo | Metatexita anfibolítica (meta-basita) |
| A-64 | Meta-ígneo | Anfibolita migmatítica (meta-basita) |

La ubicación de las estaciones de muestreo puede ser consultada en el mapa geológico y en el apéndice 1-a

9.1 Feldespatos

La composición química de la plagioclasa es variable, dependiendo de las variaciones texturales y de su posición. Una sola sección delgada puede exhibir toda una gama de variación de la solución albita-anortita, o bien, puede presentar dos o más grupos de plagioclasa con composición química contrastante. Sin embargo, la mayor parte de los cristales de plagioclasa son químicamente homogéneos. Sólo en algunos casos, el mapeo elemental reveló zonificación en las plagioclasas migmatíticas adyacentes a plagioclasas de reemplazamiento post-migmatítico (Figura 36).

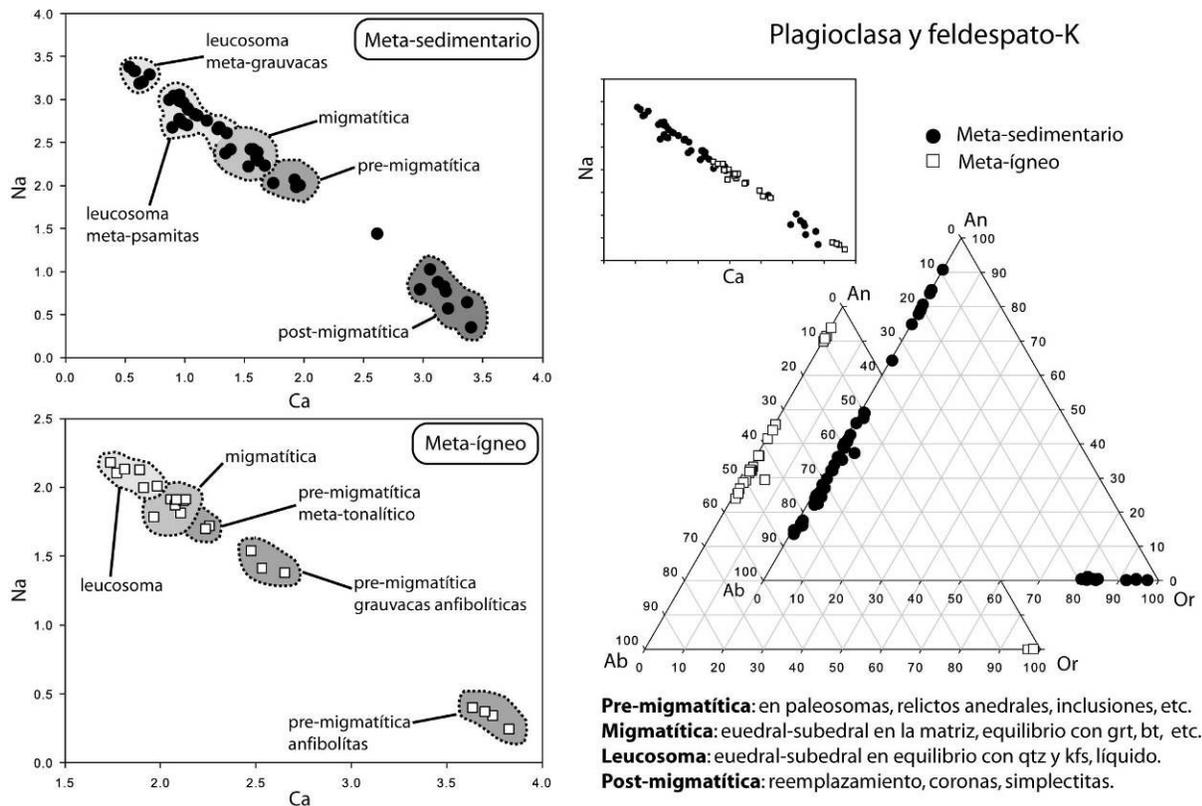


Figura 33. Diagramas de variación Na vs. Ca de la plagioclasa de acuerdo a la naturaleza del protolito, a la estructura a meso-escala y a las relaciones texturales. Diagrama ternario An-Ab-Or de la plagioclasa y el feldespato potásico.

Los paleosomas meta-sedimentarios contienen cristales xenomórfos o ipidiomórfos de plagioclasa con valores relativamente próximos al componente albítico (An_{30-50} , andesita). Por su parte, los paleosomas meta-ígneos presentan valores intermedios en la solución sólida o con tendencia al componente anortítico: An_{49-57} en los gneises félsicos-intermedios, An_{45-66} para anfibolitas de granate o An_{90} para anfibolitas de clinopiroxeno (Figura 33). En los neosomas la plagioclasa exhibe su mayor diversidad química y es común observar en coexistencia textural plagioclasas migmatíticas (neoformadas) y relictos pre-migmatíticos (cristales residuales). Los leucosomas para-derivados se caracterizan por un contenido de plagioclasa idiomórfica-xenomórfica enriquecida en albita. En los líquidos derivados de meta-grauvacas los valores son de An_{14-19} y excepcionalmente $\sim An_{35}$, mientras que en los leucosomas derivados de meta-pelitas y meta-psamitas el contenido es de An_{22-28} . Los bordes de plagioclasa ipidiomorfa que ocasionalmente se observan limitando los leucosomas de los melanosomas en los paraderivados metatexíticos, poseen valores de anortita mayores (5% a 8%) que las plagioclasas del leucosoma adyacente. Estos dominios son interpretados como una cristalización precoz de plagioclasa (*cuasi in situ*) durante las etapas tempranas de generación de líquido. Los dominios mesocráticos y melancráticos para-derivados contienen plagioclasas idiomorfas-

hipidiomorfos relativamente enriquecidas en anortita, con valores de An_{33-43} en meta-grauvacas y meta-pelitas; y An_{24-27} en meta-psamitas.

Los neosomas orto-derivados contienen plagioclasas texturalmente variables y de composiciones más cálcicas respecto a los para-derivados, como puede ya reconocerse mediante el método de Michel-Lévy, a partir de técnicas ópticas. Los litotipos básicos presentan miembros con valores de An_{40-50} , los cuales fueron observados en neosomas mesocráticos. Sin embargo es probable que los leucosomas movilizados puedan contener plagioclasa relativamente rica en Na, con valores inferiores a An_{30} .

Algunos cristales xenomorfos de plagioclasa relacionados a los mesosomas o melanosomas llegan a presentar contenidos mayores de anortita (An_{64-78}) y probablemente representen relictos de la reacción de fusión. Las inclusiones de plagioclasa en minerales migmatíticos como granate, anfíbol, clinopiroxeno, etc., poseen valores de An que coinciden generalmente con los valores observados en los niveles paleosomáticos.

Finalmente, la plagioclasa post-migmatítica es típicamente xenomórfica y está relacionada, predominantemente, a la descomposición del granate y la biotita en las unidades meta-sedimentarias, sea como coronas, bordes de reemplazamiento o pseudomorfos. En todos los litotipos esta generación de plagioclasa se caracteriza por un aumento significativo en su contenido de anortita (Figura 33). En las meta-grauvacas metatexiticas presenta contenidos de An_{32-40} y se encuentra asociada con hojuelas finas idiomorfos de biotita reemplazando parcialmente fenoblastos de granate. Los intercrecimientos simplectíticos con hercinita contienen valores de An_{46-50} y están relacionados a reemplazamiento parcial o total de biotita de grano grueso. Los niveles restíticos relacionados a mesoescala con diatexitas exhiben coronas de reacción y pseudomorfos de granate con plagioclasa idiomorfa rica en anortita (An_{75-80}) e intercrecimientos simplectíticos de hercinita+sillimanita+ An_{78} . Por su parte, la asociación plagioclasa+biotita+sillimanita reemplazando al granate, típica de las meta-pelitas, presenta miembros con valores intermedios o con tendencia al extremo albitico (An_{36}). El reemplazamiento de granate por plagioclasa en las meta-basitas (An_{49-66}) es menos frecuente y ocurre principalmente en los niveles de paleosoma, por lo que no es posible definir con certeza su cronología relativa respecto al evento migmatítico.

Por el contrario, el feldespato potásico en las unidades meta-ígneas es químicamente homogéneo y prácticamente puro (Or_{97-99} , Figura 33). En las unidades meta-sedimentarias exhibe ligeras variaciones e incluso llega a presentar una relativa zonificación en algunos leucosomas (p.e. estación de muestreo A-37). Su composición general puede expresarse como $An_{0-1} Ab_{2-18} Or_{80-98}$ (Figura 33). No se observan variaciones químicas considerables entre el feldespato-K presente en las diversas porciones leuco- melano- y mesosomas.

9.2 Micas

Las micas oscuras son minerales abundantes en las unidades del CMM y se encuentran ampliamente distribuidas en la zona de estudio. Las micas blancas no fueron caracterizadas químicamente, pero a partir de sus asociaciones minerales y sus propiedades ópticas se deduce que pertenecen a la solución sólida de la muscovita.

Todos los análisis de las micas oscuras se encuentran en el campo de composición de la biotita y la mayor parte se ubica en una porción intermedia de la solución anita-flogopita, con una ligera tendencia al extremo de Fe. El carácter químico de este grupo mineral está controlado por la composición de roca total. Las variaciones composicionales en una misma muestra se relacionan con cambios en la concentración de titanio y en la proporción de Fe y Mg principalmente.

Las biotitas fueron caracterizadas a partir de análisis puntuales WDS en sitios adyacentes al granate o a la cordierita (biotita en contacto) y en sitios específicos dentro de la matriz. Una característica esencial de los filosilicatos es su carácter textural múltiple, desde fenoblastos hasta reemplazamientos. El análisis microestructural y las relaciones químicas observadas revelan un carácter complejo que debe estar relacionado con su capacidad para reequilibrarse química y texturalmente. En muchos casos, en una misma muestra, cristales de biotita con texturas similares pueden ser químicamente diferentes, mientras que en otros texturalmente contrastantes pueden presentarse composiciones prácticamente iguales. No obstante esta observación, en las muestras analizadas es posible reconocer con frecuencia hasta dos o tres generaciones de biotita con diferencias químicas considerables, que pueden ser relacionadas consistentemente con texturas y/o asociaciones minerales específicas.

La composición de la biotita en los paleosomas metasedimentarios coincide con la composición observada en algunos cristales xenomórficos de los neosomas. Algunos cristales parcialmente reemplazados en los melanosomas, cristales anedrales incluidos en leucosomas e inclusiones redondeadas en los porfídoblastos que poseen esta similitud, han sido interpretados como minerales residuales del proceso migmatítico (relictos pre-migmatíticos). En general, esta generación de mica se caracteriza por poseer los porcentajes más altos de Ti: 0.14-0.28 apfu (átomos por unidad de fórmula) en los meta-sedimentos y 0.14-0.25 apfu en los litotipos meta-ígneos. Las meta-pelitas y meta-psammitas poseen una proporción de magnesio $X_{Mg}=(Mg/Mg+Fe^{2+})$ de 0.39-0.44 y excepcionalmente contienen biotitas magnesianas con $X_{Mg}=0.63-0.68$ (muestra A-61), su contenido de aluminio octaedral (Al[VI]) varía entre 0.33 y 0.60 apfu. Los litotipos meta-ígneos poseen una $X_{Mg}=0.36-0.50$ y un contenido de Al[VI]=0.15-0.28 (Figura 34).

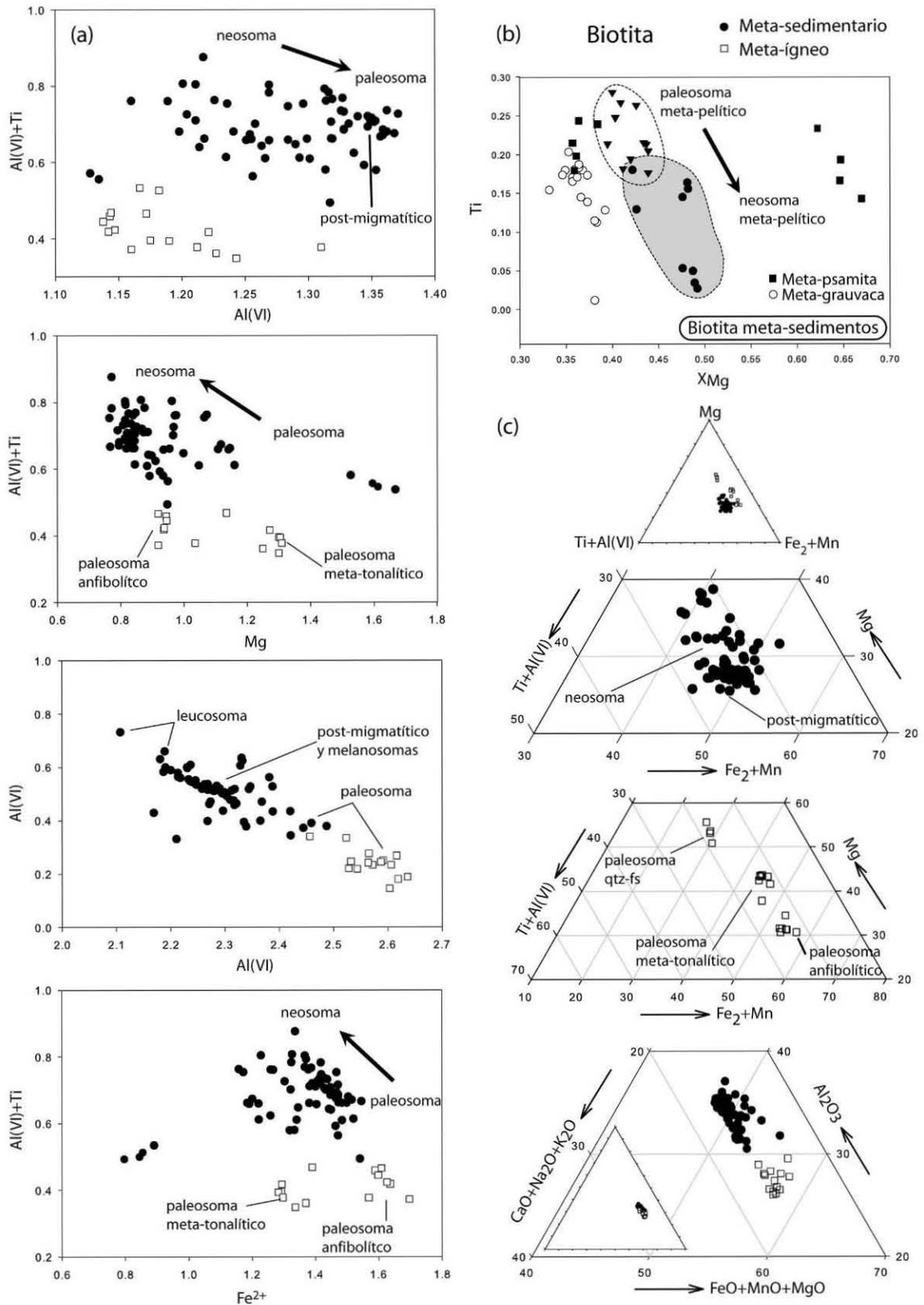


Figura 34. Diagramas de variación química en la biotita respecto a la composición del litotipo y a la estructura migmatítica a meso-escala, b) diagrama de variación Ti vs. X_{Mg} para la biotita en los distintos litotipos meta-sedimentarios, c) diagramas ternarios $Mg-Ti+Al(VI)-Fe^{2+}+Mn$ (Guidotti, 1984) y $Al_2O_3-CaO+Na_2O+K_2O-FeO+MnO+MgO$.

La mayor parte de la biotita en los neosomas ocurre en cristales idiomórfos-hipidiomórfos de grano medio a grueso. Es posible encontrarla como cristales xenomórfos parcialmente reemplazados por cordierita+cuarzo o hercinita+sillimanita+plagioclasa. Esta generación se caracteriza por poseer todavía contenidos relativamente altos de titanio y en algunos casos un aumento en el contenido de magnesio respecto a los paleosomas, pero es probable que se encuentren parcialmente reequilibradas composicional y texturalmente durante la etapa subsecuente a la migmatización (Figura 34). En los para-derivados se encuentra comúnmente en equilibrio con plagioclasa ($An_{<30}$), cuarzo y granate, asimismo asociada comúnmente con sillimanita. En las meta-pelitas presentan un contenido de $Ti=0.13-0.18$ apfu, una $X_{Mg}=0.42-0.48$ y un aumento relativo en su valor de $Al[VI]$ ($0.52-0.61$ apfu). Los derivados de meta-psamitas y meta-grauvacas poseen contenidos de Ti variable entre 0.11 y 0.24 apfu, una $X_{Mg}=0.33$ y 0.40 y un contenido de $Al[VI]=0.38-0.73$ apfu. En los orto-derivados máficos el contenido de Ti es de 0.18-0.23 apfu, la X_{Mg} es prácticamente igual que en los paleosomas (0.36-0.37) y se observa un aumento en su contenido de $Al[VI]=0.22-0.24$.

La biotita que se sobrepone a la microestructura migmatítica se presenta principalmente como cristales idiomórfos de pequeñas dimensiones y se encuentra asociada comúnmente a la plagioclasa reemplazando al granate en los para-derivados (Figura 34). Se caracteriza por presentar típicamente los porcentajes más bajos de Ti. En las metapelitas el contenido de Ti es de 0.03-0.05 apfu y se observa una disminución en la $X_{Mg}=0.48-0.49$ y un ligero aumento en el valor de $Al[VI]=0.52-0.64$. Las meta-grauvacas poseen un valor de $Ti=0.01-0.11$, una $X_{Mg}=0.38-0.39$ y un contenido de $Al[VI]=0.27-0.33$. Las meta-basitas presentan un conjunto de biotita con valores relativamente bajos de $Ti=0.10-0.13$, $X_{Mg}=0.35-0.45$, y un aumento notorio de $Al[VI]=0.27-0.33$, pero las relaciones texturales no son claras y no permiten definir una cronología relativa respecto al resto de las micas.

9.3 Granate

El granate fue caracterizado químicamente por medio de mediciones puntuales WDS en sitios texturales específicos, a través de líneas transversales en porfidoblastos y mediante mapas cuantitativos por elementos (Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Si).

Los granates en los meta-sedimentos ocurren tanto en neosomas como en paleosomas y poseen una composición rica en almandino (~75%). Su variación química principal, ocurre dentro del campo almandino-piropo, puesto que los valores de grosularia (~5%) y espesartina (<18%) se mantienen más o menos constantes (Figura 35). Los granates en los litotipos meta-ígneos se presentan principalmente en los paleosomas o en rocas escasamente migmatizadas y poseen, en menor grado, una composición rica en almandino (~60%). Sus diferencias químicas principales incluyen también

una variación en el contenido de grosularia (Figura 35), lo que está ampliamente controlado por la clase química de cada litotipo.

El mapeo por elementos en porfidoblastos de granate, en general, revela comúnmente una ligera zonificación inversa, con un enriquecimiento de núcleo a borde en su contenido de espesartina (X_{Mn}) y empobrecimiento en piropo (X_{Mg}), dando patrones típicos de reequilibrio retrógrado (Figura 36). El granate en las meta-pelitas posee valores de almandino de $X_{Fe}=0.70-0.80$, con enriquecimiento de dicho componente hacia los bordes, siendo el comportamiento típico de reequilibrio químico en estos litotipos, sobre todo en las asociaciones que incluyen cordierita y cuarzo. Los valores de piropo y espesartina son $X_{Mg}=0.10-0.22$ y $X_{Mn}=0.02-0.09$ respectivamente y el contenido en grosularia se mantiene constante en $X_{Ca}<0.04$. En las meta-grauvacas el contenido de almandino es de $X_{Fe}=0.68-0.74$ y a diferencia de las meta-pelitas se observa un empobrecimiento en dicho componente hacia los bordes. Este empobrecimiento debe corresponder al equilibrio con plagioclasa anortítica, hercinita y sillimanita, especialmente en los porfidoblastos que exhiben coronas de reemplazamiento, lo que sugiere un proceso de absorción retrógrada (consumo de grt). Los contenidos de piropo y espesartina son $X_{Mg}=0.11-0.20$ y $X_{Mn}=0.04-0.18$ y el contenido de grosularia se mantiene en <0.05 . El notable enriquecimiento en Mn en los bordes de algunos fenoblastos es una sólida evidencia del proceso de absorción química del granate durante la evolución retrógrada (Kohn, 2003). El granate en los orto-gneises cuarzo-feldespáticos presenta contenidos de almandino de $X_{Fe}=0.56-0.60$ con un mínimo enriquecimiento hacia los bordes. El contenido de piropo ($X_{Mg}=0.13-0.24$) y grosularia ($X_{Ca}=0.11-0.19$) disminuye en la zona de reequilibrio y el valor de espesartina aumenta ($X_{Mn}=0.07-0.13$).

En las meta-basitas los cristales de granate son químicamente homogéneos y la variación química observada debe corresponder a cambios en la composición de roca total, más que a procesos de intercambio catiónico. Su composición general puede expresarse como $Alm_{50-60\%}Py_{9-13\%}Gro_{18-21\%}Sp_{3-8\%}$.

9.4 Cordierita

La cordierita fue analizada a partir de mediciones puntuales EDS y WDS así como con imágenes composicionales, midiéndose principalmente las zonas en contacto con granate y biotita. Este mineral ocurre como cristales xenomórfos de composición prácticamente homogénea y sin aparente zonificación química (Figura 37-a). Poseen un carácter de ferro-cordierita, con un contenido de $Fe^{2+}= 7.8-8.7$ apfu y una proporción de magnesio de $X_{Mg}=0.55-0.60$. El contenido de K_2O es prácticamente nulo, mientras que el porcentaje de Na_2O varía entre 0.09 y 0.18%.

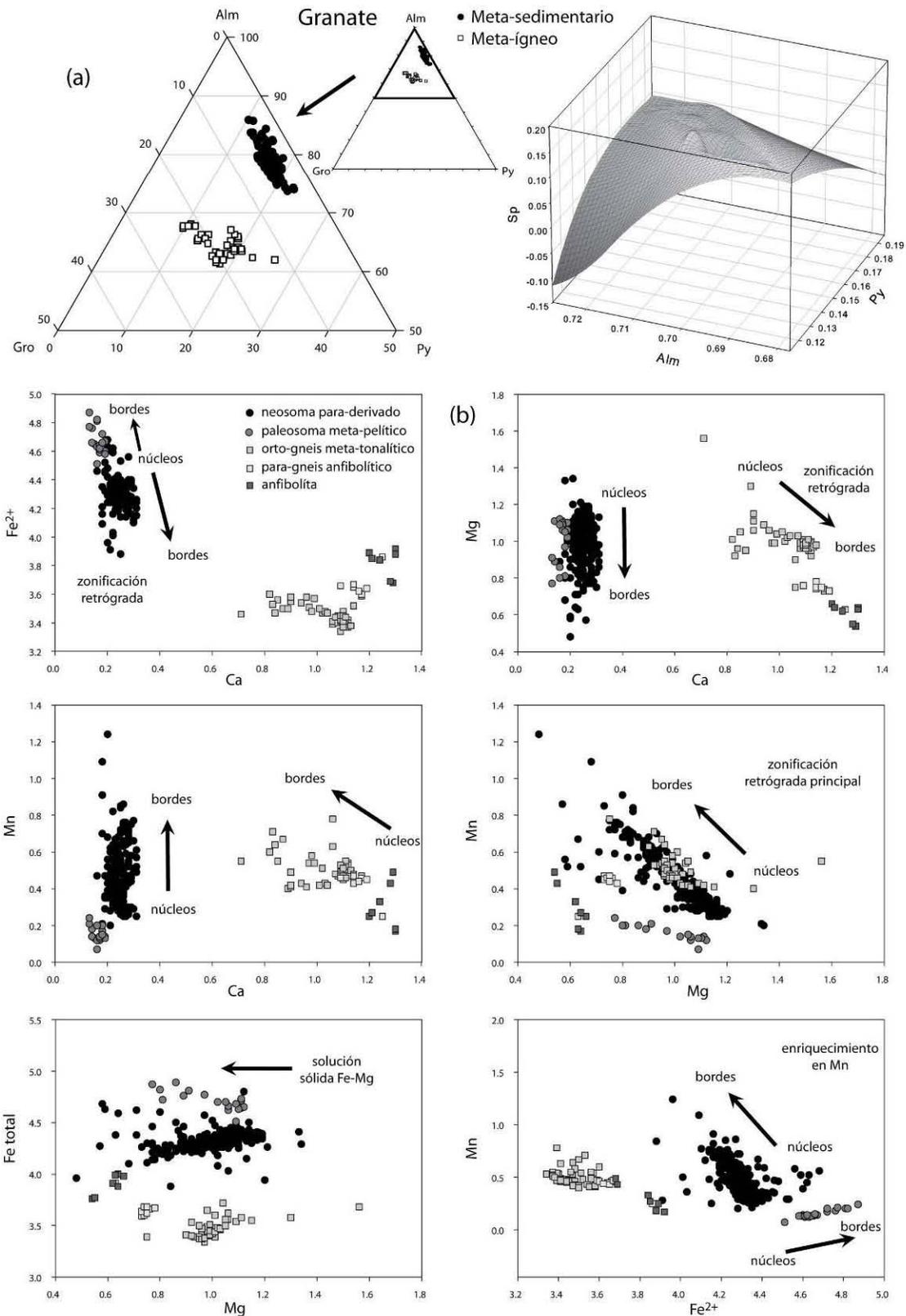


Figura 35. a) Diagrama ternario de variación química del granate de acuerdo a la naturaleza del protolito y diagrama de variación química tridimensional. b) diagramas binarios de variación de acuerdo al litotipo, a la morfología migmatítica y a las relaciones texturales.

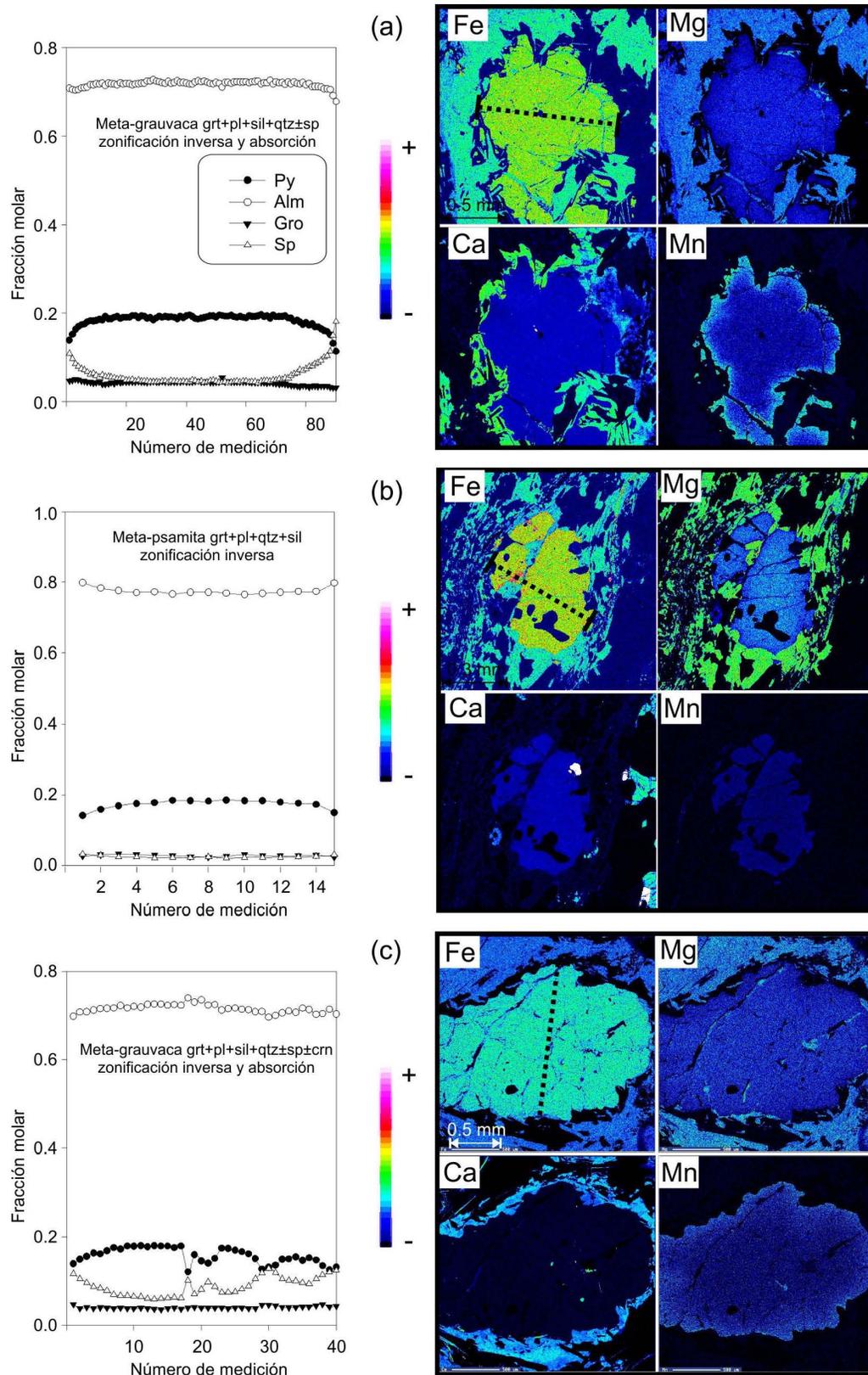


Figura 36. Secciones químicas transversales y mapeo químico por Fe, Mg, Ca y Mn en porfidoblastos de granate de litotipos meta-sedimentarios representativos. Se observa la ligera zonificación al borde de los cristales como se explica en el texto

9.5 Anfíbol

El anfíbol se caracterizó a partir de mediciones cuantitativas puntuales y transectos de escasos micrómetros. Se midieron principalmente los cristales en contacto con granate, piroxeno y plagioclasa, asimismo el anfíbol contenido en la matriz.

Todos los anfíboles estudiados son de tipo cálcico (Figura 37-b). Las principales variaciones químicas observadas dependen en parte de la clase química del litotipo, pero en muestras individuales están ampliamente controladas por intercambios de tipo Tschermak ($\text{Al}^{\text{IV}}\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Mg}_{-1}\text{Si}_{-1}$) y edenita ($\text{NaAl}^{\text{IV}}\text{-Si}_{-1}$). De acuerdo a estas relaciones de intercambio y a las características texturales observadas, es posible definir (independientemente de la clase química) al menos dos generaciones de anfíbol, que pueden asociarse respectivamente a un proceso metamórfico de alta temperatura-mediana presión y a uno de mediana temperatura-baja presión.

En los orto-gneises cuarzo-feldespáticos los cristales de anfíbol pueden ser ligeramente zonificados con enriquecimiento en ferro-edenita en los núcleos y enriquecimiento en magnesio-hornblenda en los bordes, a partir de intercambios inversos Tschermak (Mg y Fe) y edenita. Sin embargo, la mayor parte de los anfíboles en este litotipo son de tipo edenítico. Los contenidos de sodio en el sitio A y aluminio octaedral son de 0.39-0.42 y 0.6-0.9 átomos por unidad de fórmula respectivamente, la relación de magnesio ($X_{\text{Mg}}=\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$) es $X_{\text{Mg}}\sim 0.5$.

El anfíbol presente en los litotipos máficos es de tipo ferro-pargasita y ocurre como cristales prismáticos formando mosaicos poligonales en equilibrio con plagioclasa y comúnmente clinopiroxeno. El contenido de sodio en el sitio A varía entre 0.44 y 0.48 átomos por unidad de fórmula y el de aluminio octaedral entre 0.53-0.58. La proporción de magnesio es de $X_{\text{mg}}=0.44\text{-}0.47$. Las anfíbolitas de biotita y sus derivados metatexiticos poseen anfíboles con variaciones químicas sustanciales (ocasionalmente zonificados), controladas por intercambios Tschermak y edenita combinados. Un grupo posee composición de ferro-hornblenda a ferro-pargasita y ocurre como cristales idioblásticos-hipidiblasticos en equilibrio con plagioclasa, granate, biotita y excepcionalmente ortopiroxeno en los paleosomas. Su sitio alcalino contiene 0.40-0.47 átomos por unidad de fórmula de sodio, el aluminio octaedral varía entre 0.70 y 0.73 y la proporción de magnesio es de $X_{\text{mg}}=0.36$. Otro grupo más posee composiciones de actinolita u hornblenda actinolítica y se presenta como bordes de reequilibrio alrededor de anfíboles pargasíticos o como cristales xenoblásticos en el contacto de granate y ortopiroxeno. El sodio del sitio alcalino en estos anfíboles es significativamente inferior (0.09-0.27 apfu), el aluminio octaedral $\text{AlVI}=0.32\text{-}0.48$ también disminuye y la proporción de magnesio aumenta ($X_{\text{mg}}=0.52$).

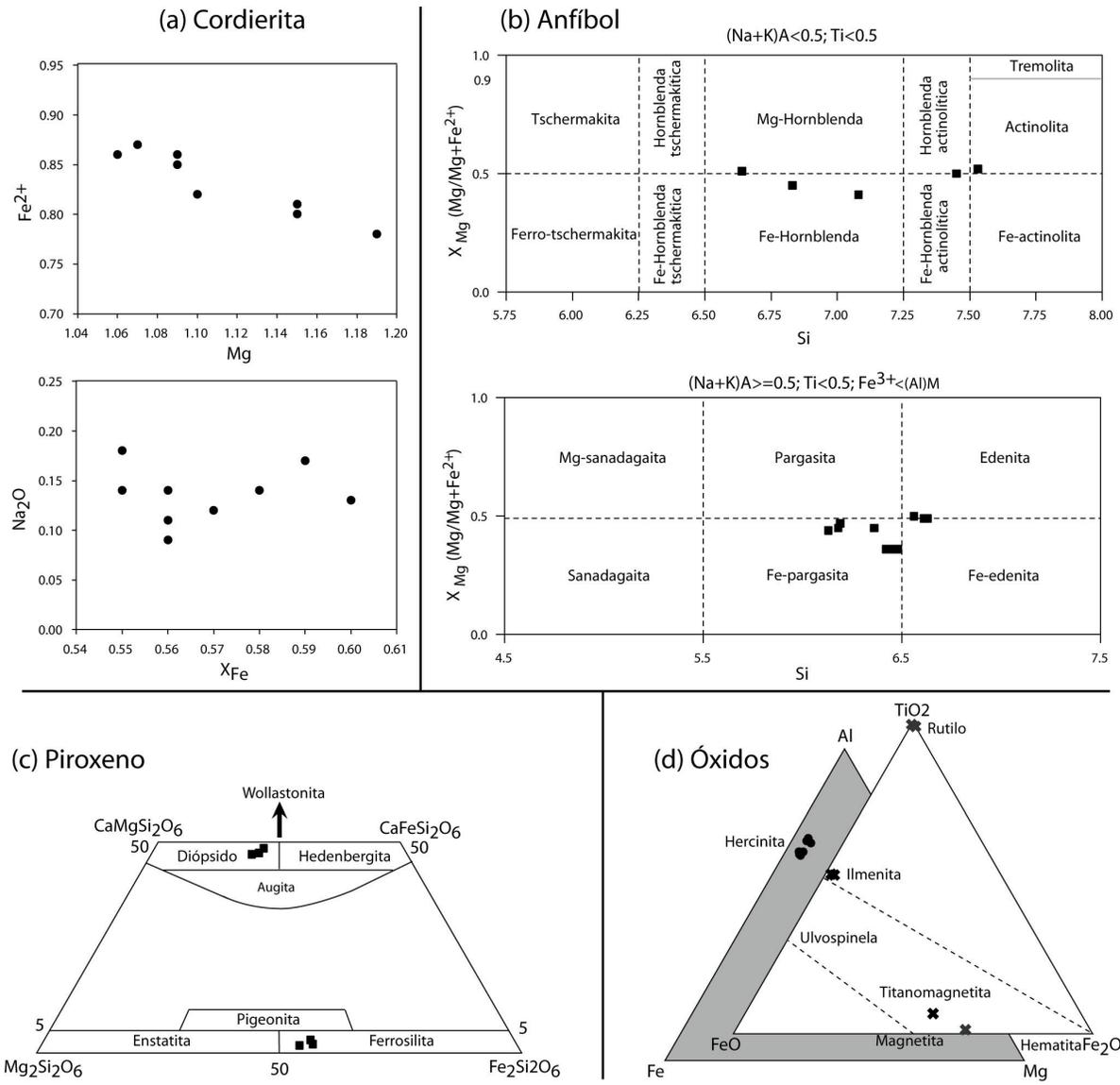


Figura 37. Diagramas de clasificación y variación química de la cordierita (Fe^{2+} vs. Mg y Na_2O vs. X_{Fe}), los anfíboles (Leake et al., 1997), los piroxenos (Lindsey, 1983) y los óxidos (Al-Fe-Mg y TiO-FeO- Fe_2O_3).

9.6 Piroxeno

Los análisis de piroxeno fueron normalizados con base en 6 oxígenos (Tabla 3) y corresponden principalmente a muestras del CMM meta-ígneo. Los cristales de piroxeno son químicamente homogéneos y sus variaciones químicas en una misma muestra son mínimas.

En los paleosomas anfibolíticos es común la presencia de clinopiroxeno idioblástico en equilibrio con anfíbol y plagioclasa. Su composición se encuentra en el campo del diópsido y su composición general puede expresarse como $En_{30-33}Fs_{20-21}Wo_{48-49}$ (Figura 37-c). El ortopiroxeno

es escaso y se presenta ocasionalmente asociado a anfibolitas de granate. Posee una composición intermedia de la solución enstatita-ferrosillita con una ligera tendencia al extremo Fs (Figura 37-c), su composición general consiste en $\text{En}_{41-41\%}\text{Fs}_{53-56\%}\text{Wo}_{3-4\%}$.

9.7 Óxidos de Fe-Ti

Los óxidos son fases accesorias comunes y llegan a tener relevancia petrogenética en algunos litotipos y/o asociaciones minerales. En las meta-grauvacas y meta-pelitas, el grupo de la espinela está comúnmente representado por una solución rica en hercinita (Figura 37-c). Los análisis de espinela se normalizaron con base en 4 oxígenos (Tabla 3). El contenido de zinc es bajo ($\text{ZnO}=0-2.38\%$) y el magnesio se mantiene por debajo del 4% en porcentaje de óxido, su composición en términos de los componentes ideales espinela (Spl), Zn-espinela (Zspl) y hercinita (Hc) consiste en $\text{Hc}_{79-88\%}\text{Spl}_{12-15\%}\text{Zspl}_{0-6\%}$.

Los análisis completos de otros óxidos como la ilmenita, la magnetita y el rutilo pueden consultarse en la Tabla 3 y un diagrama de composición se presenta en la Figura 37-c. La ilmenita, normalizada en base a 6 oxígenos, es homogénea en composición en las unidades meta-sedimentaria y meta-igneas. Su composición es prácticamente ideal y puede expresarse como $\text{Fe}_{1.89-1.91}\text{Mn}_{0.14-0.13}\text{Ti}_{1.97-1.98}\text{O}_6$. La magnetita se normalizó con base en 32 oxígenos, posee cantidades de titanio variables (0.34-1.53 apfu), su composición general consiste en $\text{Fe}^{2+}_{8-10}\text{Fe}^{3+}_{12-15}\text{O}_{32}$. El rutilo es casi completamente puro (TiO_2), posee un contenido de Fe^{2+} en óxido inferior a 0.4.

9.8 Paragénesis mineral: síntesis y consideraciones preliminares

De acuerdo a los resultados presentados hasta ahora en este trabajo, es conveniente hacer una síntesis que clarifique las principales consideraciones que soportan el cuerpo de datos que se presenta en los bloques subsecuentes.

En la Figura 38 se muestra una tabla que ilustra la secuencia paragenética de las diferentes fases metamórficas del Complejo Metamórfico-Migmatítico de Cacahuatpec-Amuzgos. Esta tabla ha sido obtenida basándose esencialmente en una primera integración de los datos de la estructura de cada litotipo a nivel de afloramiento, y en las relaciones texturales. Este criterio nos ha permitido correlacionar sucesivamente las características químicas mineralógicas de cada grupo y relacionarlas así a una secuencia de cristalización que revela en forma relativa al menos cuatro diferentes etapas de formación y en consecuencia una estrecha relación con los diferentes procesos de reacción: 1) progresión; 2) fusión parcial; 3) descompresión y 4) retrogresión.

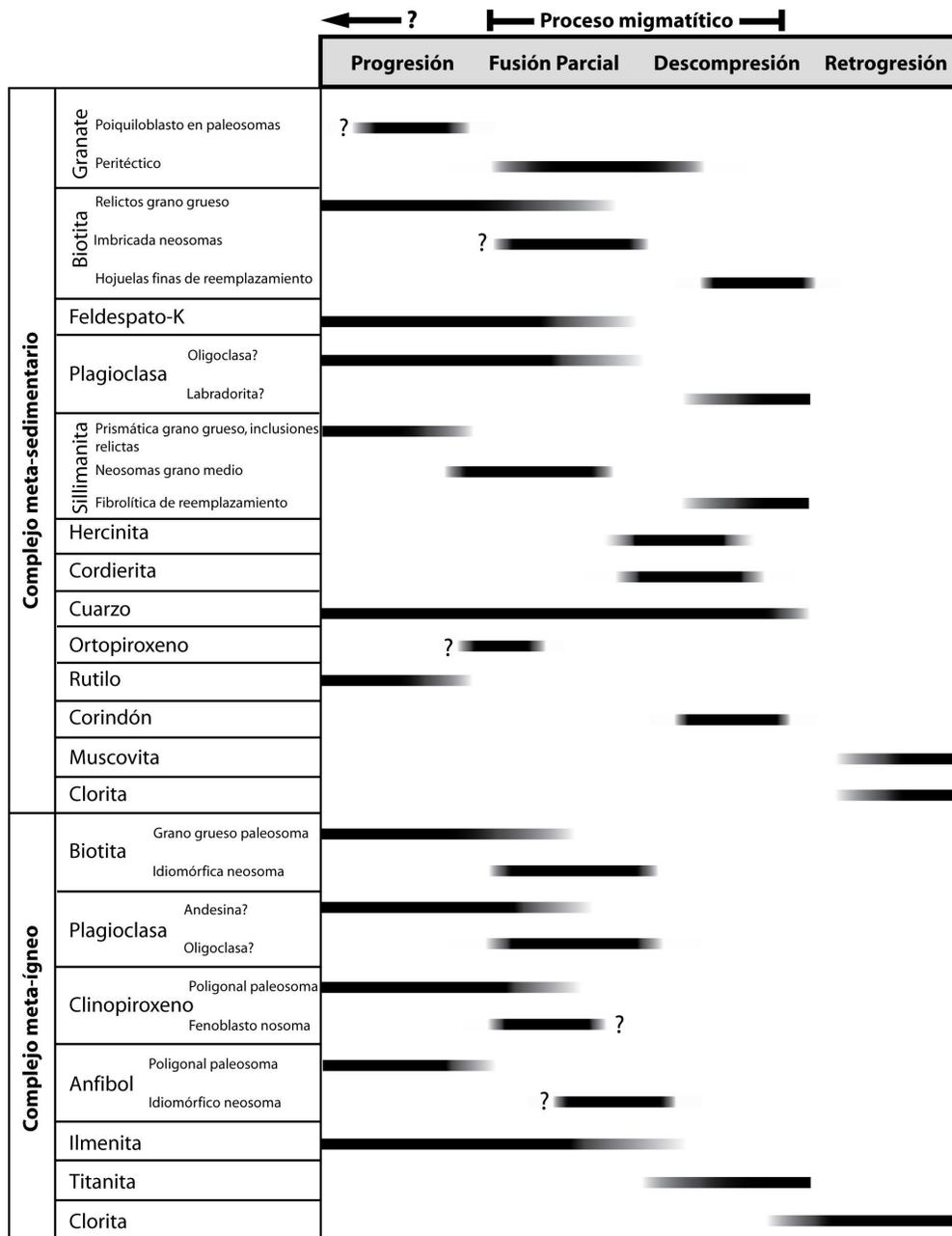


Figura 38. Cuadro paragenético que muestra las asociaciones minerales y su relación con las distintas etapas metamórficas, deducidas a partir del análisis afloramiento, del análisis petrográfico y de las variaciones químicas-minerales.

Las paragénesis y las estructuras de deformación pre-anatécticas se encuentran principalmente en relictos litológicos y mineralógicos de niveles refractarios, por ejemplo la ocurrencia de granate poiquiloblástico+feldespato-K+sillimanita, anfíbol+clinopiroxeno+plagioclasa, rutilo+feldespato-K en paleosomas anfíbolíticos-granulíticos. Estas características definen una fase metamórfica de progresión que representa la etapa de cristalización relativamente más antigua que se reconoce. De forma sucesiva, la formación de los neosomas representa una fase de fusión parcial que

define una nueva etapa metamórfica en condiciones de *suprasolidus*. Esta etapa se relaciona en su fase tardía al desarrollo de paragénesis y micro-estructuras de reemplazamiento que revelan una fase de cristalización asociada a una descompresión. Finalmente, la presencia generalizada de paragénesis minerales y estructuras de deformación de baja temperatura revelan el desarrollo heterogéneo de una etapa de retrogresión en condiciones metamórficas de esquistos verdes.

Esta primera consideración preliminar relacionada a la paragénesis mineral en la zona de estudio, se presenta aquí no con la finalidad de iniciar una discusión petrogenética, bien sí con el objetivo de indicar, una primera aproximación a las series de reacción hipotéticas relacionadas con el proceso de fusión parcial, así como la consistencia de los datos previos para la selección de los pares o ternas de minerales que serán utilizados para los cálculos y estimaciones termobarométricas del capítulo sucesivo.

Estimar las condiciones metamórficas de la etapa progresiva representa una tarea sumamente complicada, debido a que las paragénesis y los equilibrios químico-minerales de esta fase fueron alterados durante el evento migmatítico y este a su vez modificado por la sobreposición del proceso retrógrado. El granate carece, en general, de inclusiones relictas y no exhibe una zonificación de crecimiento típica de bajo o mediano grado metamórfico. Presumiblemente, una etapa prolongada de alta temperatura produjo un reequilibrio continuo en el granate a partir del pico térmico, como lo sugiere su ligera zonificación inversa (enfriamiento-retrogresión). Esto explicaría por qué el granate, a pesar de ser frecuentemente poiquiloblástico solo contiene inclusiones relacionadas probablemente al pico metamórfico. Las texturas de reemplazamiento parcial en los bordes de granate revelan una etapa de absorción e intercambio local $FeMg_1$. Los pseudomorfos de granate, las asociaciones de grano fino asociadas a su alteración (p.e. pl+sil, pl+bt) y las relaciones químicas observadas en las paragénesis sostienen esta conclusión. La producción de biotita en las texturas de reemplazamiento indica que durante la reabsorción hubo disponibilidad de H_2O y K_2O , lo que podría estar relacionado a la fase de consolidación de los neosomas (*suprasolidus-solidus*). La ocurrencia de coronas de plagioclasa rica en el componente anortítico o excepcionalmente de Fe-cordierita en el granate sugieren que el proceso retrógrado ocurrió a partir de una rápida descompresión.

Estas observaciones implican que la evolución progresiva de la zona de estudio podrá ser deducida únicamente de forma cualitativa, con base en la presencia limitada de elementos relictos. Mientras que es posible definir de forma cuantitativa las condiciones del proceso metamórfico-migmatítico desde un hipotético pico térmico, pasando por una etapa de descompresión de alta temperatura, hasta su evolución retrógrada en condiciones de *subsolidus*.

Tabla 3. Microanálisis químicos representativos de los principales grupos minerales

| Plagioclasa | | | | Feldespato-K | | | | Cordierita | | | | Hercinita | | | Anfibol | | | | | Piroxeno | | | | | | | | | |
|--|-------|--------|-------|--------------|-------|--------|-------|---|-------|--------|--------|---|--------|------------------------|---------|--|--------|--------|--------|----------|--------|--------|--------|---|--------|-------|--|-------|-------|
| 1 | | 2 | | 3 | | 1 | | 2 | | 3 | | Meta-pelitas | | Meta-pelitas-grauvacas | 1 | 2 | | 3 | | 1 | 2 | | | | | | | | |
| Clave | A61-1 | A63a-1 | A37-7 | 64-5 | 64-6 | A42-1 | A31-1 | A24-1 | A37-3 | A63b-1 | A42-1 | Clave | A24-8 | A24-3 | Clave | A37-1 | A57-2 | Clave | A31-2 | A42-2 | A64-4 | A63b-1 | Clave | A31-1 | A63b-2 | | | | |
| SiO2 | 56.32 | 63.49 | 63.23 | 52.97 | 57.50 | 55.53 | 45.67 | 65.38 | 65.07 | 64.69 | 65.99 | SiO2 | 49.09 | 48.89 | SiO2 | 0.02 | 0.02 | SiO2 | 40.70 | 44.52 | 42.19 | 50.50 | SiO2 | 51.23 | 52.58 | | | | |
| Al2O3 | 27.18 | 22.18 | 22.87 | 30.15 | 25.62 | 29.45 | 33.38 | 18.60 | 18.38 | 19.02 | 18.68 | TiO2 | 0.05 | 0.00 | TiO2 | 0.01 | 0.02 | TiO2 | 1.07 | 1.09 | 1.62 | 0.09 | TiO2 | 0.23 | 0.08 | | | | |
| FeO | 0.02 | 0.02 | 0.23 | 0.47 | 0.08 | 0.15 | 0.22 | 0.14 | 0.07 | 0.63 | 0.04 | Al2O3 | 34.06 | 32.91 | Al2O3 | 58.26 | 59.22 | Al2O3 | 13.05 | 11.56 | 11.92 | 5.28 | Al2O3 | 2.61 | 1.37 | | | | |
| CaO | 10.00 | 4.77 | 3.26 | 13.12 | 9.31 | 10.79 | 18.72 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | FeO | 10.13 | 9.34 | Cr2O3 | 0.13 | 0.00 | FeO | 17.43 | 18.26 | 22.02 | 19.17 | FeO | 11.75 | 29.24 | | | | |
| Na2O | 5.65 | 8.83 | 9.23 | 4.05 | 6.06 | 5.56 | 0.95 | 1.74 | 0.29 | 0.18 | 0.34 | MnO | 0.31 | 0.34 | FeO | 37.78 | 36.41 | MnO | 0.27 | 0.67 | 0.31 | 0.60 | MnO | 0.39 | 1.36 | | | | |
| K2O | 0.20 | 0.48 | 0.31 | 0.05 | 0.16 | 0.13 | 0.04 | 14.05 | 15.67 | 16.07 | 15.96 | MgO | 7.02 | 7.78 | MnO | 1.11 | 0.77 | MgO | 8.58 | 9.98 | 6.86 | 10.83 | MgO | 11.26 | 12.77 | | | | |
| BaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | CaO | 0.02 | 0.03 | MgO | 2.86 | 3.06 | CaO | 11.78 | 10.57 | 10.78 | 11.31 | CaO | 22.91 | 1.33 | | | | |
| Total | 99.37 | 99.77 | 99.13 | 100.81 | 98.73 | 101.61 | 98.98 | 99.92 | 99.50 | 100.60 | 101.01 | Na2O | 0.14 | 0.13 | CaO | 0.01 | 0.01 | Na2O | 1.61 | 1.41 | 1.59 | 0.44 | Na2O | 0.23 | 0.13 | | | | |
| Si | 10.18 | 11.28 | 11.26 | 9.54 | 10.44 | 9.86 | 8.52 | 12.00 | 12.04 | 11.90 | 12.03 | K2O | 0.02 | 0.01 | ZnO | 0.00 | 1.96 | K2O | 1.70 | 0.60 | 1.11 | 0.12 | K2O | 0.02 | 0.03 | | | | |
| Al | 5.79 | 4.64 | 4.80 | 6.40 | 5.48 | 6.16 | 7.34 | 4.02 | 4.01 | 4.12 | 4.01 | Total | 100.84 | 99.44 | Total | 100.18 | 101.47 | H2O | 1.97 | 2.02 | 1.96 | 2.03 | Total | 100.64 | 98.89 | | | | |
| Fe2+ | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.07 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.01 | Si | 4.97 | 5.01 | Si | 0.00 | 0.00 | Total | 100.25 | 100.68 | 100.36 | 100.44 | Si | 1.93 | 2.05 | | | | |
| Ca | 1.94 | 0.91 | 0.62 | 2.53 | 1.81 | 2.05 | 3.74 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Al(IV) | 1.03 | 0.99 | Ti | 0.00 | 0.00 | Si | 6.19 | 6.61 | 6.46 | 7.45 | Al(IV) | 0.07 | 0.00 | | | | |
| Na | 1.98 | 3.04 | 3.19 | 1.41 | 2.13 | 1.91 | 0.34 | 0.62 | 0.11 | 0.06 | 0.12 | Ti | 0.00 | 0.00 | Al | 1.96 | 1.94 | Ti | 0.12 | 0.12 | 0.19 | 0.01 | Al(VI) | 0.05 | 0.11 | | | | |
| K | 0.05 | 0.11 | 0.07 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 3.29 | 3.70 | 3.77 | 3.71 | Al(VI) | 3.03 | 2.98 | Cr | 0.00 | 0.00 | Al(IV) | 1.81 | 1.39 | 1.54 | 0.55 | Fe3+ | 0.04 | 0.00 | | | | |
| Ba | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Fe3+ | 0.00 | 0.02 | Fe3+ | 0.04 | 0.00 | Al(VI) | 0.53 | 0.64 | 0.62 | 0.37 | Ti | 0.01 | 0.00 | | | | |
| Total | 19.94 | 19.98 | 19.97 | 19.97 | 19.91 | 20.03 | 19.99 | 19.95 | 19.86 | 19.96 | 19.88 | Fe2+ | 0.86 | 0.78 | Fe2+ | 0.86 | 0.85 | Fe3+ | 0.24 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | Fe2+ | 0.33 | 0.95 | | | | |
| An | 48.86 | 22.37 | 16.03 | 63.98 | 45.48 | 51.37 | 91.40 | 0.07 | 0.12 | 0.08 | 0.00 | Mn | 0.03 | 0.03 | Mn | 0.03 | 0.02 | Fe2+ | 2.22 | 2.27 | 2.82 | 2.37 | Mn | 0.01 | 0.04 | | | | |
| Ab | 49.95 | 74.93 | 82.15 | 35.74 | 53.57 | 47.90 | 8.36 | 15.83 | 2.77 | 1.68 | 3.16 | Mg | 1.06 | 1.19 | Mg | 0.12 | 0.13 | Mn | 0.03 | 0.08 | 0.04 | 0.08 | Mg | 0.63 | 0.74 | | | | |
| Or | 1.19 | 2.70 | 1.81 | 0.28 | 0.94 | 0.73 | 0.24 | 84.10 | 97.11 | 98.25 | 96.84 | Ca | 0.00 | 0.00 | Ca | 0.00 | 0.00 | Mg | 1.94 | 2.21 | 1.57 | 2.38 | Ca | 0.93 | 0.06 | | | | |
| Normalización de acuerdo a 32 oxígenos y 20 cationes. 1. Meta-sedimentos: pelitas, grauvacas y psammitas 2. Anfibolitas de granate 3. Meta-igneo: tonalitas y basitas | | | | | | | | Normalización de acuerdo a 32 oxígenos y 20 cationes. 1. Meta-sedimentos: pelitas y grauvacas 2. Anfibolitas de granate 3. Meta-tonalita | | | | Na | | 0.03 | 0.03 | Zn | | 0.00 | 0.04 | Ca | | 1.92 | 1.68 | 1.77 | 1.79 | Na | | 0.02 | 0.01 |
| | | | | | | | | | | | | K | | 0.00 | 0.00 | Total | | 3.02 | 2.98 | Na | | 0.47 | 0.41 | 0.47 | 0.13 | Total | | 4.01 | 3.92 |
| | | | | | | | | | | | | Total | | 11.01 | 11.02 | Hc | | 87.57 | 86.97 | K | | 0.33 | 0.11 | 0.22 | 0.02 | Wo | | 47.70 | 3.09 |
| | | | | | | | | | | | | XMg | | 0.55 | 0.60 | Spl | | 12.43 | 13.03 | Total | | 15.80 | 15.52 | 15.69 | 15.15 | En | | 32.62 | 41.40 |
| | | | | | | | | | | | | Normalización considerando 18 oxígenos y 11 cationes. XMg= Mg/Fe+Mg | | | | Normalización considerando 4 oxígenos y 3 cationes. | | | | XMg | | 0.47 | 0.49 | 0.36 | 0.50 | Fs | | 19.68 | 55.51 |
| | | | | | | | | | | | | | | | | Normalización considerando 22 oxígenos y 15-16 cationes. 1. Meta-basitas 2. Meta-tonalitas 3. Anfibolitas de granate XMg= Mg/Fe+Mg | | | | | | | | Normalización considerando 6 oxígenos y 4 cationes. 1. Meta-basitas 2. Anfibolitas de granate | | | | | |

Tabla 3. (continuación)

| Biotita | | | | | | | | | Granate | | | | | | | | | Ilmenita | | | Magnetita | | Rutilo | | | | | | | | | |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|--------------------------------|--------|----------------------------|-------|------------------------|--------------|-------|--------------|--|--|--|--|--|--|
| 1 | | | | | | | 2 | 3 | 1-a | | | 1-b | | | 1-c | | | 2-a | 2-b | 3-a | 3-b | 1 | 2 | Meta-basitas | | Meta-pelitas | | | | | | |
| Clave | A54-11 | A57-17 | A24-7 | A63a-1 | A37-20 | A24-1 | A64-3 | A42-2 | Clave | A54-8 | A24-1 | A37-20 | A24-9 | A37-91 | B63b-1 | B63b-2 | A42-4 | A42-1 | Clave | A57-1 | A64-1 | A31-1 | A31-2 | A61-1 | A61-2 | | | | | | | |
| SiO ₂ | 34.86 | 34.47 | 36.36 | 35.16 | 34.59 | 36.34 | 36.27 | 36.36 | SiO ₂ | 38.41 | 38.16 | 38.63 | 37.80 | 38.13 | 38.53 | 38.65 | 38.96 | 38.65 | TiO ₂ | 52.15 | 50.90 | 6.79 | 1.50 | 99.10 | 98.41 | | | | | | | |
| TiO ₂ | 4.34 | 3.25 | 2.85 | 3.63 | 1.97 | 0.60 | 3.57 | 2.81 | TiO ₂ | 0.00 | 0.02 | 0.04 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.05 | 0.09 | Al ₂ O ₃ | 0.04 | 0.06 | 0.80 | 0.37 | 0.06 | 0.10 | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 18.83 | 19.79 | 20.29 | 17.62 | 21.57 | 21.04 | 14.97 | 16.02 | Al ₂ O ₃ | 21.66 | 21.97 | 22.17 | 22.19 | 21.76 | 22.02 | 21.92 | 22.51 | 21.98 | FeO | 44.66 | 44.46 | 86.23 | 93.49 | 0.36 | 0.39 | | | | | | | |
| FeO | 20.78 | 21.54 | 18.15 | 23.12 | 21.15 | 18.84 | 24.11 | 21.09 | FeO | 36.47 | 34.18 | 34.02 | 35.30 | 32.20 | 28.13 | 27.71 | 26.59 | 26.19 | MnO | 3.18 | 3.08 | 0.21 | 0.05 | 0.02 | 0.00 | | | | | | | |
| MnO | 0.05 | 0.30 | 0.11 | 0.31 | 0.28 | 0.14 | 0.14 | 0.23 | MnO | 1.08 | 2.62 | 2.40 | 3.94 | 6.85 | 3.50 | 3.60 | 3.61 | 5.91 | MgO | 0.10 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | | | | | | | |
| MgO | 7.88 | 6.93 | 9.43 | 7.21 | 7.29 | 10.12 | 8.04 | 11.50 | MgO | 4.81 | 4.66 | 4.95 | 2.54 | 3.43 | 3.30 | 3.15 | 4.21 | 3.26 | CaO | 0.02 | 0.29 | 0.48 | 0.02 | 0.04 | 0.08 | | | | | | | |
| CaO | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.08 | CaO | 0.86 | 1.20 | 1.55 | 1.20 | 1.08 | 6.56 | 7.03 | 6.64 | 6.39 | SiO ₂ | 0.04 | 0.09 | 0.96 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Na ₂ O | 0.28 | 0.22 | 0.15 | 0.20 | 0.27 | 0.12 | 0.12 | 0.14 | Total | 103.29 | 102.81 | 103.76 | 103.07 | 103.45 | 102.04 | 102.21 | 102.57 | 102.47 | Total | 100.18 | 98.90 | 95.52 | 95.53 | 99.58 | 98.98 | | | | | | | |
| K ₂ O | 9.29 | 9.51 | 9.54 | 9.35 | 9.10 | 9.17 | 9.27 | 8.31 | Si | 5.96 | 5.94 | 5.94 | 5.93 | 5.95 | 5.99 | 6.00 | 5.98 | 5.99 | Ti | 1.98 | 1.97 | 1.53 | 0.34 | 1.00 | 1.00 | | | | | | | |
| H ₂ O | 3.70 | 3.81 | 3.93 | 3.81 | 3.68 | 3.96 | 3.81 | 3.95 | Ti | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | Al | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Total | 100.01 | 99.83 | 100.84 | 100.41 | 100.00 | 100.33 | 100.30 | 100.49 | Al(IV) | 0.04 | 0.06 | 0.06 | 0.07 | 0.05 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | Fe | 1.89 | 1.91 | 21.67 | 23.48 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Si | 2.65 | 2.72 | 2.77 | 2.77 | 2.62 | 2.75 | 2.86 | 2.76 | Sitio T | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | 6.00 | Mn | 0.14 | 0.13 | 0.05 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Al(IV) | 1.35 | 1.28 | 1.23 | 1.24 | 1.38 | 1.25 | 1.14 | 1.24 | Al(VI) | 3.92 | 3.97 | 3.96 | 4.04 | 3.96 | 4.02 | 4.00 | 4.04 | 4.00 | Mg | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Sitio T | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | Fe ₃₊ | 0.08 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Ca | 0.00 | 0.02 | 0.16 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Al(VI) | 0.33 | 0.55 | 0.60 | 0.40 | 0.54 | 0.62 | 0.25 | 0.19 | M1 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.05 | 4.00 | 4.02 | 4.02 | 4.05 | 4.01 | Si | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | | | | | | | |
| Ti | 0.25 | 0.19 | 0.16 | 0.21 | 0.11 | 0.03 | 0.21 | 0.16 | Fe ₂₊ | 4.66 | 4.42 | 4.34 | 4.63 | 4.16 | 3.66 | 3.59 | 3.41 | 3.39 | Total | 4.02 | 4.03 | 24.00 | 24.00 | 1.00 | 1.00 | | | | | | | |
| Fe ₃₊ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | Mn | 0.14 | 0.35 | 0.31 | 0.52 | 0.91 | 0.46 | 0.47 | 0.47 | 0.78 | 6 oxígenos y 4 cationes. | | 32 oxígenos y 24 cationes. | | 2 oxígenos y 1 catión. | | | | | | | | | |
| Fe ₂₊ | 1.32 | 1.42 | 1.16 | 1.52 | 1.34 | 1.19 | 1.59 | 1.34 | Mg | 1.11 | 1.08 | 1.14 | 0.59 | 0.80 | 0.76 | 0.73 | 0.96 | 0.75 | | | | | | | | | | | | | | |
| Mn | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | Ca | 0.14 | 0.20 | 0.26 | 0.20 | 0.18 | 1.09 | 1.17 | 1.09 | 1.06 | | | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0.89 | 0.81 | 1.07 | 0.85 | 0.82 | 1.14 | 0.94 | 1.30 | M2 | 6.06 | 6.04 | 6.04 | 5.95 | 6.05 | 5.97 | 5.96 | 5.93 | 5.98 | | | | | | | | | | | | | | |
| Sitio M | 2.79 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | 2.83 | 3.00 | 3.00 | 3.00 | Total | 16.06 | 16.04 | 16.04 | 16.00 | 16.05 | 15.99 | 15.98 | 15.98 | 15.99 | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | XFe | 0.81 | 0.80 | 0.79 | 0.89 | 0.84 | 0.83 | 0.83 | 0.78 | 0.82 | | | | | | | | | | | | | | |
| Na | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | Py | 18.15 | 17.80 | 18.67 | 9.98 | 13.11 | 12.80 | 12.21 | 16.23 | 12.59 | | | | | | | | | | | | | | |
| K | 0.90 | 0.96 | 0.93 | 0.94 | 0.88 | 0.88 | 0.93 | 0.80 | Alm | 77.20 | 73.22 | 71.98 | 77.83 | 69.04 | 61.20 | 60.27 | 57.48 | 56.72 | | | | | | | | | | | | | | |
| Sitio A | 0.94 | 0.99 | 0.95 | 0.97 | 0.93 | 0.90 | 0.95 | 0.83 | Gro | 2.34 | 3.29 | 4.20 | 3.39 | 2.97 | 18.29 | 19.59 | 18.39 | 17.73 | | | | | | | | | | | | | | |
| Total | 7.73 | 7.99 | 7.95 | 7.97 | 15.53 | 7.90 | 7.95 | 7.83 | Sps | 2.31 | 5.68 | 5.14 | 8.80 | 14.88 | 7.71 | 7.93 | 7.90 | 12.96 | | | | | | | | | | | | | | |
| XFe | 0.60 | 0.64 | 0.52 | 0.64 | 0.62 | 0.51 | 0.63 | 0.51 | Normalización de acuerdo a 24 oxígenos y 16 cationes. XFe= Fe/Fe+Mg. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Normalización de acuerdo a 11 oxígenos y 7-8 cationes. | | | | | | | | | 1. Meta-sedimentario: a. relicto, b. núcleo, c. borde | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1. Meta-sedimentario: pelitas, grauvacas, psammitas | | | | | | | | | 2. Anfibolitas de granate: a. núcleo, b. borde | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 2. Anfibolitas de granate; 3. Meta-tonalitas | | | | | | | | | 3. Meta-tonalita: a. núcleo, b. borde | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

10. Condiciones físicas del proceso metamórfico

10.1 Relaciones de fase y serie de reacciones

Uno de los objetivos fundamentales de esta tesis ha sido definir las relaciones de equilibrio entre las fases minerales, de acuerdo al análisis petrográfico y a las características químicas-texturales de las distintas asociaciones metamórficas, así como definir las series de reacciones metamórfico-migmatíticas ocurridas en la zona de estudio. Después de conocer la diversidad química de las fases minerales en litotipos representativos, en este apartado se definen los espacios de composición y se plantea un esquema de equilibrio mineral en el cual se analizará el proceso de fusión parcial y el proceso retrógrado de la zona de estudio. La proyección de los espacios de composición tipo triangular y tetragonal se ha realizado matemáticamente usando técnicas algebraicas. Para simplificar el análisis y la visualización de las relaciones de fases se redujo la dimensión del espacio de composición a través de una transformación de componentes químicos, siguiendo la metodología propuesta por Thompson (1982) y Spear *et al.* (1982). Para dicho fin y para su representación gráfica se ha utilizado el software C-space (Torres-Roldan *et al.*, 2000).

Una vez definida la consistencia de los sistemas metamórficos, de acuerdo a su quemografía y a sus relaciones texturales, a continuación se proponen una serie de reacciones hipotéticas. Posteriormente, se presenta el balance de reacción y el análisis algebraico de éstas reacciones metamórficas y de fusión parcial, con la finalidad de establecer las relaciones de independencia o dependencia lineal entre los distintos componentes químicos, como una base de análisis de las fases minerales que serán utilizadas para los cálculos termobarométricos.

10.1.1 CMM meta-sedimentario

Se ha utilizado el sistema K_2O -FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (KFMASH) para analizar el equilibrio mineral en los litotipos meta-sedimentarios, puesto que es el sistema químico mínimo en el cual es posible observar las reacciones de fusión parcial en meta-pelitas. Con la finalidad de representar las relaciones de fase y los cambios de compatibilidad químico-mineral de las unidades para-derivadas, las asociaciones características en el sistema KFMASH han sido proyectadas desde cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y KNa₁ en el sistema ternario AFM (Thompson, 1957).

Las paragénesis observadas en los paleosomas meta-pelíticos y en las meta-grauvacas a menudo involucran la presencia de feldespato potásico, granate (Alm₈₀) y sillimanita. Primeramente, la ocurrencia de estas fases pre-migmatíticas obliga a definir su nivel de participación en la reacción

de fusión. De acuerdo a las asociaciones comúnmente observadas, es posible plantear, en principio, la producción de un fundido anatético derivado a partir de la reacción:



donde L representa un fundido anatético félsico (líquido).

La participación de cada fase en el lado izquierdo de reacción 1 (reactivos), está claramente determinada por su abundancia en el sistema, puesto que el contenido modal de las fases es distinto en cada litotipo.

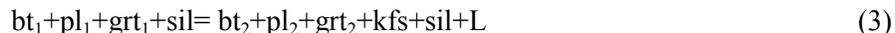
Sin embargo, las relaciones texturales-morfológicas y las asociaciones observadas en los neosomas para-derivados indican una reacción de deshidratación-fusión por medio de la descomposición de la biotita, para producir líquido y otras fases ferromagnesianas congruentes e incongruentes comúnmente asociadas (ver análisis petrográfico).

En el diagrama de compatibilidad presentado en la Figura 39-a se presenta la proyección de la paragénesis típica de un paleosoma meta-pelítico representativo. En esta quemografía se observa una evidente colinearidad entre el vértice A (sillimanita+plagioclasa), la proyección de la biotita y la proyección de la composición del leucosoma asociado (metatexita estromática incipiente). Esta relación topológica y la ocurrencia de granate+feldespató potásico en asociación con los neosomas sugiere una reacción de fusión de la asociación biotita+plagioclasa de tipo:



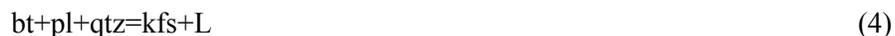
donde el granate y el feldespató potásico son productos sólidos de la reacción de deshidratación-fusión y en algunos casos pueden desarrollarse como fases peritéticas.

Las variaciones químico-minerales observadas en las metapelitas revelan una reacción de fusión divariante (o de mayor varianza) como se aprecia en el diagramas AFM de la Figura 39-a, que implica una relación más realista que la reacción 2:



donde las fases con subíndice 2 representan el reajuste químico de las fases a partir de la reacción.

Los litotipos meta-psamíticos, que constituyen gruesos niveles gneísicos-metatexiticos con mineralogías relativamente más simples, exhiben, sin embargo, una de las reacciones de fusión más claras de la zona de estudio. Los paleosomas constituidos esencialmente de plagioclasa, cuarzo y biotita se relacionan con neosomas ricos en feldespató potásico hipidiomórfico y en muchos de los casos contienen granate. Estas relaciones sugieren una reacción de deshidratación-fusión de particular importancia en la zona de estudio, puesto que estos litotipos son predominantes en el CMM meta-sedimentario:



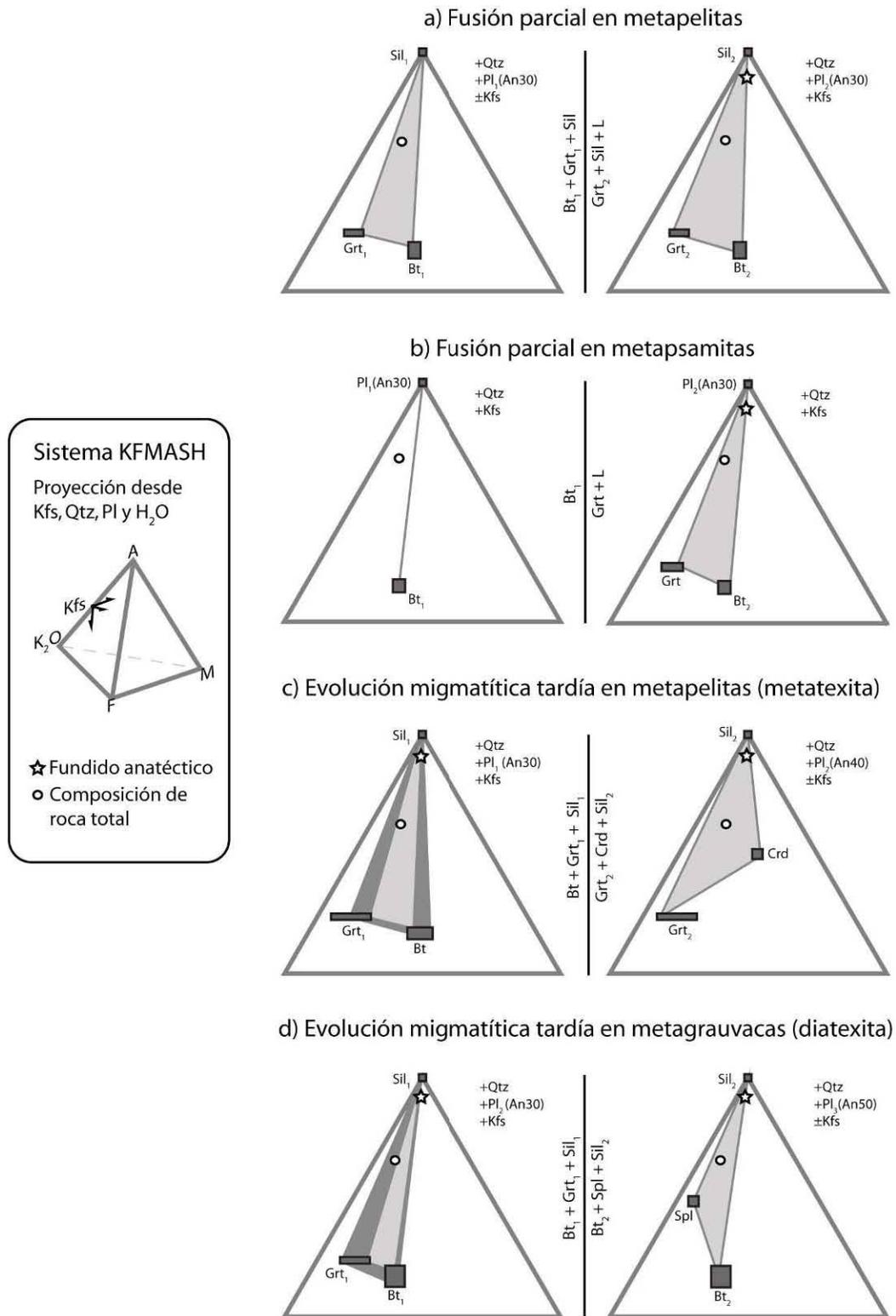


Figura 39. Proyecciones ternarias AFM del sistema KFMASH que muestran las principales relaciones topológicas en los litotipos para-derivados de la zona de estudio. a) y b) Representan las reacciones de fusión parcial más comunes en metapelitas (reacción 3 en el texto) y meta-psamitas (reacción 5 en el texto). b) y c) Muestran la evolución paragenética durante la etapa tardía de migmatización en metatexitas y diatexitas derivadas de meta-pelitas y meta-grauvascas respectivamente (reacciones 9 y 10 en el texto).

En el diagrama AFM de la Figura 39-b, de manera análoga a las metapelitas, se observa una notable colinearidad entre las proyecciones de la biotita, la plagioclasa y el fundido anatético. El cambio topológico que define el equilibrio divariante granate+biotita₂+ plagioclasa₂ en dicha figura indica una reacción de tipo:



Un caso particular de reacción de fusión, donde destaca la producción de ortopiroxeno y líquido, queda registrado en los niveles de meta-grauvacas de anfíbol y granate, que típicamente permanecen como remanentes litológicos refractarios (ver descripción litológica). A pesar de que no se llevó a cabo una caracterización química completa de las fases minerales implicadas, es posible plantear de manera hipotética la siguiente reacción de deshidratación-fusión:



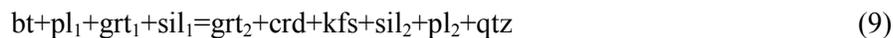
nótese que la reacción 7 se desarrolla a partir de la descomposición de dos fases minerales hidratadas (biotita y anfíbol). La presencia de ortopiroxeno limitada a estos niveles composicionales sugiere que la química de roca total controla ampliamente su aparición, más que un aumento en las condiciones de temperatura o en el grado de anatexis.

La etapa migmatítica tardía se encuentra ampliamente definida en los litotipos metapelíticos y en las meta-grauvacas a partir de microestructuras y paragénesis análogas (ver descripción petrográfica). La zonificación de reequilibrio en el granate y las relaciones de fase en ambos litotipos está representada por la conjunción de las soluciones sólidas del granate y la biotita (Figura 39-c-d). El enriquecimiento en manganeso hacia los bordes del granate y la correspondencia en la X_{Mg} sugieren una reacción continua de transferencia neta (Spear, 1993; Kohn y Spear, 2000; Kohn, 2003) de tipo:



con una expresión textural representada a menudo por remplazamientos parciales de fenoblastos de granate y coronas de reacción ricas en plagioclasa cálcica (ver descripción petrográfica).

La aparición de la cordierita en los litotipos metapelíticos implica un cambio topológico y de compatibilidad como puede observarse en el diagrama AFM de la Figura 39-c. La asociación biotita+sillimanita se descompone para producir granate rico en almandino y cordierita a partir de una reacción divariante hipotética de tipo:



la cual es congruente con las texturas de reemplazamiento de cordierita por biotita y granate. Sin embargo la evolución de la asociación grt+crd en condiciones subsólidas será discutida más adelante.

En las meta-grauvacas aluminosas la aparición de espinela se produce por un cambio topológico distinto (Figura 39-d) y sin embargo procede dentro de un esquema de reacción similar. El

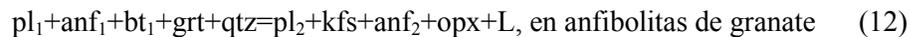
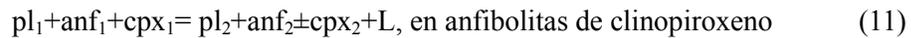
equilibrio sillimanita+granate (colineal con la proyección de la espinela) se rompe para producir espinela y biotita a partir de una reacción hipotética que puede expresarse como:



10.1.2 CMM meta-ígneo

Las relaciones de fase de los litotipos meta-ígneos se han analizado en el sistema CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CKFMASH) proyectado en el sistema tetragonal ACFM, desde los componentes feldespato potásico, cuarzo y fundido anatético, donde A= Al₂O₃, C= CaO, M= MgO y F=FeO, como se muestra en la Figura 40.

De acuerdo a las relaciones texturales y a las paragénesis observadas en las metatexitas ortoderivadas máficas es posible plantear tres principales reacciones hipotéticas de fusión:



notar la presencia de L y fases sólidas del lado derecho de las reacciones. Una característica esencial de las reacciones 10 y 11 es que representan reacciones de deshidratación-fusión por vía de la descomposición del anfíbol, en tanto que la reacción 12, desarrollada en un litotipo particular pero ampliamente distribuido en la zona de estudio (ver descripción litológica), implica la descomposición conjunta de dos fases hidratadas durante el proceso anatético (biotita y anfíbol). La reacción 10 constituye la reacción de fusión más común en los litotipos máficos y probablemente en el CMM meta-ígneo. Las anfibolitas de clinopiroxeno, a pesar de ser menos abundantes (ver descripción litológica-petrográfica) y de permanecer típicamente como litologías refractarias, poseen un registro claro de su proceso de fusión. El diagrama ACFM de la Figura 40-a muestra el cambio topológico a partir de la reacción 11. Típicamente, la plagioclasa de los neosomas (pl₂) presenta un aumento en su componente albítico respecto a la plagioclasa reactiva (protolito, pl₁). De manera similar, el componente Tschermak (MgSi-Al^{IV}₁Al^{VI}₁) de los anfíboles aumenta en el anfíbol de neoformación (anf₁); en el clinopiroxeno no se detectó una variación química sustancial, lo que sumado a sus relaciones texturales sugiere que permanece como una fase relictiva metaestable en los neosomas de estos sistemas.

Sin embargo, de acuerdo a las observaciones de campo, la reacción 11 podría también presentar variaciones sustanciales dependiendo de la composición de roca total o de la estructura migmatítica observada. Por ejemplo, algunos niveles refractarios exhiben acumulaciones de neosoma incipientes, caracterizadas por la asociación plagioclasa+clinopiroxeno, que sugiere una reacción de $pl_1+anf+cpx_1= pl_2+cpx_2+L$ (11a), mientras que localmente pueden encontrarse metatexitas derivadas

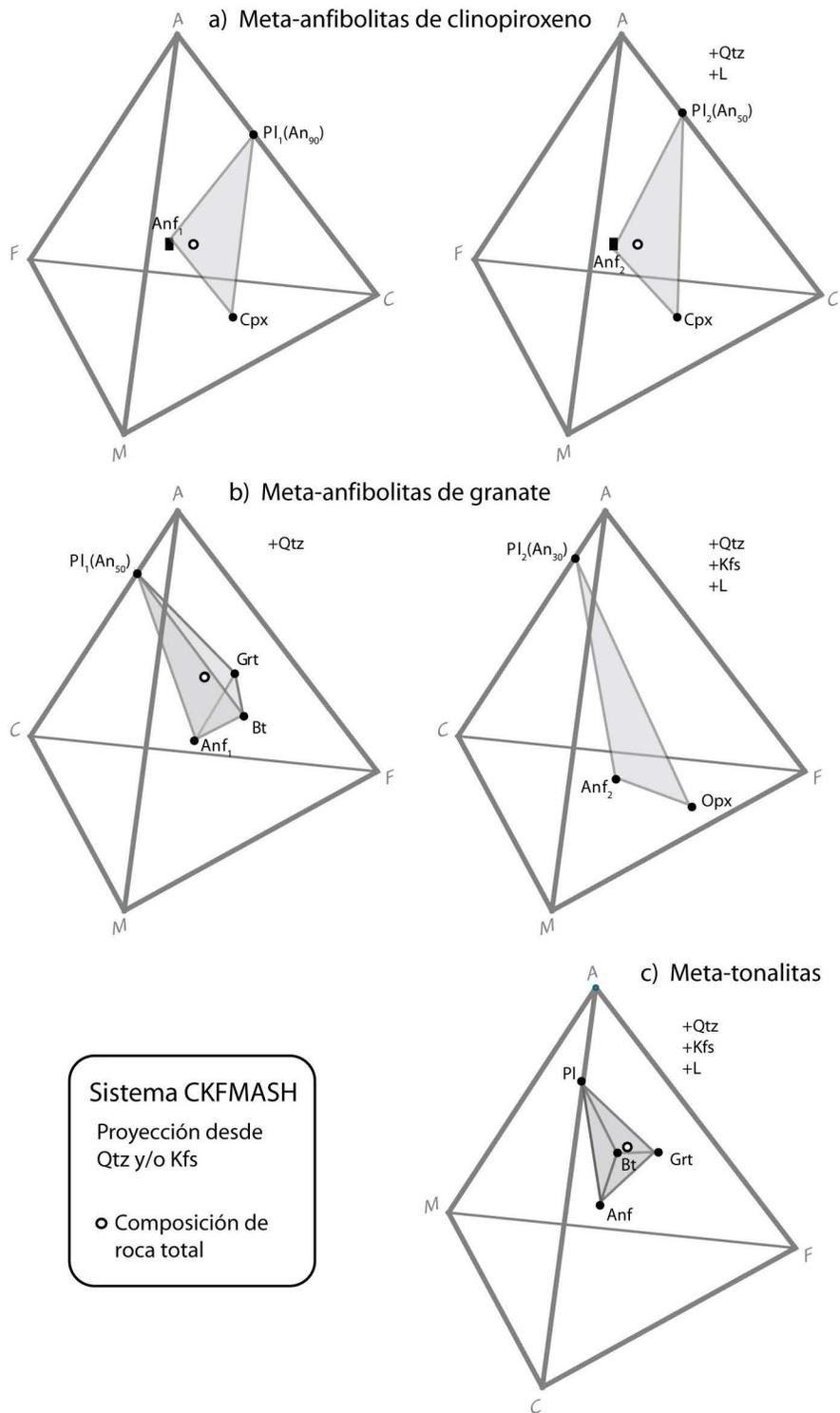
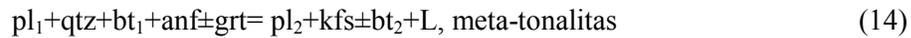
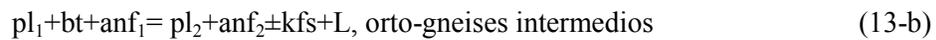


Figura 40. Proyecciones tetragonales ACFM del sistema CKFMASH que muestran las relaciones topológicas de las litologías ortoderivadas de la zona de estudio. a) y b) muestran las reacciones de fusión parcial hipotéticas en amfibolitas de clinopiroxeno y granate respectivamente (reacciones 11 y 12 en el texto). b) Representación de la paragénesis migmatítica en las meta-tonalitas (reacción 14), el granate y el anfíbol se mantienen como fases metaestables en la asociación.

de estos litotipos tanto con clinopiroxeno como anfíbol neoformados. La reacción 12 posee una relevancia especial no solo por implicar una reacción de doble deshidratación sino por la producción de ortopiroxeno, como se observa en el diagrama ACFM de la Figura 40-b. Este litotipo ocurre comúnmente como niveles máficos intercalados en las gruesas secuencias de metatexitas para-derivadas (ver descripción litológica), por lo que su relación de fases es perfectamente comparable con las reacciones 3 y 5. Las variaciones químicas en el anfíbol y la plagioclasa son similares a las descritas para la Figura 40-a.

Por su parte, los orto-derivados metatexiticos cuarzo-feldespáticos poseen evidencias químico-texturales que sugieren, de manera general, dos principales reacciones de fusión:



Ambas reacciones implican un proceso de deshidratación-fusión por medio de la descomposición del anfíbol y la biotita en conjunto. En la reacción 13-a resalta la aparición de un clinopiroxeno peritético como producto sólido de la fusión del anfíbol. La ausencia de clinopiroxeno en los paleosomas de este sistema y la común ocurrencia de dicha fase en los leucosomas asociados, son los argumentos principales que sostienen esta hipótesis. La reacción 13-b es probablemente la principal generadora de neosomas en estos litotipos, sin embargo la variación química de las fases minerales implicadas no fue determinada y no es posible definir el modo en que dicha reacción procedió. La reacción 14 se desarrolla de manera bastante local puesto que los litotipos meta-tonalíticos representan litologías ampliamente refractarias en la zona de estudio Figura 40-c.

10.2 Balance de reacciones

Las relaciones de fase definidas a partir de criterios químico-texturales asistidas por los métodos de álgebra lineal permiten analizar la consistencia matemática del espacio de composición de los principales sistemas litológicos. Para este fin se llevó a cabo un análisis matricial a partir de matrices de (n fases \times n componentes) con el objetivo de determinar las dependencias lineales de los equilibrios minerales (Greenwood, 1967) en el sistema CaO-Na₂O-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (CNKFMASH) y de definir las relaciones de masa en las asociaciones minerales características. Las resoluciones algebraicas y el modelado matricial se llevaron a cabo utilizando la herramienta MAW (*matrix analysis wizard*) del programa C-Space (Torres-Roldán *et al.*, 2000), que integra la técnica y los procedimientos de análisis matricial propuestos por Fisher (1989). Por definición, en el análisis algebraico la dimensión del espacio de composición representa el número de componentes químicos

necesarios para describir el sistema petrológico en estudio. Por lo tanto, la elección del número de componentes y de fases para el *input* matricial es el factor principal que controla el análisis algebraico.

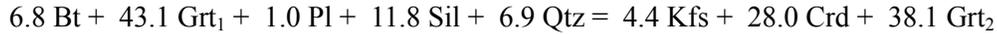
De acuerdo a las relaciones de fase definidas y a la información química mineral, se consideran los siguientes sistemas litológicos representativos: (a) metapelitas de granate-cordierita, (b) metapelitas-meta-grauvacas de granate-hercinita, (c) metapsamitas y (d) anfibolitas de granate. Las anfibolitas típicas y las anfibolitas de clinopiroxeno se descartaron porque no se cuenta con información suficiente acerca de la composición química de sus fases. Los componentes químicos usados para la construcción de las matrices están expresados en porcentaje de óxidos (wt%): CaO, Na₂O, K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ y H₂O. El TiO₂ se omitió debido a que la biotita es la única fase mineral que lo contiene en cantidades significativas y puede ser fácilmente balanceado considerando a la ilmenita como una fase adicional. El H₂O no fue analizado y por lo tanto se asume como la diferencia entre el 100% y el porcentaje total en peso del microanálisis. Para llevar a cabo el balance de reacciones de fusión parcial se utilizaron las composiciones de líquidos anatéticos producidos experimentalmente en condiciones similares al caso de estudio por Patiño y Johnston (1991) y Montel y Vielzeuf (1997).

El sistema litológico (a) se analizó a partir de una matriz rectangular (8 x 7) y de una matriz cuadrada (8 x 8), como se observa en la Tabla 4. La matriz (7 x 8) fue utilizada para conocer las dependencias lineales entre las fases minerales implicadas en la reacción de fusión parcial de dicho sistema, en ella se utilizó la composición del líquido anatético obtenido a 7 kbar y 825°C por Patiño y Johnston (1991) y se descartó el componente MgO en cuanto se limita únicamente a la biotita y al granate. La reducción algebraica de esta matriz resulta en 8 balances de reacción (Tabla 4-b), en cada uno de los cuales una fase mineral no participa en la reacción (en corchetes). Aunque todas las relaciones de la Tabla 4-b son algebraicamente posibles, son válidas para definir la reacción de fusión parcial hipotética únicamente si satisfacen que la biotita participa como reactivo y el granate junto con el líquido anatético, como productos. Esta condición descarta automáticamente los balances núm. 1, 2, 3, 5, 6 y 7. Los balances 4 (Kfs ausente) y 8 (H₂O ausente) restantes, implican una reacción en condiciones saturadas de H₂O y una en condiciones insaturadas en H₂O respectivamente. Las evidencias texturales sugieren la producción de Kfs+Grt como productos sólidos de una reacción de deshidratación-fusión, por lo que el balance 8 resulta apropiado:



La matriz (8 x 8) se construyó con la finalidad de definir las relaciones de dependencia lineal en la asociación típica de equilibrio tardo o post-migmatítico donde aparece la cordierita. En este caso se llevó a cabo un modelado matricial con la herramienta MAW en el cual se redujo a 7 el rango de la

matriz. La resolución arroja el balance de reacción:



Este resultado concuerda con las principales observaciones texturales, en las cuales tanto la biotita como el granate (Grt_1) reaccionan para formar cordierita y cuarzo residual en equilibrio con un granate reequilibrado (Grt_2). Es oportuno mencionar que aún contruyendo otras formas matriciales con un menor número de componentes para este mismo número de fases, aumenta significativamente el número de reacciones univariantes pero se obtiene básicamente el mismo resultado.

Tabla 4-a. Metapelitas de grt y crd (sistema litológico a)

| Fase | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O |
|------------------|------------------|--------------------------------|------|-----|-------------------|------------------|------------------|
| Bt | 36.3 | 20.6 | 18.4 | 0.0 | 0.1 | 9.3 | 3.9 |
| Grt ₁ | 38.1 | 21.9 | 33.9 | 1.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Pl | 60.4 | 25.9 | 0.2 | 7.3 | 7.1 | 0.1 | 0.0 |
| Kfs | 65.4 | 18.6 | 0.1 | 0.0 | 1.7 | 14.1 | 0.0 |
| Sil | 37.0 | 63.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Qtz | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| L* | 67.2 | 13.6 | 1.5 | 0.6 | 3.2 | 5.2 | 3.5 |
| H ₂ O | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 100.0 |

1 [Bt] 22.0 Grt₁ + 116.9 Pl + 203.7 Kfs + 1.0 Sil + 151.3 Qtz + 19.0 H₂O = 541.5 L

2 [Grt₁] 389.1 L = 29.2 Bt + 87.3 Pl + 127.2 Kfs + 1.0 Sil + 114.6 Qtz + 12.5 H₂O

3 [Pl] 64.8 Grt₁ + 98.3 Kfs + 6.6 H₂O = 115.1 Bt + 1.0 Sil + 6.6 Qtz + 59.8 L

4 [Kfs] 77.7 Bt + 38.0 Pl + 1.0 Sil + 53.7 Qtz + 1.7 H₂O = 36.6 Grt₁ + 135.9 L

5 [Sil] 4.5 Bt + 23.5 L = 3.4 Grt₁ + 4.6 Pl + 11.8 Kfs + 5.7 Qtz + 1.0 H₂O

6 [Qtz] 68.8 Grt₁ + 5.4 Pl + 112.1 Kfs + 7.8 H₂O = 120.4 Bt + 1.0 Sil + 87.4 L

7 [L] 103.7 Bt + 11.6 Pl + 1.0 Sil + 21.0 Qtz = 56.2 Grt₁ + 68.3 Kfs + 4.0 H₂O

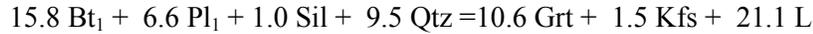
8 [H₂O] 4.2 Bt + 1.5 Pl + 0.05 Sil + 2.2 Qtz = 2.1 Grt₁ + 1.0 Kfs + 4.7 L

| Tabla 4-b | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O |
|------------------|------------------|--------------------------------|------|-----|-----|-------------------|------------------|------------------|
| Bt | 36.3 | 20.6 | 18.4 | 9.4 | 0.0 | 0.1 | 9.3 | 3.9 |
| Grt ₁ | 38.1 | 21.9 | 33.9 | 5.8 | 1.1 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Pl | 60.4 | 25.9 | 0.2 | 0.0 | 7.3 | 7.1 | 0.1 | 0.0 |
| Kfs | 65.4 | 18.6 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 1.7 | 14.1 | 0.0 |
| Sil | 37.0 | 63.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Qtz | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Crd | 48.7 | 32.9 | 9.4 | 7.5 | 0.0 | 0.2 | 0.0 | 1.0 |
| Grt ₂ | 37.3 | 22.3 | 34.7 | 2.7 | 1.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |

6.8 Bt + 43.1 Grt₁ + 1.0 Pl + 11.8 Sil + 6.9 Qtz = 4.4 Kfs + 28.0 Crd + 38.1 Grt₂

El sistema litológico (b) se analizó a partir de dos matrices rectangulares (7 x 8) y (9 x 8) respectivamente (Tabla 5). La matriz (7 x 8) se muestra en la Tabla 5-a y se construyó utilizando las fases minerales que participan hipotéticamente en la reacción de fusión parcial. Se utilizó la composición del líquido anatético obtenido por Patiño y Johnston (1991) a 7 kbar y 825°C, en vez de las obtenidas por Montel y Vielzeuf (1997), considerando que el sistema en estudio contiene

sillimanita y a pesar de estar asociado con la hercinita, esta no parece estar relacionada a la fase temprana de fusión parcial. La matriz inicial de la Tabla 5-a posee un rango de 8 y no parece tener un buen balance de reacción. Así mismo, la reducción del rango a 6 define un modelo no del todo aceptable debido a que presenta un rango de error considerablemente grande. Puesto que el sistema está definido por al menos 6 componentes independientes, la asociación de 6 fases minerales relacionada a la reacción de fusión parcial es divariante. Los balances de reacción obtenidos considerando o descartando al feldespató-K como producto sólido de la reacción son los siguientes:



Estas ecuaciones definen las reacciones de deshidratación-fusión congruentes con las características texturales observadas en este sistema litológico.

Tabla 5-a. Meta-grauvacas de grt y hc (sistema litológico b)

| Fase | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O |
|-----------------|------------------|--------------------------------|------|-----|-----|-------------------|------------------|------------------|
| Bt ₁ | 34.3 | 20.6 | 24.0 | 6.7 | 0.1 | 0.2 | 8.3 | 3.9 |
| Grt | 38.4 | 22.0 | 33.5 | 5.0 | 1.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Pl ₁ | 61.1 | 24.4 | 0.0 | 0.0 | 6.8 | 7.8 | 0.3 | 0.0 |
| Kfs | 64.6 | 18.2 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 15.4 | 0.0 |
| Sil | 37.0 | 63.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Qtz | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| L* | 67.2 | 13.6 | 1.5 | 0.3 | 0.6 | 3.2 | 5.2 | 3.5 |

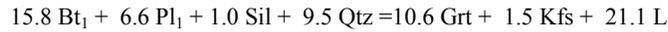
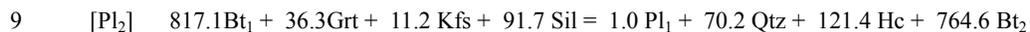
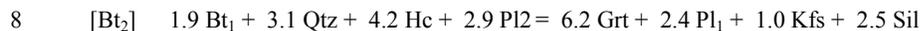
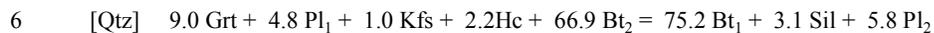
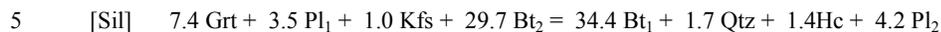
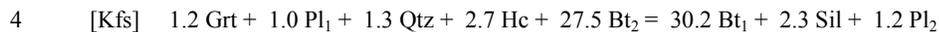
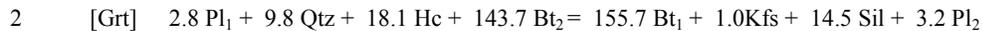
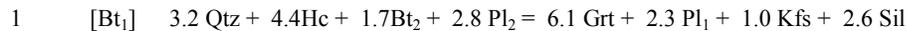
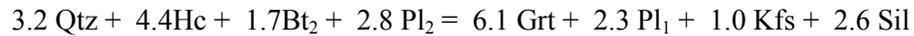


Tabla 5-b

| | | | | | | | | |
|-----------------|-------|------|------|-----|-----|-----|------|-----|
| Bt ₁ | 34.3 | 20.6 | 24.0 | 6.7 | 0.1 | 0.2 | 8.3 | 3.9 |
| Grt | 38.4 | 22.0 | 33.5 | 5.0 | 1.6 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Pl ₁ | 61.1 | 24.4 | 0.0 | 0.0 | 6.8 | 7.8 | 0.3 | 0.0 |
| Kfs | 64.6 | 18.2 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.6 | 15.4 | 0.0 |
| Sil | 37.0 | 63.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Qtz | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Hc | 0.0 | 58.3 | 37.8 | 2.9 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Bt ₂ | 34.6 | 21.6 | 21.2 | 7.3 | 0.1 | 0.3 | 9.1 | 3.7 |
| Pl ₂ | 57.3 | 25.8 | 0.3 | 0.0 | 8.2 | 6.6 | 0.1 | 0.0 |



La matriz (9 x 8) de la Tabla 5-b se utilizó para determinar las dependencias lineales en las asociaciones minerales que contienen hercinita. De la reducción matricial se obtuvo un total de 9 balances de reacción algebraicamente válidos, cuya significancia petrológica está condicionada a que el granate y la sillimanita produzcan hercinita y plagioclasa cálcica, cómo se definió a partir del análisis textural, de los microanálisis químicos y de las relaciones topológicas de dicha asociación (Figura 39-d). Este requisito permite descartar en principio los balances núm. 2, 4-7 y 9. Los balances restantes, 1 y 8 implican la formación de biotita como producto de la reacción, la composición de Bt₁ corresponde a una cristal xenomorfo relicto que representa la composición pre o sin-migmatítica, mientras que la composición Bt₂ representa la composición de la biotita asociada a hercinita en melanosomas probablemente reequilibrados (ver análisis petrográfico). Por lo tanto, el balance de reacción núm. 8:



es el más adecuado para describir la reacción de formación de la hercinita, a pesar del pequeño coeficiente de la Bt₂ en contraposición con su abundancia relativa, que requiere ser explicada con otra reacción. Por otra parte, no es posible definir la participación del H₂O o del líquido anatético en dicho proceso, como una posible reacción que consume una o ambas fases en una etapa migmatítica tardía.

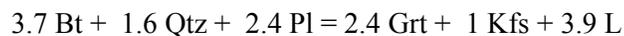
El sistema litológico (c) se analizó por medio de una matriz rectangular inicial de (6 x 8), para definir las relaciones lineales de la asociación metatexítica, utilizando la composición del líquido anatético A117C obtenido por Montel y Viezeuf (1997) (Tabla 6).

Tabla 6. Metapsammitas de grt (sistema litológico c)

| Fase | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | H ₂ O |
|----------|------------------|--------------------------------|------|-----|-----|-------------------|------------------|------------------|
| Bt | 35.2 | 17.6 | 23.1 | 7.2 | 0.0 | 0.2 | 9.4 | 3.8 |
| Grt | 38.6 | 21.9 | 34.5 | 4.4 | 1.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Pl | 63.5 | 22.6 | 0.1 | 0.0 | 5.0 | 8.7 | 0.2 | 0 |
| Kfs | 66.0 | 18.7 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.3 | 16.0 | 0 |
| Qtz | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Líquido* | 72.12 | 13.5 | 1.4 | 0.4 | 0.7 | 3.2 | 4.1 | 5.6 |

$$3.7 \text{ Bt} + 1.6 \text{ Qtz} + 2.4 \text{ Pl} = 2.4 \text{ Grt} + 1 \text{ Kfs} + 3.9 \text{ L}$$

El rango de la matriz inicial fue reducido a 5 para obtener una matriz modelo cuyos residuos son significativamente elevados y un balance de reacción de:



que, sin embargo, ilustra de forma satisfactoria una de las reacciones de fusión parcial mejor definidas en la zona de estudio (ver análisis petrográfico y relaciones de fase). Puesto que el sistema (c) posee al

menos 6 componentes químicos independientes y un número de fases relativamente reducido (Tabla 6), es posible interpretar que el equilibrio definido por la fusión parcial en dicho sistema es al menos divariante.

Por último, el sistema litológico (d) se analizó a partir de una matriz rectangular de (10 x 8) como se observa en la Tabla 7. Dicha análisis se utilizó para conocer las relaciones de dependencia lineal en una asociación típica desarrollada en subsólidos cerca del pico metamórfico.

| Tabla 7. Anfibolitas de granate (sistema litológico d) | | | | | | | | |
|---|------------------------|--|------------|------------|------------|------------------------|-----------------------|-----------------------|
| Fase | SiO₂ | Al₂O₃ | FeO | MgO | CaO | Na₂O | K₂O | H₂O |
| Bt | 34.7 | 15.9 | 24.2 | 9.0 | 0.9 | 0.2 | 7.1 | 3.9 |
| Pl | 56.1 | 28.9 | 0.3 | 0.0 | 10.0 | 5.8 | 0.1 | 0.0 |
| Anf ₁ | 45.8 | 10.3 | 19.8 | 9.1 | 10.7 | 1.2 | 0.4 | 2.0 |
| Anf ₂ | 51.4 | 4.5 | 18.8 | 11.4 | 11.3 | 0.3 | 0.1 | 2.1 |
| Grt | 38.5 | 22.0 | 28.1 | 3.5 | 3.3 | 6.6 | 0.0 | 0.0 |
| Opx | 52.6 | 1.4 | 29.2 | 12.8 | 1.3 | 0.1 | 0.0 | 0.0 |
| Kfs | 64.7 | 19.0 | 0.6 | 0.0 | 0.0 | 0.2 | 16.1 | 0.0 |
| Il | 0.1 | 0.1 | 44.5 | 0.0 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Qtz | 100.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| H ₂ O | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 100.0 |
| 1 | [Bt] | 28.1 Opx + 2.9 Kfs + 25.0 Il + 57.4 Pl + 102.3 Anf ₂ + 1.0 H ₂ O = 157.4 Anf ₁ + 26.9 Grt + 19.0 Qtz | | | | | | |
| 2 | [Anf ₁] | 27.7 Opx + 8.5 Kfs + 5.5 Il + 15.7 Pl + 1.0 H ₂ O = 19.3 Bt + 13.3 Grt + 11.0 Qtz + 11.8 Anf ₂ | | | | | | |
| 3 | [Anf ₂] | 27.7 Opx + 7.9 Kfs + 7.5 Il + 20.0 Pl + 1.0 H ₂ O = 17.3 Bt + 16.2 Anf ₁ + 14.7 Grt + 11.8 Qtz | | | | | | |
| 4 | [Grt] | 38.2 Bt + 3.1 Qtz + 13.5 Il + 25.1 Pl + 123.2 Anf ₂ = 153.8 Anf ₁ + 27.2 Opx + 13.9 Kfs + 1.0 H ₂ O | | | | | | |
| 5 | [Opx] | 1226.6 Bt + 1212.5 Il + 2591.3 Pl + 7142.3 Anf ₂ = 9841.4 Anf ₁ + 838.8 Grt + 357.0 Kfs + 490.4 Qtz + 1.0 H ₂ O | | | | | | |
| 6 | [Kfs] | 10.1 Bt + 28.4 Opx + 35.2 Il + 79.2 Pl + 162.1 Anf ₂ + 1.0 H ₂ O = 240.0 Anf ₁ + 34.1 Grt + 23.2 Qtz | | | | | | |
| 7 | [Pl] | 59.1 Anf ₁ + 27.5 Opx + 10.6 Kfs + 1.0 H ₂ O = 26.6 Bt + 8.2 Grt + 8.0 Qtz + 1.8 Il + 54.6 Anf ₂ | | | | | | |
| 8 | [Qtz] | 5.7 Bt + 21.2 Il + 41.4 Pl + 167.8 Anf ₂ = 215.4 Anf ₁ + 5.3 Grt + 27.1 Opx + 16.1 Kfs + 1.0 H ₂ O | | | | | | |
| 9 | [Il] | 44.4 Anf ₁ + 27.6 Opx + 10.1 Kfs + 3.9 Pl + 1.0 H ₂ O = 24.8 Bt + 9.5 Grt + 8.7 Qtz + 44.0 Anf ₂ | | | | | | |
| 10 | [H ₂ O] | 355.6 Anf ₁ + 30.8 Grt + 12.6 Kfs + 18.1 Qtz = 43.6 Bt + 1.0 Opx + 44.0 Il + 94.2 Pl + 257.6 Anf ₂ | | | | | | |

La reducción de la matriz produce residuos aceptables y define 10 balances de reacción algebraicamente válidos (Tabla 7). La validez petrológica de dichas ecuaciones está determinada por la ocurrencia de granate, anfíbol cálcico y biotita como reactivos para producir ortopiroxeno y feldespato-K. Esta condición descarta en primera instancia las reacciones núm. 1, 4-6 y 8-10. Las reacciones restantes (2, 3 y 7) son todas productoras de H₂O y poseen un balance de masa razonable. La reacción 7: 26.6 Bt + 8.2 Grt + 8.0 Qtz + 1.8 Il + 54.6 Anf₂ = 59.1 Anf₁ + 27.5 Opx + 10.6 Kfs + 1.0 H₂O implica la ausencia de plagioclasa y la reacción de un anfíbol actinolítico (Anf₂) en asociación con granate, lo que resulta improbable y es suficiente para descartar dicho balance. Las reacciones núm. 2 y 3 tienen la forma:



indicando la reacción de un anfíbol actinolítico (Anf_2) o de un anfíbol en el campo de la hornblenda (Anf_1); por lo cual se descarta la reacción 2 y se asume que la reacción 3:

$17.3 \text{ Bt} + 16.2 \text{ Anf}_1 + 14.7 \text{ Grt} + 11.8 \text{ Qtz} = 27.7 \text{ Opx} + 7.9 \text{ Kfs} + 7.5 \text{ Il} + 20.0 \text{ Pl} + 1.0 \text{ H}_2\text{O}$
parece ser la más adecuada para describir la relación de fases en dicho sistema, que sugiere para un sistema refractario una asociación en condiciones granulíticas coetánea con las asociaciones migmatíticas de los sistemas meta-sedimentarios.

10.3 Termobarometría

10.3.1 Bases conceptuales y consideraciones para el caso de estudio

Considerando los avances y las abundantes bases de datos teóricas relacionadas con la termobarometría actual, así como las críticas en la precisión y tendencia de uso de la termobarometría convencional en los casos de estudio de metamorfismo de alto grado, resulta importante introducir brevemente cual ha sido la plataforma teórica aplicada en esta sección.

La termobarometría tiene por objetivo determinar las condiciones P-T en una asociación mineral específica, que se asume se equilibró químicamente. Las técnicas termobarométricas se basan en los principios de la termodinámica del equilibrio que considera los mecanismos de preservación de las asociaciones minerales metamórficas y los factores que determinan la composición química de sus fases (Powell y Holland, 2008 y referencias citadas). La asunción de este modelo y sus implicaciones en las determinaciones termobarométricas han sido recientemente discutidas por la comunidad petrológica (p.e. Guiraud *et al.*, 2001; White y Powell, 2002; Powell *et al.*, 2005).

En la actualidad la estimación de las condiciones P-T en una roca puede llevarse a cabo por medio del cálculo de pseudosecciones o por medio de métodos convencionales. La termobarometría basada en el cálculo de pseudosecciones implica el cálculo del equilibrio mineral para composiciones de roca total específicas, en relación a sus asociaciones y proporciones minerales y a la composición química de las fases (modelado directo). Actualmente, la mejor forma de realizar cálculos termobarométricos es a través del cálculo de diagramas de fase personalizados por medio de programas de cómputo constantemente mejorados (p.e. *perplex*, Connolly, 1990; THERMOCALC, Powell y Holland, 1988), siendo la construcción de pseudosecciones P-T la técnica más poderosa (Powell y Holland, 2010). No obstante las ventajas que ofrece esta metodología, su aplicación requiere del establecimiento del volumen de equilibrio del sistema en estudio. El grado de entendimiento que se tenga del estado de equilibrio del sistema es fundamental y juega un papel central en este tipo de modelado (a partir de Powell y Holland, 2008 y 2010).

La termobarometría convencional (termobarometría tradicional; Powell, 1985) utiliza únicamente la termodinámica del equilibrio de reacciones balanceadas entre componentes ideales de minerales, en conjunto con la composición química medida en las fases (modelado inverso; Powell y Holland, 2008 y 2010). El método más general se basa en la obtención de una solución simultánea de (P, T) a partir de la resolución de dos funciones de estas variables (equilibrios minerales). La solución de este sistema de dos ecuaciones es la intersección de ambos equilibrios en el espacio P-T. Una solución simultánea puede obtenerse también utilizando un número de equilibrios mayor de dos (multiequilibrio), lo que implica resolver todas las intersecciones generadas entre cada par de equilibrios y ponderar los resultados con métodos estadísticos (a partir de García-Casco, 1995). La ecuación termobarométrica fundamental puede ser expresada de la siguiente forma:

$$\Delta G(P, T, X) = 0 = \Delta H(298, 1) + \int_{298}^T \Delta C_p dT + \int_1^P \Delta V dP - T \left(\Delta S(298, 1) + \int_{298}^T \frac{\Delta C_p}{T} dT \right) + RT \ln K_{eq}$$

Esta ecuación describe las relaciones termodinámicas formales entre presión, temperatura y composición mineral y es la base de todos los cálculos termobarométricos. Una síntesis sobre la deducción matemática de dicha expresión puede consultarse en Spear (1993). Es posible resolver la ecuación para T y P a partir de una estimación de la constante de equilibrio (K_{eq}), conociendo los incrementos de las propiedades termodinámicas asociadas a la reacción (información experimental). A su vez, es posible evaluar la constante de equilibrio si se conocen las relaciones entre la actividad de los componentes (modelos de solución) y la composición de las fases (resultados analíticos) (García-Casco, 1995).

Un requisito fundamental para los cálculos termobarométricos tanto el método convencional como en el modelado termodinámico es que se utilice un mismo conjunto de datos termodinámicos (p.e. ΔH , ΔV , etc.) y modelos de actividad-composición ($a-x$) para los distintos equilibrios minerales. Un conjunto de calibraciones internamente consistente usa los mismos datos termodinámicos y los mismos modelos de solución para todas las fases o ha sido calibrado a partir del mismo conjunto de datos empíricos (Spear, 1993; Powell y Holland, 2008).

Existe un cierto nivel de incertidumbre asociado a la determinación de P-T, el cual emerge de cuatro principales fuentes de error:

- a) Errores en la asunción de los equilibrios minerales (equilibrios hipotéticos incorrectos).
- b) Errores analíticos durante la determinación de la composición química mineral y/o a partir del cálculo de las fórmulas estructurales.
- c) Errores en los datos termodinámicos, es decir, la incertidumbre asociada a la calibración de los termobarómetros.
- d) Desconocimiento del comportamiento termodinámico de las soluciones sólidas, es decir,

incertidumbre en la adopción de determinados modelos de solución.

En los últimos años la termobarometría convencional ha sido considerada una técnica no óptima (p.e. Powell y Holland, 2008), debido en gran medida al significativo desarrollo termodinámico que permite mejores y más confiables cálculos P-T en sistemas naturales mediante el uso de pseudosecciones. A pesar de ello en esta tesis se ha optado por una estimación preliminar de las condiciones P-T por medio de termobarometría convencional, entre otras razones porque una aproximación más precisa a las condiciones metamórficas (p.e. por medio de pseudosecciones) podrá realizarse solo en la medida que se adquiera mayor conocimiento acerca del proceso petrológico del Complejo Xolapa. Esto implica que se tenga un entendimiento mucho más desarrollado de los volúmenes de equilibrio y la escala del proceso metamórfico-anatético, que involucra variedad composicional-litológica, diferenciación litológica por fusión parcial, segregación de líquido y metamorfismo retrógrado, sumados a su problemática estructural.

Para fines de este estudio existe un buen número de calibraciones apropiadas a los litotipos analizados, que poseen un rango considerable de aplicabilidad y permiten hacer una buena estimación de las condiciones metamórficas de la región.

En la actualidad existe un gran número de calibraciones, entre empíricas y experimentales, para los distintos equilibrios usados con fines termobarométricos. Por ejemplo, se cuenta con alrededor de 30 diferentes calibraciones para el termómetro de intercambio granate-biotita (GARB). Sin embargo, esto dificulta la elección de la calibración más apropiada, y por lo tanto podría aumentar significativamente las diferencias de los valores P-T obtenidos, así como la obtención de números sin un significado geológico.

Los cálculos P-T presentados más adelante se realizaron utilizando aquellas calibraciones experimentales (p.e. intervalo P-T, composición química del sistema, etc.) que se ajustan más al caso de estudio y, de acuerdo a Wu y Cheng (2006), presentan los menores rangos de error durante la reproducción experimental y poseen una buena precisión para discernir exitosamente los cambios P-T sistemáticos en casos naturales. De forma complementaria, para las asociaciones minerales más confiables, se llevaron a cabo cálculos termobarométricos basados en la técnica del multiequilibrio utilizando bases de datos termodinámicos internamente consistentes, para lo cual se empleó el programa TWQ de Robert G. Berman (1991, 2007).

10.3.2 Zonificación del granate: elección de pares y ternas minerales para el cálculo

Desde el capítulo de química mineral y sobre todo durante el análisis de las relaciones de fase se ha ido planteando un esquema de equilibrio mineral para los principales litotipos de la zona de estudio, con el objetivo de establecer los criterios de selección de las posibles asociaciones minerales

útiles para las estimaciones termobarométricas. Ya que el granate ha sido uno de los principales minerales utilizados en los cálculos y dado que la mayoría de sus porfidoblastos exhiben una relativa zonificación (ver química mineral), es conveniente explicar que criterios han sido utilizados para la elección de los pares y ternas minerales de los cálculos.

Los porfidoblastos de granate en los litotipos meta-sedimentarios exhiben dos clases diferentes de zonificación (perfiles químicos, ver química mineral). Aquellos granates que desarrollan coronas de reacción (p.e. plagioclasa+biotita) se encuentran típicamente enriquecidos en X_{Mn} hacia sus bordes y en la mayoría de los casos presentan un empobrecimiento en su componente X_{Fe} que produce un perfil composicional convexo en dicha componente (Figura 41). Estas características manifiestan un proceso medianamente avanzado de absorción química durante una fase de descompresión. Por su parte, algunos porfidoblastos de granate (<2 mm y >5 mm) que se observan equilibrados texturalmente con cristales de biotita y/o plagioclasa, presentan una zonificación de reequilibrio con enriquecimiento de X_{Mn} y X_{Fe} hacia los bordes, dando perfiles composicionales cóncavos en ambos componentes, típicos de intercambio retrógrado (Figura 41).

Un ejemplo del primer tipo de zonificación se observa en la Figura 41-a. La evolución de la asociación grt-bt para este caso puede ser interpretada de la siguiente manera: un granate de alta temperatura asociado al pico metamórfico (grt1, núcleo) experimenta un intercambio FeMg-1 continuo con la biotita (bt1, no mostrada) durante su historia de enfriamiento. Esta reacción de intercambio debió producir un empobrecimiento de la componente X_{Mg} y un enriquecimiento de X_{Fe} hacia los bordes del granate al contacto con una biotita completamente rehomogenizada, generando una asociación grt2-bt2. La composición de la biotita bt1 ya no puede ser determinada, lo que impide calcular la temperatura máxima a través del equilibrio grt1-bt1; sin embargo, la asociación grt2-bt2 permite conocer una temperatura cercana al pico térmico.

Posterior al reequilibrio grt2-bt2, de acuerdo a las características texturales, es evidente la ocurrencia de un proceso de absorción del granate a través de una reacción que consumió Fe y Mg (p.e. reacción de transferencia neta), como lo demuestra el empobrecimiento de ambos componentes en los bordes corroidos del granate (grt3) y el enriquecimiento en Mn como remanente de reacción (Figura 41-a).

Por lo anterior, sólo en casos especiales fue posible asignar, de acuerdo a criterios químicos y texturales, composiciones de biotita relicta (bt1 hipotética) a los núcleos del granate con el objetivo de calcular la temperatura máxima. La composición de los bordes de este tipo de granate se descartó para esta estimación termométrica, y en general se utilizaron únicamente los análisis cercanos al borde de granate (grt2) y la biotita de la matriz (bt2) para estimar las condiciones próximas al pico metamórfico.

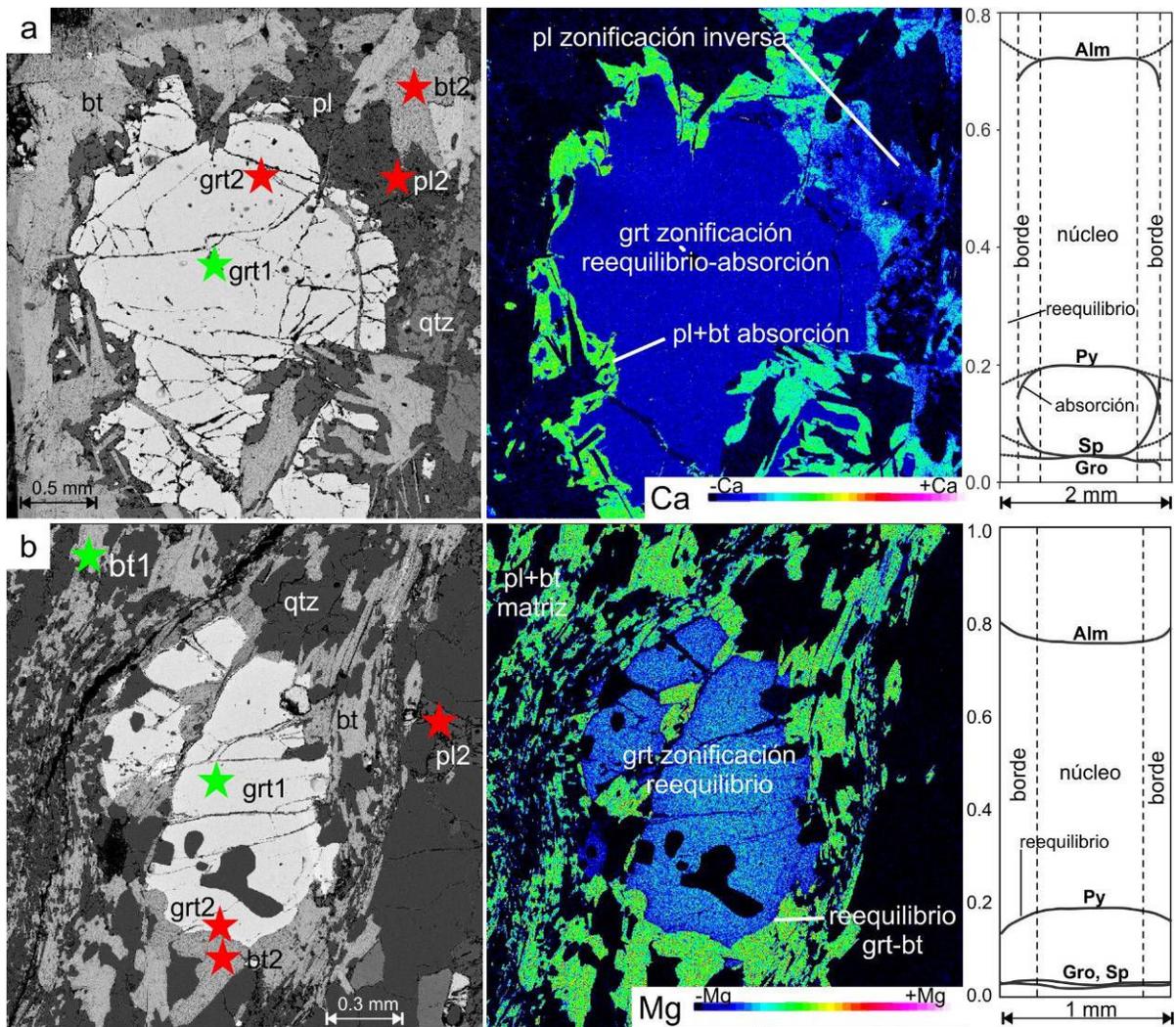


Figura 41. Imágenes composicionales y de falso color que muestran los dos tipos principales de zonificación en granates y los puntos de medición considerados para los cálculos P-T. a) La asociación grt2-bt2 representa un equilibrio en condiciones cercanas al pico térmico en un granate con textura coronítica (explicación en el texto). La imagen en falso color es una mapa químico de concentración de calcio y permite observar la zonificación inversa en plagioclasa relacionada al proceso de absorción de granate, un punto interior a esta textura (pl2) puede asociarse con el par grt2-bt2 para el cálculo barométrico. La sección química mostrada en la extrema derecha muestra las concentraciones de los componentes almandino (alm), piropo (py), grosularia (gro) y espesartina (sp) observadas en este tipo de granate (líneas negras), las líneas en tono gris representan concentraciones hipotéticas perdidas durante la absorción de los bordes del granate. b) La asociación grt1-bt1 representada por los análisis del núcleo del granate y la biotita de la matriz respectivamente, representa las condiciones de pico térmico, mientras que la asociación grt2-bt2-pl2 representa un equilibrio en condiciones de reequilibrio (explicación en el texto). La imagen en falso color es un mapa químico de concentración de magnesio y muestra una ligera zonificación de su componente X_{Mg} . La sección química de la derecha muestra los patrones convexo y cóncavo de las concentraciones de hierro y magnesio respectivamente, las cuales son típicas de intercambio químico retrógrado.

El segundo tipo de zonificación es bastante más sencillo porque consiste en un patrón químico típico de intercambio retrógrado entre granate y biotita (Figura 41-b). Para calcular el pico de temperatura se utilizaron los análisis del núcleo de los granates (grt1) y la biotita de la matriz (bt1), mientras que la temperatura de reequilibrio fue calculada usando los equilibrios de intercambio

locales entre el borde del granate (grt2) y la biotita en contacto (bt2). Solo en pocos casos se utilizó la composición de inclusiones de biotita en granate, para determinar la temperatura máxima. De manera análoga fueron calculadas las temperaturas de equilibrio de las asociaciones granate-cordierita y granate-anfíbol.

Para el cálculo de la presión se utilizó la plagioclasa en equilibrio, considerando las mismas asociaciones granate-biotita y granate-anfíbol usadas para el cálculo de la temperatura. Los métodos barométricos empleados implican el uso de la componente anortítica de la plagioclasa en equilibrio con la asociación granate-biotita/anfíbol. Gran parte de la plagioclasa adyacente al granate es rica en la componente anortítica y ocurre como bordes coroníticos, estando implicada en las reacciones de absorción del granate (Figura 41-a), por lo cual fueron descartadas en los cálculos. En zonas cercanas al granate la plagioclasa llega a exhibir zonificación inversa (Figura 41-a), la parte interior de estos crecimientos se eligió como representativa de las condiciones cercanas al pico metamórfico. En algunos otros casos se utilizaron composiciones de plagioclasa adyacente o cercana a granates sin evidencias notorias de retrogresión (Figura 41-a) o inclusiones de plagioclasa en núcleos de granate, para definir condiciones P-T máximas y de reequilibrio, respectivamente.

10.3.3 Termobarometría convencional en para-derivados

La termometría se llevó a cabo a partir de la relación de intercambio $FeMg_{-1}$ en el equilibrio granate-biotita (Thompson, 1976; Ferry y Spear, 1978) y excepcionalmente en el equilibrio granate-cordierita (Currie, 1971). La barometría se aplicó considerando las reacciones de transferencia neta de los equilibrios granate-sillimanita-cuarzo-plagioclasa (GASP, Ghent, 1976) y granate-plagioclasa-biotita-cuarzo (GBPQ, Hoisch, 1990).

Para llevar a cabo la determinación termobarométrica se utilizó un conjunto de cinco muestras representativas de la variedad litológica y morfológica del CMM meta-sedimentario a lo largo de la zona de estudio (muestras A-24, A-37, A-57, A-60 Y A-63a). La ubicación geográfica y las características petrográficas resumidas de dichas muestras pueden consultarse en las Tablas 1-a y 1-b del apéndice.

Termometría por intercambio $FeMg_{-1}$ granate-biotita (GARB)

El termómetro GARB se basa en la reacción de intercambio $FeMg_{-1}$ del equilibrio almandino+flogopita= anita+ piropo (Ferry y Spear, 1978). Los cálculos para este equilibrio se efectuaron por medio del programa GPT de Reche y Martínez (1996) utilizando las calibraciones de Perchuk y Lavrent'eva (1983), Dasgupta *et al.* (1991) y Bhattacharya *et al.* (1992). Para cada muestra se eligió un número variable de asociaciones granate-biotita que fueron agrupadas de acuerdo a su

similitud textural y química. Los microanálisis de granate y biotita de cada conjunto se permutaron para obtener combinaciones múltiples del equilibrio y generar una estadística de los resultados termométricos obtenidos con cada una de las calibraciones. En la Tabla 8 se presentan los promedios y los errores estándar más representativos de las temperaturas determinadas en cada muestra.

En la Figura 42 se muestran las temperaturas calculadas para las distintas asociaciones de cada muestra, de acuerdo al modelo matemático propuesto en cada calibración. Los resultados obtenidos con las calibraciones de Perchuk y Lavrent'eva (1983) y Bhattacharya *et al.* (1992) son similares e incluso llegan a empatarse (Figura 42), mientras que las temperaturas que resultan de la calibración de Dasgupta *et al.* (1991) son más dispersas y sus variaciones no son sistemáticas como se observa en las otras calibraciones (ver el patrón de las líneas de referencia en la Figura 42). De acuerdo a Wu y Cheng (2006) la calibración de Perchuk y Lavrent'eva (1983) presenta rangos de error pequeños durante la reproducción experimental de la reacción GARB y posee una buena precisión para discernir los cambios P-T sistemáticos en rocas naturales, siendo igualmente adecuada que las calibraciones más recientes (p.e. Holdaway, 2000; Kaneko y Miyano, 2004). En la Tabla 8 se observa que los promedios calculados a partir del uso de dicha calibración presentan los errores estándar más bajos, por lo cual constituyen las estimaciones más confiables de temperatura para la zona de estudio.

Las temperaturas máxima y mínima obtenidas son $808\pm 19^{\circ}\text{C}$ y $593\pm 27^{\circ}\text{C}$ respectivamente lo que coincide en términos generales con las paragénesis dentro del campo de estabilidad del granate, como se ha definido a partir de criterios texturales. Las muestras A-37, A-57 y A-63a arrojan las temperaturas más altas del CMM-metasedimentario (Tabla 8), indicando que el pico de temperatura ocurrió en condiciones cercanas a los 800°C . Las muestras A-24 y A-60 presentan un rango de temperatura bastante más amplio (Figura 42) y registran las condiciones de temperatura y reequilibrio posteriores al pico metamórfico.

Termometría por intercambio FeMg_1 granate-cordierita (GARC)

El termómetro GARC se basa en la reacción de intercambio FeMg_1 del equilibrio $1/3\text{piropo} + 1/2\text{Fe-cordierita} = 1/3\text{almandino} + 1/2\text{Mg-cordierita}$ (Currie, 1971; Bhattacharya *et al.*, 1988). Los cálculos se llevaron a cabo por medio del programa GPT de Reche y Martínez (1996) utilizando las calibraciones de Holdaway y Lee (1977), Perchuk *et al.* (1985) y Bhattacharya *et al.* (1988). Únicamente la muestra A-24 fue utilizada para este cálculo y el procedimiento fue el mismo que en el caso del termómetro GARB. Se utilizaron las composiciones químicas de los bordes de granate al contacto con cordierita y sin evidencias de reemplazamiento entre ambos. Los valores promedio y los errores estándar más representativos de los cálculos se presentan en la Tabla 8.

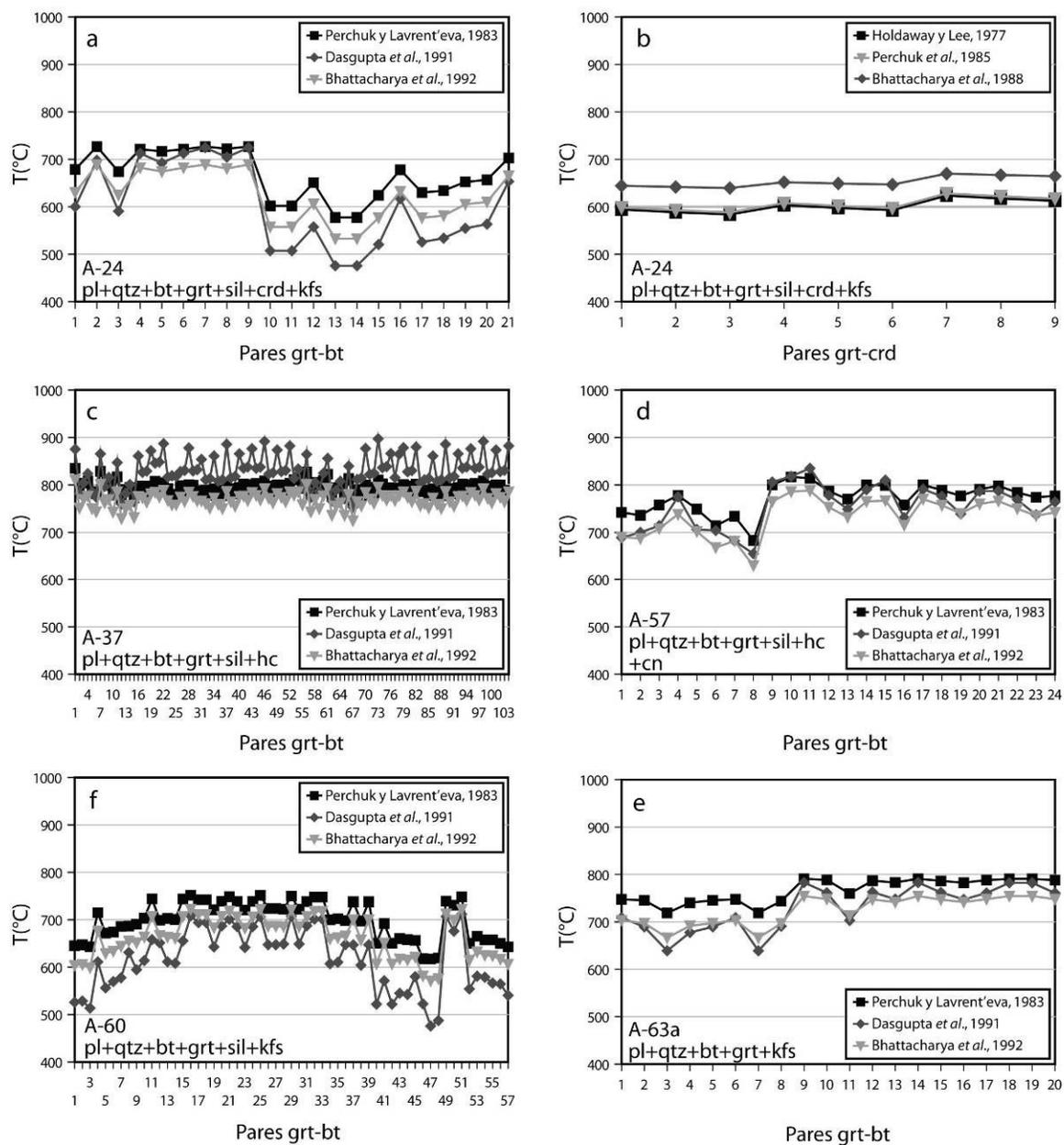


Figura 42. Temperaturas calculadas a partir de los termómetros granate-biotita y granate-cordierita en muestras del CMM-metasedimentario. Se observan los resultados obtenidos a partir de tres distintas calibraciones en cada caso, como se explica en el texto. Los segmentos de línea que unen los diferentes puntos se colocan como referencia para comparar los resultados de cada calibración.

Las tres calibraciones utilizadas resultan en valores similares de temperatura y en todos los casos los errores estándar son reducidos ($<6^{\circ}\text{C}$, Tabla 8). Las calibraciones de Holdaway y Lee (1977) y Perchuk *et al.* (1985) dan resultados prácticamente iguales, mientras que la calibración de Bhattacharya *et al.* (1988) resulta en temperaturas $\sim 50^{\circ}\text{C}$ más elevadas (Figura 42). Sin embargo, dicha calibración considera el comportamiento no ideal de las soluciones sólidas del granate y la

cordierita, por lo cual posee mayor confiabilidad en el cálculo, a pesar de ser una calibración empírica. Los valores de temperatura máximo y mínimo obtenidos a partir de Bhattacharya *et al.* (1988) son bastante cercanos, $667\pm 3^{\circ}\text{C}$ y $642\pm 2^{\circ}\text{C}$ respectivamente, lo que indica que la temperatura del equilibrio granate-cordierita en dicha muestra posee un rango bien definido.

Tabla 8. Cálculos termobarométricos representativos en muestras del CMM-metasedimentario

| Muestra | Asociación | Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) | | | Presión (kbar) | | |
|---------|------------|------------------------------------|--------------|--------------|----------------|---------------|---------------|
| | | HL77 | P85 | B88 | | | |
| A-24 | A-24-9 | 598 ± 5 | 602 ± 5 | 649 ± 2 | | | |
| | A-24-10 | 618 ± 6 | 622 ± 6 | 667 ± 3 | | | |
| A-24 | GARB | | | GASP | | | |
| | | PL83 | D91 | B92 | NH81 | HC85 | KN88 |
| | A-24-3 | 725 ± 3 | 718 ± 12 | 686 ± 5 | 5.4 ± 0.2 | 5.4 ± 0.2 | 6.1 ± 0.2 |
| | A2-4-5 | 593 ± 27 | 491 ± 26 | 547 ± 26 | 3.1 ± 0.6 | 3.4 ± 0.5 | 3.8 ± 0.5 |
| A-37 | A-37-14 | 786 ± 7 | 825 ± 28 | 760 ± 10 | 5.4 ± 0.1 | 5.1 ± 0.1 | 5.9 ± 0.1 |
| | A-37-71 | 803 ± 8 | 858 ± 29 | 781 ± 10 | 6.0 ± 0.1 | 5.6 ± 0.1 | 6.5 ± 0.1 |
| A-57 | A-57-4 | 737 ± 29 | 703 ± 34 | 688 ± 32 | 4.7 ± 0.3 | 3.6 ± 0.4 | 4.1 ± 0.3 |
| | A-57-8 | 793 ± 20 | 790 ± 35 | 759 ± 25 | 5.4 ± 0.4 | 4.2 ± 0.5 | 4.6 ± 0.4 |
| A-60 | A-60-1 | 645 ± 2 | 523 ± 8 | 603 ± 3 | 3.8 ± 0.1 | 4 ± 0.1 | 4.7 ± 0.1 |
| | A-60-6 | 745 ± 5 | 699 ± 8 | 714 ± 6 | 5.4 ± 0.1 | 5.4 ± 0.1 | 6.2 ± 0.1 |
| A-63a | | | | GBPQ | | | |
| | | | | H90a | H90b | KN88 | |
| | A-63a-1 | 739 ± 12 | 680 ± 28 | 690 ± 15 | 7.6 ± 0.3 | 6.9 ± 0.2 | 7.4 ± 0.2 |
| | A-63a-3 | 788 ± 3 | 766 ± 14 | 749 ± 5 | 8.5 ± 0.3 | 7.6 ± 0.3 | 8.1 ± 0.2 |

Abreviaturas de calibraciones

GARB: PL83=Perchuk y Lavrent'eva (1983); D91=Dasgupta *et al.* (1991); B92=Bhattacharya *et al.* (1992)

GARC: HL77=Holdaway y Lee (1977); B88=Bhattacharya *et al.* (1988); P85=Perchuk *et al.* (1985)

GASP: NH81=Newton y Haselton (1981); HC85=; Hodges y Crowley (1985); KN88=Koziol y Newton (1988)

GBPQ: H90=Hoisch (1990), calibraciones R1 y R2

Barometría por transferencia neta granate-sillimanita-plagioclasa-cuarzo (GASP)

El barómetro GASP se basa en la reacción de transferencia neta anortita= grosularia+ sillimanita+cuarzo (Ghent, 1976; Goldsmith, 1980). Dicho barómetro requiere de una determinación independiente de la temperatura, para lo cual se utilizaron las temperaturas del equilibrio granate-biotita obtenidas a partir de la calibración de Perchuk y Lavrent'eva (1983). Todas las muestras excepto la A-63a, que carece de sillimanita, fueron utilizadas para la barometría GASP. Los cálculos se llevaron a cabo utilizando el programa GPT de Reche y Martínez (1996), empleándose las calibraciones de Newton y Haselton (1981), Hodges y Crowley (1985) y Koziol y Newton (1988). Los valores promedio y los errores estándar más representativos se muestran en la Tabla 8.

Wu y Cheng (2006) sugieren que el barómetro de Newton y Haselton (1981) representa una de las calibraciones con mayor validez y confiabilidad en la literatura, aunque recomiendan su uso en combinación con el termómetro GARB de Kleemann y Reinhardt (1994). En la Tabla 8 se observa

que los errores estándar de las tres calibraciones utilizadas son similares y que el barómetro de Newton y Haselton (1981) llega a presentar desviaciones ligeramente mayores (<0.1 kbar). Sin embargo, se observan también diferencias considerables (>1 kbar) entre los valores promedio calculados, así que se opta por la calibración de Newton y Haselton (1981) según la recomendación de Wu y Cheng (2006).

El presión máxima calculada con el barómetro GASP es de 6.8 ± 0.1 kbar y el valor mínimo de 3.0 ± 0.1 kbar, que implica un intervalo de presiones de ~ 4 kbar, lo que sumado al rango de errores estándar ($0.1-0.6$ kbar) indica que la técnica barométrica utilizada distingue adecuadamente los cambios de presión registrados en el CMM-metasedimentario. En la Figura 43 se muestran los resultados termobarométricos obtenidos para las muestras en estudio. Los decrementos de P-T observados son consistentes con las consideraciones texturales previas a los cálculos (Figura 41). Como se observó en la termometría GARB, las muestras A-37 y A-57 representan las condiciones más próximas al pico de temperatura. La barometría GASP aplicada a dichas muestras revela una fase de descompresión casi isotérmica de alta temperatura ($\sim 800^\circ\text{C}$) que cubre un intervalo de 6.8 ± 0.1 a 4.7 ± 0.3 kbar (Figura 43-c-d). Las muestras A-24 y A-60 cubren los mayores intervalos de presión, de 5.4 ± 0.2 a 3 ± 0.6 kbar y 5.7 ± 0.6 a 3.2 ± 0.2 kbar respectivamente, y reproducen de forma congruente las condiciones P-T posteriores al pico térmico y a la fase de descompresión (Figura 43-a-e).

Barometría granate-biotita-plagioclasa-cuarzo (GBPQ)

El barómetro GBPQ es una calibración empírica basada en la termobarometría GARB-GASP desarrollada por Hoisch (1990). Se fundamenta en las reacciones de intercambio $1/3\text{piropo}+2/3\text{grosularia} +\text{eastonita}+2\text{cuarzo}=2\text{anortita}+\text{flogopita}$ y $1/3\text{almandino}+2/3\text{grosularia} +\text{siderofilita}+2\text{cuarzo}=2\text{anortita}+\text{anita}$. De igual forma que el barómetro GASP, es necesario un cálculo independiente de la temperatura, para lo cual se emplearon los valores obtenidos con el termómetro GARB usando la calibración de Perchuk y Lavrent'eva (1983).

Los cálculos se llevaron a cabo por medio del programa GPT de Reche y Martínez (1996) utilizando las calibraciones R1 y R2 de Hoisch (1990) y a manera de comparación, la calibración GASP de Koziol y Newton (1988). Sólo la muestra A-63a fue utilizada para este cálculo y el procedimiento para generar las ternas minerales fue el mismo que en el caso del barómetro GASP, se realizaron un total de 20 determinaciones barométricas. Los valores promedio y los errores estándar más representativos se muestran en la Tabla 8.

La calibración R1 de Hoisch (1990) resulta en valores de presión hasta 0.9 kbar más altos que la calibración R2 (Tabla 8, calibraciones H90a y H90b respectivamente), mientras que la calibración GASP de Koziol y Newton (1988) produce valores intermedios.

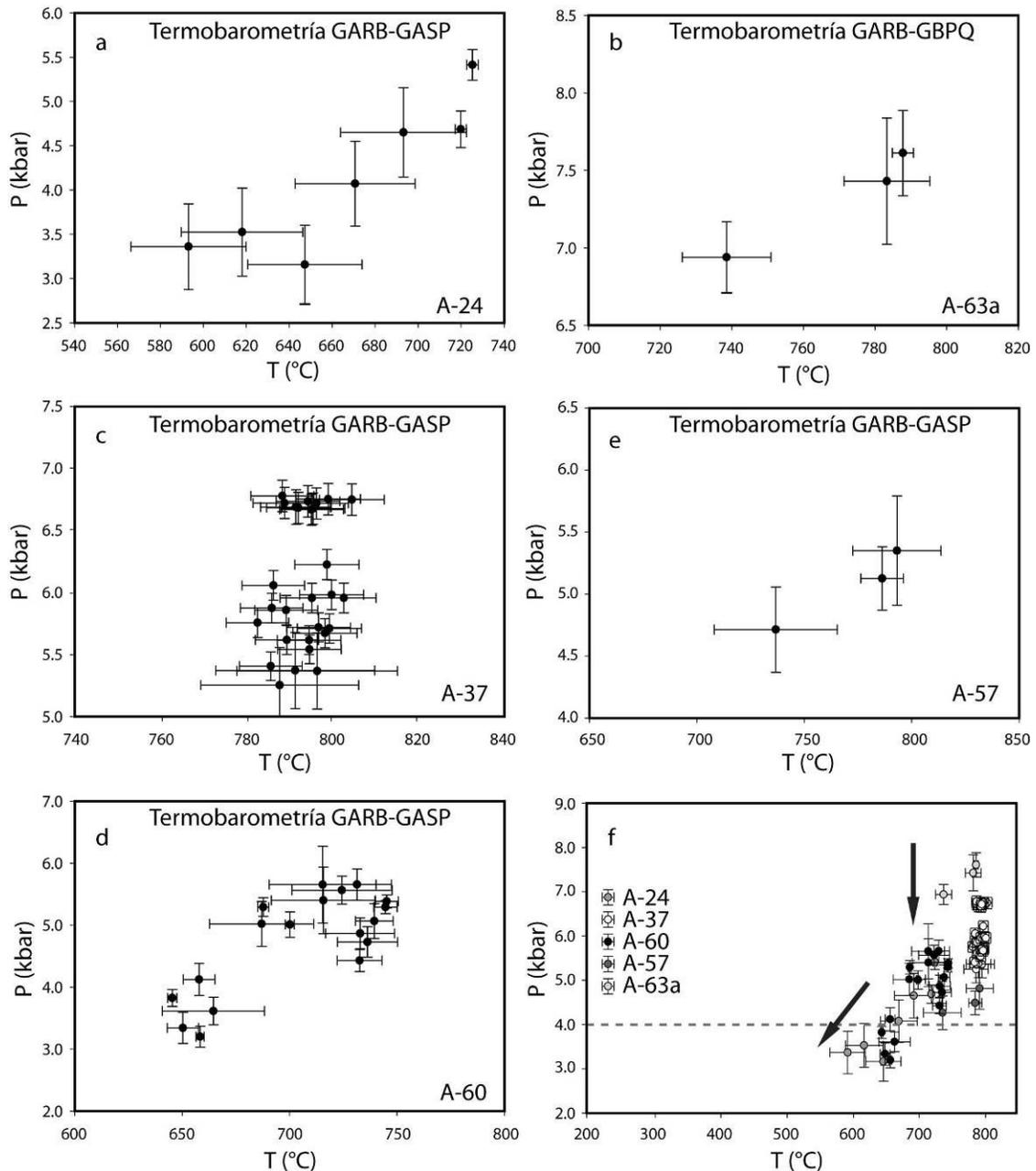


Figura 43 Diagramas P-T donde se observan los promedios y los errores estándar de la presión y las temperatura calculadas para el CMM-metasedimentario. La termometría se basa en la calibración GARB de Perchuk y Lavrent'eva (1983) y la barometría en la calibración GASP de Newton y Haselton (1981).

No existe un criterio determinante que permita inclinarse a favor de alguna de las dos calibraciones H90a y H90b puesto que las diferencias entre una y otra están asociadas a la misma incertidumbre del barómetro. El único criterio que puede usarse, con la finalidad de obtener una cuantificación GBPQ objetiva, es eligiendo la calibración que genere menor error estándar, en este caso el modelo H90b (Tabla 8). Los valores de presión obtenidos con el barómetro GBPQ en la muestra A-63a varían entre 6.9 ± 0.2 a 7.6 ± 0.3 kbar y representan los valores más altos detectados en

el CMM-metasedimentario. La estimación de temperatura para dicha muestra es ligeramente inferior a los valores obtenidos en las muestras A-37 y A-57 a presiones significativamente inferiores (hasta 2.9 kbar, Tabla 8). Lo que permite extender el intervalo de descompresión registrado en dichas muestras hasta 7.6 ± 0.3 kbar (Figura 43, Tabla 8) y definir de forma preliminar una trayectoria P-T en sentido horario (Figura 43-e) con descompresión de alta temperatura ($\sim 750-800^\circ\text{C}$) entre ~ 8 y 4 kbar.

10.3.4 Termobarometría convencional en orto-derivados

La estimación termobarométrica presentada en esta sección se llevó a cabo a partir del termómetro de intercambio plagioclasa-anfíbol (Blundy y Holland, 1990; Holland y Blundy, 1994) y del barómetro de transferencia neta granate-anfíbol-plagioclasa-cuarzo (Kohn y Spear, 1990; Dale *et al.*, 2000). Para ello se utilizaron tres muestras representativas del CMM meta-ígneo, que consisten en un gneis tonalítico (A-42) y dos anfibolitas de granate (muestras A-63-b y A-64). La ubicación geográfica y las características petrográficas de dichas muestras pueden consultarse en las tablas 1-a y 1-b del apéndice.

Termometría plagioclasa-anfíbol

El termobarómetro plagioclasa-anfíbol se basa en la reacción de intercambio edenita+albita=richterita +anortita (Blundy y Holland, 1990; Holland y Blundy, 1994). Para esta determinación termobarométrica se utilizó únicamente la muestra A-42 que consiste en un ortogneis de composición tonalítica con escasas evidencias de formación de neosoma. Se llevaron a cabo un total de 28 cálculos a partir de las calibraciones de Holland y Blundy (1994), estableciéndose 4 conjuntos de asociaciones análogas para la obtención de los valores promedio y de los errores estándar. La Tabla 9 muestra los valores representativos.

Como se observa en la Figura 44 los valores de temperatura obtenidos por este método poseen una escasa dispersión y los valores promedio quedan graficados en un campo P-T muy bien definido (Figura 44-a). El pico de temperatura obtenido para esta muestra es de 771 ± 7 °C el cual coincide en términos generales con las condiciones de pico térmico observadas en las muestras meta-sedimentarias (Figura 44-b).

Termobarometría granate-anfíbol-plagioclasa-cuarzo (GAPQ)

La termobarometría GAPQ se fundamenta en el barómetro empírico del equilibrio de transferencia neta $6\text{anortita}+3\text{tremolita}=2\text{grosularia}+\text{piropo}+3\text{tschermakita}+6\text{cuarzo}$ calibrado por Kohn y Spear (1990) y Dale *et al.* (2000). Este barómetro requiere de una determinación independiente de la temperatura, para lo cual se utilizó el termómetro de intercambio y transferencia

neta plagioclasa-anfíbol de Holland y Blundy (1994).

Para la aplicación de este termómetro se utilizaron las muestras A63-b y A64 que consisten en anfibolitas de granate con la paragénesis pl+anf+bt+grt+qtz±opx±kfs. Se llevaron a cabo 17 determinaciones termobarométricas entre ambas muestras, obteniéndose valores P-T máximos de $784 \pm 11^\circ\text{C}$ y 7 ± 0.2 kbar, y mínimos de $598 \pm 17^\circ\text{C}$ y 4.2 kbar (Figura 44-a). Los datos representativos se presentan en la Tabla 9.

Tabla 9. Valores termobarométricos representativos en los sistemas orto-derivados

| Muestra | Asociación | Temperatura (°C) | Muestra | Asociación | Temperatura (°C) | Presión (kbar) |
|---------|------------|------------------|---------|------------|------------------|----------------|
| | | HB94 | | | HB94 | KS90 |
| A-42 | A-42-1 | 769 ± 7 | A-63b-1 | | 598 ± 17 | 4.2 |
| | A-42-1 | 771 ± 7 | A-63 | A-63b-3 | 707 ± 6 | 6.6 ± 0.2 |
| | A-42-1 | 765 ± 7 | A-64 | A-64-2 | 780 ± 48 | 6.2 ± 0.2 |
| | A-42-1 | 760 ± 7 | A-64 | A-64-3 | 784 ± 11 | 7 ± 0.2 |
| | | | A-64 | A-64-5 | 785 ± 67 | 4.7 ± 0.1 |

Abreviaturas de las calibraciones: HB94 = Holland y Blundy (1994); KS90 = Kohn y Spear (1990)

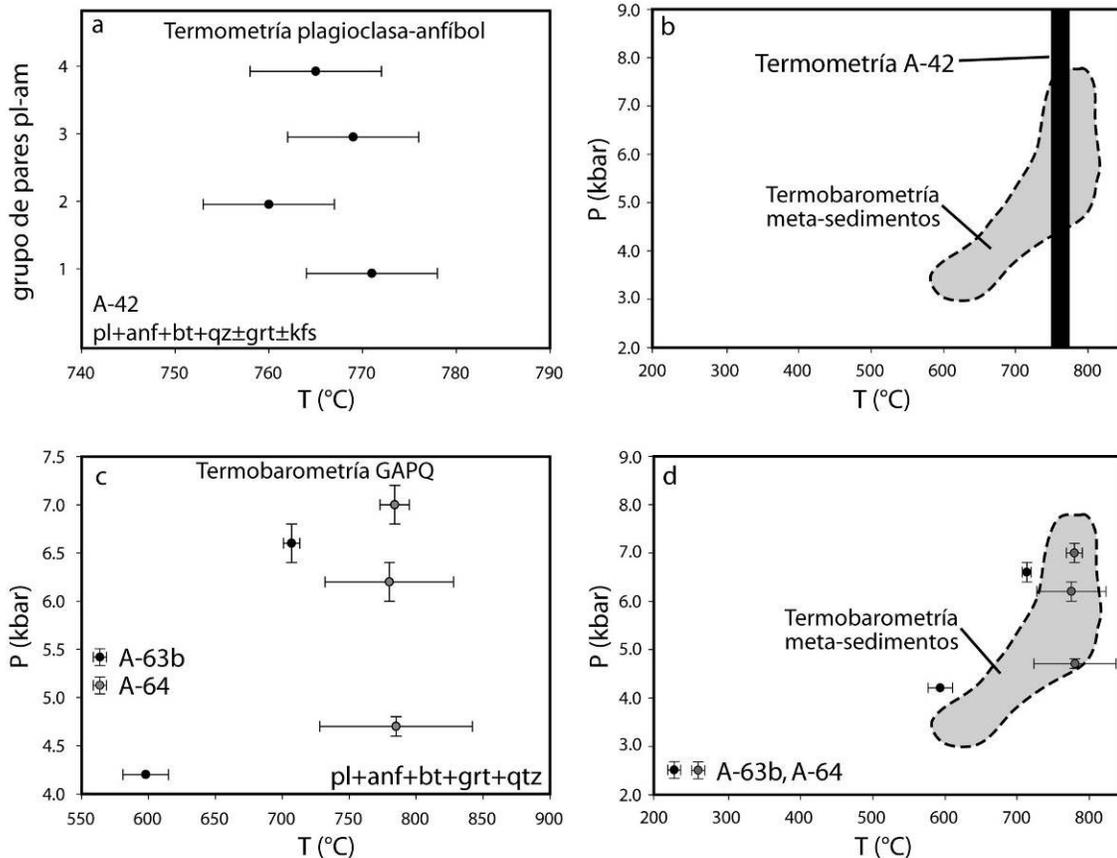


Figura 44. Valores promedio y errores estándar de la presión y las temperaturas calculadas para el CMM-metaígneo. Explicación en el texto.

La muestra A-64 registra condiciones de temperatura cercanas al pico térmico de manera análoga a las muestras meta-sedimentarias A-37, A57 y A-63a, además de reproducir de forma similar una fase de descompresión isotérmica de alta temperatura, cubriendo un intervalo de presiones que va de los ~7 kbar a los 4.7 kbar (Figura 44-d). Por su parte, la muestra A63-b, exhibe una ligera dispersión hacia menores temperaturas y sin embargo resulta en valores similares de presión (Figura 44-c).

10.3.4 Termobarometría de multiequilibrio

La termobarometría por el método del multiequilibrio se llevó a cabo utilizando la base de datos termodinámicos JUN92.dat y DEC06.dat en la versión 2.34 del programa TWQ (termobarometría con estimación del estado de equilibrio; Berman, 1988, 1991, 2007), el equilibrio de fases fue calculado en el sistema $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2\text{-FeO-MnO-MgO-CaO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ (TiCNKFMnMASH). Los modelos de solución usados para cada mineral se presentan en la Tabla 10 y se basan, en su mayoría, en datos aún no publicados de Berman y Aranovich (2007), los cuales se encuentran disponibles como documentación para el programa.

TWQ realiza los cálculos utilizando bases de datos termodinámicos internamente consistentes para distintos componentes ideales y modelos de solución. El método consiste en graficar todos los posibles equilibrios (curvas o funciones de P-T) para una determinada asociación mineral. La convergencia de todos los equilibrios en una sola región P-T, de acuerdo a consideraciones texturales, es un indicador del grado de equilibrio del sistema. El número total de posibles reacciones para una asociación mineral en equilibrio se intersecta en un solo punto del espacio P-T, o dicho de otro modo, existe un par único (P, T) que satisface la ecuación termobarométrica fundamental, sólo si se cumplen las siguientes tres condiciones: a) los datos termodinámicos son perfectos, b) los datos de química mineral son perfectos y c) todos los minerales se equilibraron en las mismas condiciones P-T (Berman, 1991). Sin embargo, estas condiciones se cumplen solo en casos ideales.

En la aplicación práctica de casos naturales, la convergencia de los distintos equilibrios a partir de este método, suele definir más bien una región P-T, cuya validez puede considerarse en términos de la desviación permitida en la termobarometría convencional (~50°C y 1 kbar). El grado de divergencia de los equilibrios permite evaluar el nivel de desequilibrio de las muestras en estudio y resaltar las fases minerales que son más incompatibles en cada cálculo. Esta metodología es especialmente útil en muestras con evidencias texturales de desequilibrio, porque permiten definir la validez de las asociaciones usadas en el cálculo termobarométrico convencional y contar con un grado de confianza mayor sobre los resultados.

Tabla 10. Listado de los modelos de solución usados con las bases termodinámicas de TWQ (Berman, 1988, 1991)

| Mineral | Modelo de solución |
|----------------|---|
| Granate | Gro-Py-Alm. Berman y Aranovich (2007, datos no publicados) |
| Biotita | Phl-Ann-Sid-Eas. Berman y Aranovich (2007, datos no publicados) |
| Plagioclasa | Ab-An-Kfs. Fuhrman y Lindsley (1988) |
| Hercinita | Spl-Hc. Berman y Aranovich (2007, datos no publicados) |
| Cordierita | Crd-Fe-crd. Berman y Aranovich (2007, datos no publicados) |
| Ilmenita | Ge-Ilm. Berman & Aranovich (2007, datos no publicados) |

Con la finalidad de precisar el nivel de equilibrio y acotar las condiciones P-T obtenidas con termobarometría convencional, se analizaron asociaciones minerales seleccionadas con TWQ. Se utilizaron únicamente las muestras del CMM meta-sedimentario porque representan ampliamente las variaciones P-T de la zona de estudio.

Los resultados termobarométricos obtenidos con TWQ se basan en la resolución de los distintos equilibrios generados por la combinación lineal múltiple de los siguientes equilibrios principales:

- 1) piropo + anita = almandino + flogopita (termómetro GARB)
- 2) grosularia + 2 sillimanita + cuarzo = 3 anortita (barómetro GASP)
- 3) $1/3$ piropo + $1/2$ Fe-cordierita = $1/3$ almandino + $1/2$ Mg-cordierita (termómetro GARC)
- 4) 2 piropo + 5 cuarzo + 4 sillimanita = 3 cordierita (barómetro granate-cordierita)
- 5) 12 sillimanita + 5 grosularia + almandino = 15 anortita + 3 hercinita (barómetro granate-espinela)
- 6) 12 sillimanita + 2 piropo + 4 grosularia + 3 anita = 3 almandino + 12 anortita + 3 eastonita
- 7) 6 cuarzo + piropo + 2 grosularia + 3 eastonita = 3 flogopita + 6 anortita (barómetro GPBQ)
- 8) 6 cuarzo + almandino + 2 grosularia + 3 siderofilita = 3 anita + 6 anortita (barómetro GPBQ)

Los paleosomas y los neosomas para-derivados están representados por las muestras A-60 y A-63a respectivamente. Estas muestras carecen de evidencias significativas de retrogresión, la convergencia de las curvas de equilibrio en ambas muestras ocurre en regiones P-T bastante bien definidas (Figura 45), lo que demuestra un alto grado de equilibrio mineral y permite contar con un buen nivel de confianza en la estimación P-T. Para la muestra A-60, se resolvieron todos los posibles equilibrios minerales a partir de cuatro reacciones independientes, para dos asociaciones representativas de sus valores máximo y mínimo de P-T, respectivamente (Tabla 8).

Los equilibrios más confiables de acuerdo a la herramienta winTERSX se representaron gráficamente en el espacio P-T (Figura 45). El pico metamórfico registrado en esta muestra se ubica

en 714 ± 8 °C y 5.7 ± 0.2 kbar (Figura 45-a), el cual coincide de forma general con los resultados obtenidos por termobarometría convencional a partir de la calibraciones de Perchuk y Lavrenteva (1983) y Newton y Haselton (1981). La asociación equilibrada en condiciones P-T relativamente bajas está representada por el equilibrio local de la reacción de intercambio retrógrado FeMg-1 entre los bordes del granate y la biotita en contacto, que resulta en una temperatura de 651 ± 6 °C y una presión de 4.0 ± 0.1 kbar (Figura 45-b).

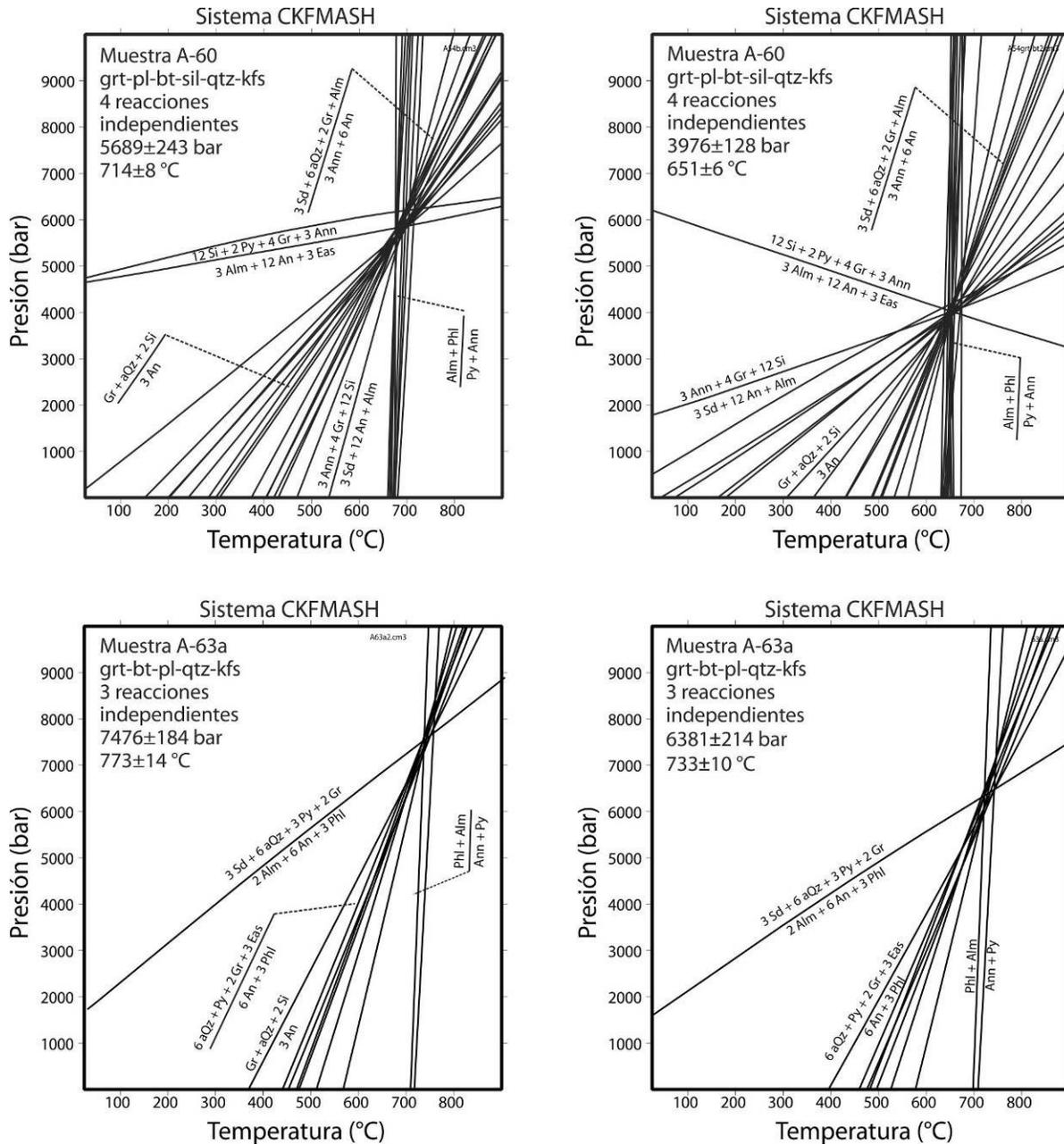


Figura 45. Diagramas P-T donde se observan las curvas de equilibrio obtenidas para las muestras A-60 y A-63a. Explicación en el texto.

La región P-T obtenida para la muestra A-63a queda definida por un número total de diez curvas de reacción que resultan de la combinación lineal de tres reacciones independientes que involucran a los equilibrios 1, 7 y 8 (Figura 45). Las condiciones P-T máximas obtenidas para esta muestra son de $773\pm 14^{\circ}\text{C}$ y 7.5 ± 0.2 kbar lo que establece las condiciones de fusión parcial en dichos litotipos (Figura 45-c). Los valores mínimos obtenidos son de $733\pm 10^{\circ}\text{C}$ y 6.4 ± 0.2 kbar, lo que indica un cambio de $\sim 40^{\circ}\text{C}$ para un decremento de presión de 1 kbar (Figura 45-d).

Las muestras A-24, A-37 y A-57 se caracterizan por presentar una paragénesis con un marcado disequilibrio mineralógico y textural, por lo que es importante definir la incertidumbre asociada a los cálculos termobarométricos en dichas muestras. Para la muestra A-24 se resolvieron todos los posibles equilibrios utilizando la asociación mineral predominante en su matriz que incluye pl+bt+qtz+grt+crd+sill+kfs. La convergencia de las curvas de reacción define una región P-T considerablemente amplia, por debajo de 700°C y 5 kbar (Figura 46-a), mientras que la aplicación a equilibrios locales grt-bt-pl (sin cordierita) permite definir las condiciones P-T máximas en $701\pm 32^{\circ}\text{C}$ y 4.5 ± 0.4 kbar (Figura 46-b) y las condiciones mínimas en $547\pm 15^{\circ}\text{C}$ y 2.6 ± 0.2 kbar en una asociación de biotita metaestable, granate de reequilibrio y cordierita (Figura 46-d). Adicionalmente un valor intermedio de 667°C y 4.2 kbar se obtiene a partir del equilibrio local grt-crd, dicho resultado define el límite superior de presión para el campo de estabilidad de la cordierita en dichos litotipos (Figura 46-c).

Sin duda, las muestras A-37 y A-57 exhiben la más amplia diversidad mineralógica de la zona de estudio y poseen las evidencias más claras de reequilibrio retrógrado (ver análisis petrográfico). Por ello, resulta fundamental definir la validez de los resultados termodinámicos que puedan obtenerse a través de sus equilibrios locales. Debido a la similitud entre ambas muestras únicamente se consideró la muestra A-37 puesto que según los resultados de termobarometría convencional es la que registra un intervalo mayor de condiciones P-T.

Primeramente se resolvieron todos los equilibrios posibles para la asociación mineral completa de la muestra (grt+bt+pl+sill+qtz+spl+cn+kfs), que define naturalmente una región P-T considerablemente amplia, en condiciones inferiores a 700°C y 4 kbar (Figura 47-a), que debe corresponder al campo P-T de reequilibrio retrógrado principal. Para evaluar los valores P-T máximos de la muestra se utilizó una asociación mineral GASP equilibrada localmente que de acuerdo a las calibraciones de Perchuk y Lavrent'eva (1983) y Newton y Haselton (1981) define las condiciones más próximas al pico metamórfico. Los equilibrios de fase más confiables para dicha asociación fueron obtenidos de forma estadística a partir de la herramienta winTERSX de TWQ y graficados en el plano P-T. La convergencia de dichos equilibrios define un intervalo P-T aceptable con valores

promedio de $846 \pm 35^\circ\text{C}$ y 7.5 ± 0.5 kbar (Figura 47-b), definiendo el valor máximo de temperatura para la zona de estudio y reproduciendo un valor pico de presión análogo al obtenido en la muestra A-63a.

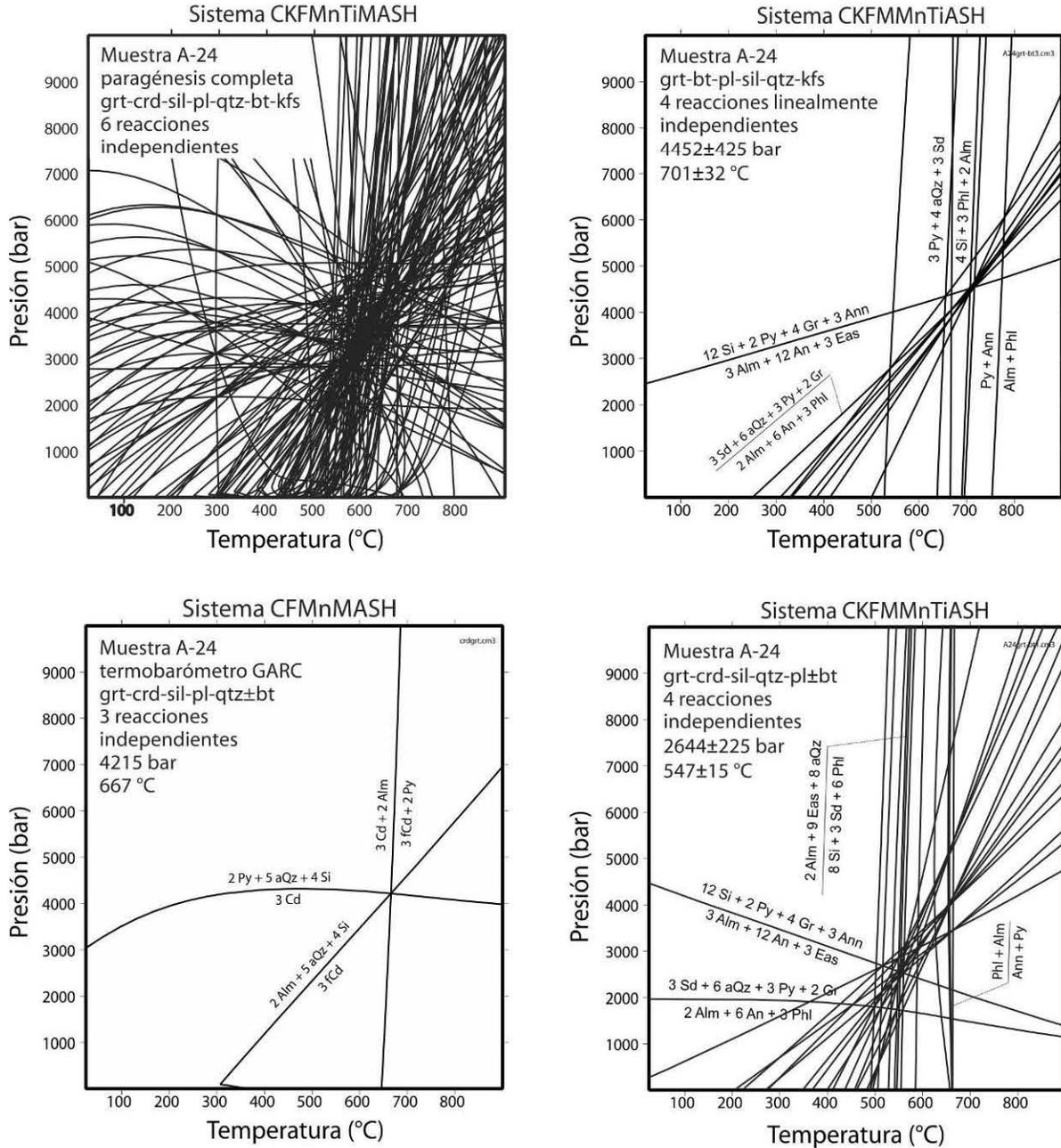


Figura 46. Diagramas P-T donde se observan las curvas de equilibrio obtenidas para la muestra A-24. Explicación en el texto.

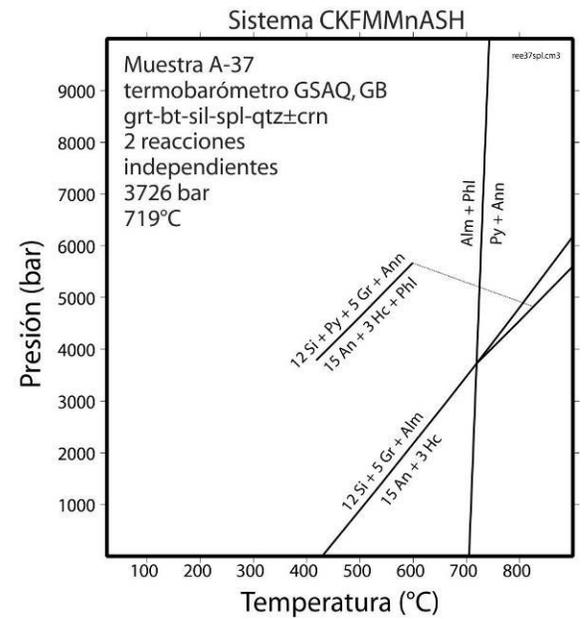
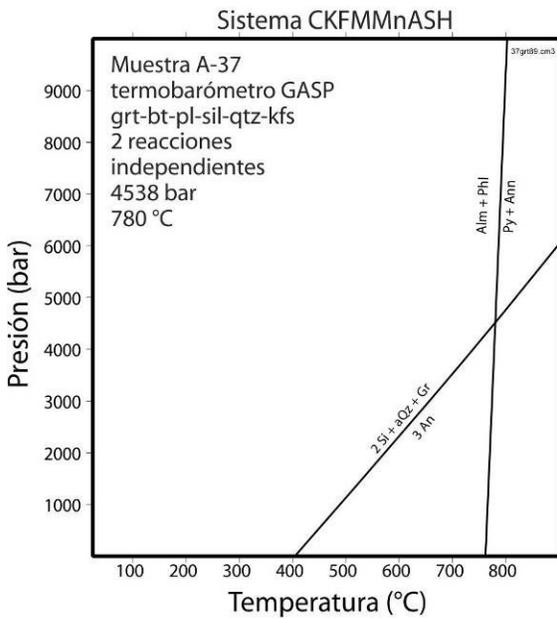
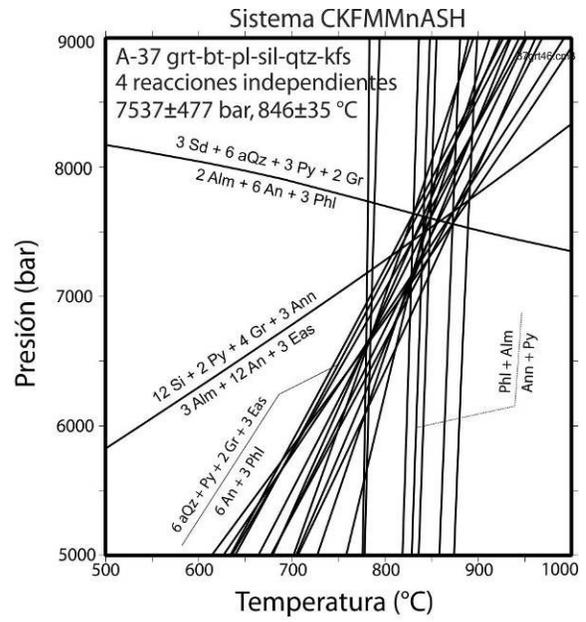
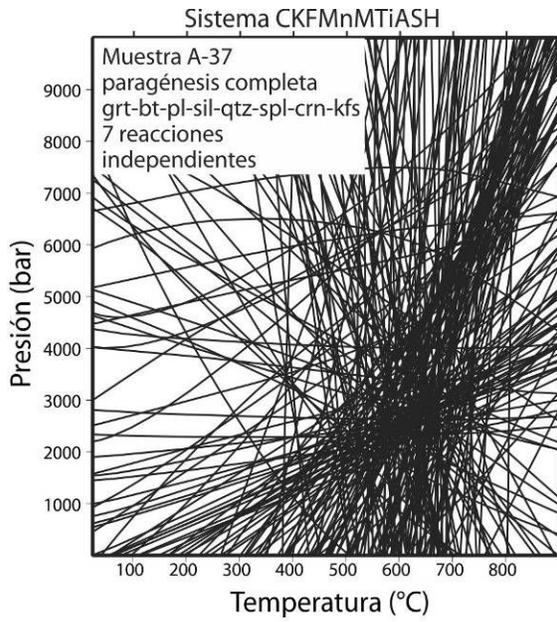


Figura 47. Diagramas P-T donde se observan las curvas de equilibrio obtenidas para la muestra A-37. Explicación en el texto.

11. Discusión y conclusiones

11.1 Complejo metamórfico y migmatización

El Complejo Xolapa en la región de Cacahuatpec-Amuzgos está constituido por dos unidades metamórficas fundamentales: a) un complejo meta-ígneo, constituido por ortogneises máficos y cuarzofeldespáticos intercalados con b) un complejo meta-sedimentario compuesto por paragneises, mica esquistos de granate, meta-grauvacas máficas y mármoles. El complejo meta-sedimentario es la unidad mayoritaria en la zona de estudio y constituye una secuencia de espesor incierto con un claro registro volcanosedimentario, como lo indica la asociación litológica típica grauvacas-pelitas-basitas con una componente psamítica dominante. La presencia de niveles anfibolíticos y de meta-grauvaca anfibolítica en la secuencia meta-sedimentaria ha sido reportada también en las regiones de Puerto Escondido (Corona-Chávez *et al.*, 2006) y Marquelia (Gómez-Rivera, 2010). Las observaciones de campo, así como la distribución cartográfica y la posición estructural del complejo meta-ígneo en la macroestructura de la zona de estudio indican una relación de interposición pre-metamórfica con el complejo meta-sedimentario, como se ha sugerido también en otras regiones del Complejo Xolapa (p.e. Corona-Chávez *et al.*, 2006; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009). Estas unidades en conjunto constituyen una secuencia metamórfica poli-litológica fuertemente deformada, en cuyo interior se reconocen características estructurales y mineralógicas típicas de alto grado metamórfico que anteceden el desarrollo de una estructura migmatítica ampliamente desarrollada.

La estructura migmatítica de la región de Cacahuatpec-Amuzgos es el resultado de la retroalimentación entre un proceso de fusión parcial generalizado y una fase de deformación heterogénea sin-anatética (Brown y Solar, 1998; Brown, 2001 y 2005) que destruyó parcialmente la estructura interna pre-anatética del complejo metamórfico. El proceso migmatítico evolucionó de manera continua conforme la fusión parcial procedió, desde una fase temprana de fusión dominada por flujo interfolial de líquido anatético, pasando una etapa de segregación-acumulación a mesoescala, hasta la cristalización de los fundidos anatéticos generados (Vigneresse *et al.*, 1996; Sawyer, 2001; Brown, 2001; Sawyer, 2008).

Las condiciones reológicas y migmatíticas fueron controladas por la fusión misma, determinando el estilo de las estructuras desarrolladas y la movilización de los neosomas (Berger y Kalt, 1999; Rushmer, 2001; Rosenberg y Handy, 2005). Las diferencias en el nivel de desarrollo de la estructura migmatítica y la presencia de niveles diatexiticos en relativa concordancia estructural con

la foliación metatexítica sugieren un proceso de migmatización heterogéneo relacionado a la fusión parcial desigual de los niveles litológicos fértiles e infértiles de la secuencia metamórfica. Las variaciones morfológicas laterales a mesoescala están controladas por variaciones composicionales y/o por elementos estructurales locales pre-anatéticos (D1) o sin-anatéticos (D2-D3). Gran parte de los contactos abruptos entre los niveles metatexíticos y diatexíticos, sin embargo, poseen un fuerte control estructural sin-anatético (D3) o post-anatético (D4-D5) y están ocasionalmente relacionados a intrusiones parautóctonas de diatexitas en encajonantes metatexíticos, lo que manifiesta un proceso de intrusión-erosión a escala de metros durante la fase migmatítica tardía.

De acuerdo a las relaciones litológico-estructurales, la segregación anatética a mesoescala representó el principal mecanismo de movilización de neosomas (Sawyer, 2001) y de diferenciación litológica de la zona de estudio. La segregación de neosomas graníticos alcanzó niveles considerables durante la fase de mayor tasa de fusión-deformación en los litotipos meta-sedimentarios fértiles (p.e. pelitas, grauvacas), sobreponiendo leucosomas “alóctonos” en niveles estructurales superiores. Esta fase está marcada por la disgregación parcial de la estructura metatexítica (D2) en las zonas de mayor acumulación, en las cuales el flujo diatexítico fue el mecanismo de deformación dominante, sobreponiendo bloques corticales con comportamientos reológicos contrastantes y oscureciendo las relaciones litológico-estructurales pre-migmatíticas o migmatíticas tempranas. Asimismo, esta fase se relaciona con el desarrollo de un plegamiento asimétrico e isoclinal de las estructuras D1-D2 y al desarrollo de una estructura anisotrópica ligada a la segregación de leucosoma hacia los sitios de baja deformación (Vernon y Paterson, 2001; Sawyer, 2001; Corona-Chávez *et al.*, 2006). Al menos una generación de filones aplíticos-pegmatíticos corta la estructura migmatítica pero se encuentra estrechamente relacionada, espacial y genéticamente, con los niveles diatexíticos y debe estar relacionada a la fase final de segregación y acumulación. Por su parte, las litologías infértiles (p.e. ortogneises, anfibolitas de cpx, cuarcitas) desarrollaron principalmente un proceso de migración local de neosomas o incluso migmatización *in situ* y representaron bloques relativamente rígidos durante la transición reológica producida por la migmatización.

De acuerdo a las estimaciones a nivel de afloramiento, el complejo meta-sedimentario es responsable de la mayor parte de la producción de fundido anatético de la zona de estudio, generando volúmenes de neosoma de entre 10 y 40%, en contraste con el complejo meta-ígneo donde la fracción de neosoma no excede comúnmente el 25% en volumen. Estos valores coinciden con los volúmenes de leucosoma reportados por Corona-Chávez (1997) y Corona-Chávez *et al.* (2006) en la porción oriental del Complejo Xolapa y con los porcentajes de fusión parcial sugeridos por Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009) en la porción centro-occidental. Algunos niveles diatexíticos con fracciones de fundido anatético excepcionalmente altas (50-60%) pueden estar relacionados con el

flujo local de fluidos acuosos (Corona-Chávez, 1997; White *et al.*, 2004; Sawyer, 2008 y 2009) o representan zonas de enriquecimiento de neosoma.

El proceso de segregación y acumulación de fundido anatético implica la posibilidad de que algunos niveles contengan una fracción de neosoma mayor de la que generaron (fracción de neosoma > grado de fusión) y viceversa, menor fracción de neosoma para un grado mayor de fusión, donde hubo extracción eficiente de fundido anatético (Brown y Rushmer, 1997; Sawyer, 2008). Esto concuerda con la presencia de niveles litológicos con un marcado carácter residual (biotita-plagioclasa cálcica-hercinita-corindón), como ha sido documentado también en la región de Tierra Colorada-Acapulco (p.e. Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009). Estas zonas se relacionan espacialmente con cuerpos graníticos anatéticos de dimensiones considerables (200-300 m).

11.2 Proceso de fusión parcial en la región de Cacahuatpec-Amuzgos

La fusión parcial diferenciada de una columna litológica heterogénea implica la ocurrencia de una serie de reacciones anatéticas sucesivas desarrolladas en sistemas litológicos distintos. Estas reacciones difieren fundamentalmente en el tipo de reactantes y productos, así como en sus proporciones molares relativas en la reacción. La amplia diversidad de estructuras diatexiticas, las evidencias de fusión parcial en los litotipos máficos, las acumulaciones de leucosoma relacionadas texturalmente con biotita metaestable y la ocurrencia de porfidoblastos de granate en los leucosomas, así como la abundancia de sillimanita y la presencia de hercinita y ortopiroxeno en contraste con la ausencia de muscovita primaria, son todas evidencia de que la temperatura alcanzó el campo de la descomposición de la biotita en la mayor parte de los litotipos meta-sedimentarios de la región. Las características texturales y las relaciones de fase sugieren una serie de reacciones de deshidratación-fusión incongruente de la biotita, en la cual los minerales ferromagnesianos como el granate, la cordierita y probablemente la hercinita representan fases peritéticas asociadas a la generación del fundido anatético.

Las relaciones de fase definidas han permitido determinar las condiciones P-T de asociaciones texturales-mineralógicas relacionadas con la formación de los neosomas y acotar considerablemente el intervalo P-T de los equilibrios suprasólidos preservados en la zona de estudio. Con esta base, resulta primordial comparar dichas características petrológicas en el contexto del progreso alcanzado en los últimos años en el cálculo del equilibrio mineral de sistemas químicos modelo, particularmente de los sistemas meta-sedimentarios (p.e. Spear *et al.*, 1999; Vielzeuf y Schmidt, 2001; Johnson *et al.*, 2003; White *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2008; White, 2008). En la Figura 48-a se presenta un diagrama petrogenético en el sistema $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$

(KFMASH) que constituye el sistema químico mínimo para definir las reacciones de fusión parcial en meta-grauvacas y meta-pelitas (White *et al.*, 2007; Johnson *et al.*, 2008; White, 2008). En el diagrama se observa la topología básica de los equilibrios minerales invariantes y univariantes que controlan las relaciones de mayor varianza en condiciones P-T de alto grado metamórfico y proveen una perspectiva clara y relativamente simple del equilibrio mineral observado en las rocas meta-sedimentarias de la zona de estudio. Como referencia se presenta la curva de *solidus* tanto en el sistema KFMASH como en el sistema Na₂O-KFMASH (NKFMASH) con la finalidad de observar el desplazamiento en temperatura que implica considerar uno o más componentes de sistema adicionales, en este caso de ~100° C para dicha curva (p.e. Spear *et al.*, 1999; White *et al.*, 2007).

Los valores máximos de presión obtenidos a partir de barometría GASP están representados por el campo divariante (1) en la Figura 48-a, constituido por la asociación bt-qtz-sill-kfs-L y limitado por los equilibrios univariantes definidos por la deshidratación fusión de la muscovita y la biotita (reacciones a y b). Esta asociación, típica de alto grado metamórfico a presiones moderadas, es comúnmente observada en los paleosomas y mesosomas paraderivados de la zona de estudio. La ocurrencia frecuente de dicha asociación y la pendiente positiva dP/dT de la curva (a), que implican que cualquier decremento en presión por encima del campo (1) debe estar relacionado a la descomposición de la muscovita en el campo *suprasolidus* (p.e. flecha en zona anatética) a partir de la reacción univariante ms+pl+qtz = sill+ kfs+L. A pesar de no haberse encontrado evidencias texturales-morfológicas directas de fusión parcial a través de la deshidratación de la muscovita, las implicaciones petrológicas de su ocurrencia hipotética son trascendentales para reconstruir la evolución migmatítica del Complejo Xolapa en conjunto.

El campo (2) definido por la asociación divariante bt-qtz-grt-sill-L se encuentra limitado por las reacciones univariantes de deshidratación-fusión de la biotita a alta temperatura (reacciones b y c) y representa la asociación típica de los neosomas desarrollados en condiciones de pico metamórfico (Figura 48-a). El campo divariante (3) se encuentra limitado por las mismas curvas de reacción que el campo (2), en este caso dentro del campo de estabilidad de la cordierita y la espinela en el sistema KFMASH, y representa las condiciones típicas de baja presión obtenidas en los para-derivados.

No obstante que el uso del diagrama petrogenético de la Figura 48-a ofrece una perspectiva simple para entender el proceso de fusión parcial en la zona de estudio, conduce también a una sobrevaloración de los equilibrios univariantes y a una sub-valoración del papel de los equilibrios de mayor varianza en el proceso de fusión. En las Figura 48-b-d se presentan tres pseudosecciones P-T en el sistema Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-O₂ (NCKFMASHTO) tomadas de White *et al.* (2007) y Johnson *et al.* (2008) con el fin de analizar con mayor nivel de confianza las relaciones de fase en las condiciones P-T calculadas en litotipos característicos de la zona de estudio.

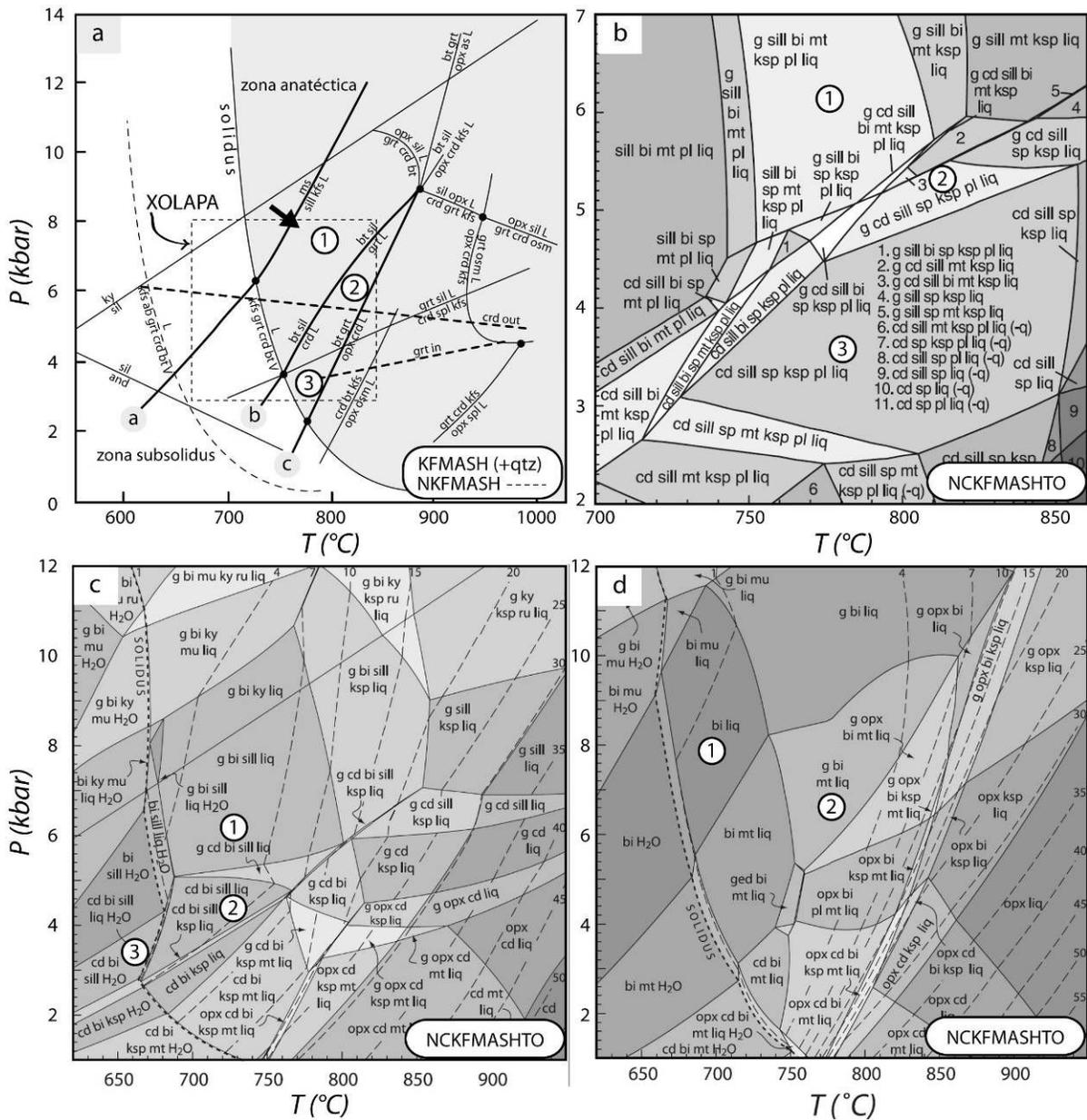
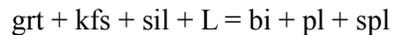


Figura 48. a) Diagrama petrogenético en el sistema KFMASH modificado de Spear (1999), White et al., (2007) y White (2008) donde se observan las principales reacciones productoras y/o consumidoras de fundido anatéctico. En línea gruesa se resaltan las principales reacciones univariantes de fusión parcial (reacciones a, b y c) para el intervalo P-T de interés (rectángulo), las líneas gruesas punteadas se presentan como referencia y definen los campos de estabilidad del granate y la cordierita. b) Pseudosección P-T en el sistema NCKFMASHTO para una meta-pelita rica en Fe, tomada de White et al. (2007). c) Pseudosección P-T en el sistema NCKFMASHTO para una meta-grauvaca aluminosa, tomada de Johnson et al. (2008). d) Pseudosección P-T en el sistema NCKFMASHTO para una meta-grauvaca sub-aluminosa, tomada de Johnson et al. (2008). Explicación en el texto

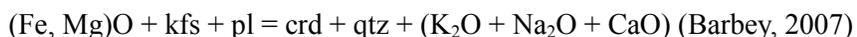
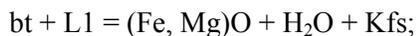
En la Figura 48-b se muestra una pseudosección calculada por White *et al.* (2007) para una meta-pelita rica en Fe, útil para discutir el proceso de fusión parcial en los para-derivados con bt+grt+hc de la región de Cacahuatpec-Amuzgos. El campo (1) en la Figura 48-b señala un campo trivariante definido por la asociación grt-sill-bt-mag-kfs-pl-qtz-ilm+L que indica una reacción de

deshidratación-fusión continua de la biotita, que es consistente con las asociaciones minerales y la termobarometría máxima de dichos litotipos. Los campos divariantes estrechos (en blanco) que separan los campos (1) y (2) de la Figura 48-b marcan la aparición de cordierita y espinela a presiones de ~5 kbar y 800° C por medio del consumo progresivo del granate y la sillimanita en presencia de fundido anatético. A pesar de no haberse detectado cordierita en los litotipos en cuestión el diagrama ilustra satisfactoriamente sus relaciones de fase. El campo (3) define un equilibrio tetravariante definido por la asociación sill-spl-kfs-pl-L(+crd) que marca el consumo completo de granate en presencia de líquido a partir de la reacción multivariante simplificada:



Sin embargo, el calculo termobarométrico de una asociación grt-sill-pl-hc-qtz equilibrada localmente resulta en 719° C y 3.7 kbar indicando la posibilidad de que dicho equilibrio se extienda a menor presión en condiciones subsólidas. Por lo tanto es probable que la formación de la hercinita esté relacionada a la generación y/o consumo de fundido anatético a presiones moderadas (~5 kbar) y también a la transformación subsólida de las fases migmatíticas a baja presión (<4 kbar).

La Figura 48-c consiste en una pseudosección calculada por Johnson *et al.* (2008) para una meta-grauvaca aluminosa cuyos equilibrios minerales en el intervalo P-T de interés son análogos a los observados en las meta-pelitas-grauvacas de granate y cordierita de la zona de estudio. El campo (1) está representado por el equilibrio pentavariante grt-bt-sill-kfs-qtz-pl-ilm-L, esta asociación muestra la misma paragénesis observada en gran parte de los neosomas metatexíticos del CMM-metasedimentario. Entre los campos (1) y (2) se encuentra un campo de relativa baja varianza ($v=4$) constituido por el equilibrio grt-crd-bt-sil-qtz-pl-ilm-L que sugiere una reacción continua de transformación del granate, la biotita y la sillimanita para formar cordierita en presencia de fundido anatético. Un rasgo textural característico de estos litotipos es la presencia de intercrecimientos de cordierita-cuarzo asociados a cristales metaestables de biotita y acumulaciones locales de leucosoma. Este tipo de intercrecimientos han sido interpretados por algunos autores como el resultado de la descomposición de la biotita en presencia de fundido anatético asociada a una fase de descompresión de alta temperatura (p.e. Barbey *et al.*, 1999; Barbey, 2007). Este proceso libera Fe y Mg en el fundido anatético permitiendo el crecimiento de granate y/o cordierita, la disolución incongruente del feldespato-K dentro del líquido provee suficiente Al para la cristalización de las fases ferromagnesianas y libera Na, K, Ca y Si, produciendo cuarzo y líquido en una reacción combinada de tipo:



El campo pentavariante (2) de la Figura 48-c está definido por la asociación crd-bt-sill-qtz-pl-L que indica el consumo total de granate en presencia de líquido. Sin embargo este campo multivariante se

extiende por debajo del *solidus* constituyendo una reacción productora de agua como se observa en el campo (3). Estas relaciones de fase son completamente consistentes con las características texturales y mineralógicas observadas en algunos los litotipos análogos de la región de Cacahuatpec-Amuzgos. Asimismo las relaciones de fase y el balance de reacción son congruentes con este modelo. En consecuencia, es posible considerar que de forma análoga a los para-derivados de grt-hc, la formación de cordierita está relacionada a la reacción del granate y la biotita durante las fases tardías de la fusión parcial y se prolonga en condiciones subsólidas consumiendo granate y sillimanita en condiciones de $< 667^{\circ} \text{C}$, 4.2 kbar.

Finalmente, en la Figura 48-d se muestra una pseudosección calculada por Johnson *et al.* (2008) para una meta-grauvaca sub-aluminosa, este diagrama se caracteriza por la ausencia de silicato de aluminio y por la presencia de muscovita en presiones altas cerca del *solidus*. Esta pseudosección es importante para la región de estudio si consideramos que las meta-psamitas y/o meta-grauvacas de biotita sin sillimanita son los litotipos más voluminosos del CMM meta-sedimentario. Los paleosomas y los mesosomas de estos litotipos están comúnmente constituidos por la asociación bt-pl-qtz-ilm mientras que los neosomas se caracterizan por la presencia de granate asociado al leucosoma, constituyendo una paragénesis de pl-bt-qtz-grt-L cuyas condiciones P-T máximas de equilibrio se calcularon en $773 \pm 14^{\circ} \text{C}$, 7.5 ± 0.2 kbar. La paragénesis pre-anatética concuerda con la asociación heptavariante del campo (1) cuya posición en el espacio P-T, sumada a su características morfológicas-texturales, sustenta que el equilibrio es anterior al pico térmico calculado (Figura 48-a). Sin embargo, la presencia del equilibrio bt-L en la asociación (1) de la pseudosección ocurre en un campo multivariante considerablemente amplio que se extiende hasta presiones >11 kbar. Lo que sugiere, para el proceso migmatítico de estos litotipos, la posibilidad de producir proporciones mínimas de fundido anatético (Johnson *et al.*, 2008) hasta $\sim 120^{\circ} \text{C}$ por debajo del pico metamórfico a través de la deshidratación-fusión continua de la biotita.

13.4 Estructura regional del Complejo Xolapa en la región de Cacahuatpec-Amuzgos

Al menos una fase de deformación relacionada a un proceso metamórfico de alto grado (D1) antecede el desarrollo de la estructura migmatítica de la región de Cacahuatpec-Amuzgos. Posteriormente, dos etapas sucesivas de un mismo proceso de deformación (D2-D3) se relacionan directamente con el evento de fusión parcial y tuvieron un control primordial en el desarrollo de la estructura migmatítica del CMM, como ha sido documentado también en la porción oriental del Complejo Xolapa por Corona-Chávez *et al.* (2006). Las relaciones metamórficas de la zona de estudio indican que la etapa D2 está relacionada con el inicio de la fusión parcial, a una profundidad

aproximada de 30 km. La etapa D3 se desarrolló durante una fase de descompresión de alta temperatura, durante una fase de levantamiento del complejo metamórfico-migmatítico y dio pie al desarrollo de un proceso de plegamiento asimétrico sin-anatéctico.

Sin embargo, la estructura del complejo metamórfico-migmatítico se ve comúnmente afectada por una etapa de deformación dúctil-frágil (D4), durante la cual una nueva fase de plegamiento asimétrico provocó la dislocación de las estructuras D3-n, generando pliegues regionales y retro-cabalgaduras. El episodio magmático oligocénico parece ser posterior o relativamente contemporáneo con el final de esta etapa.

Finalmente, el desarrollo de las zonas de cizalla más sobresalientes está relacionado con una fase de deformación dúctil-frágil posterior al emplazamiento de los plutones oligocénicos. Esta etapa dio lugar al desarrollo de fallas laterales y laterales-normales de gran magnitud, que dislocan y rotan bloques corticales de dimensión regional.

11.3 Evolución P-T-t-d del Complejo Xolapa en la región de Cacahuatpec-Amuzgos

Reconstruir una trayectoria P-T compuesta a partir de un conjunto diverso de muestras es aplicable sólo si se asume que el Complejo Xolapa formó parte de un mismo fragmento litosférico durante la trayectoria P-T registrada. Pero esta metodología es útil también porque permite revelar fragmentos corticales yuxtapuestos a escala de metros o kilómetros, que de otro modo serían indistinguibles (p.e. Fraser *et al.*, 2000; Harris *et al.*, 2007).

A partir de los resultados termobarométricos, en la zona de estudio se reconocieron y cuantificaron dos etapas principales de equilibrio metamórfico. El primer grupo representa las condiciones metamórficas cercanas al los picos de presión (7-8 kbar) y temperatura (750-850° C) y el segundo representa las condiciones de reequilibrio a baja presión (<4.5 kbar) y temperatura moderada-alta (600-700° C) (la cuantificación de las condiciones físicas del proceso retrógrado de temperatura <500° C no fue atendida).

El análisis estructural en conjunto con la distribución espacial de los valores P-T permiten definir dos dominios estructurales-P-T con ligeras diferencias en su patrón de descompresión (Figura 49). En cada dominio los valores P-T de las dos etapas de equilibrio (alta y baja presión relativas) son consistentes de una muestra a otra y las diferencias más significativas están relacionadas a la capacidad de preservación de los equilibrios minerales de cada sistema litológico (cinética del reequilibrio; p.e. Guiraud *et al.*, 2001). Los valores P-T del dominio A (dominio CMM, ver análisis estructural) sugieren una trayectoria de descompresión con pendiente moderada y se relacionan

espacialmente con una macroestructura de plegamiento asimétrico y retrocabalgadura, mientras que los valores P-T del dominio B muestran una trayectoria de mayor pendiente, que sugiere una descompresión isotérmica de alta temperatura (Figura 49).

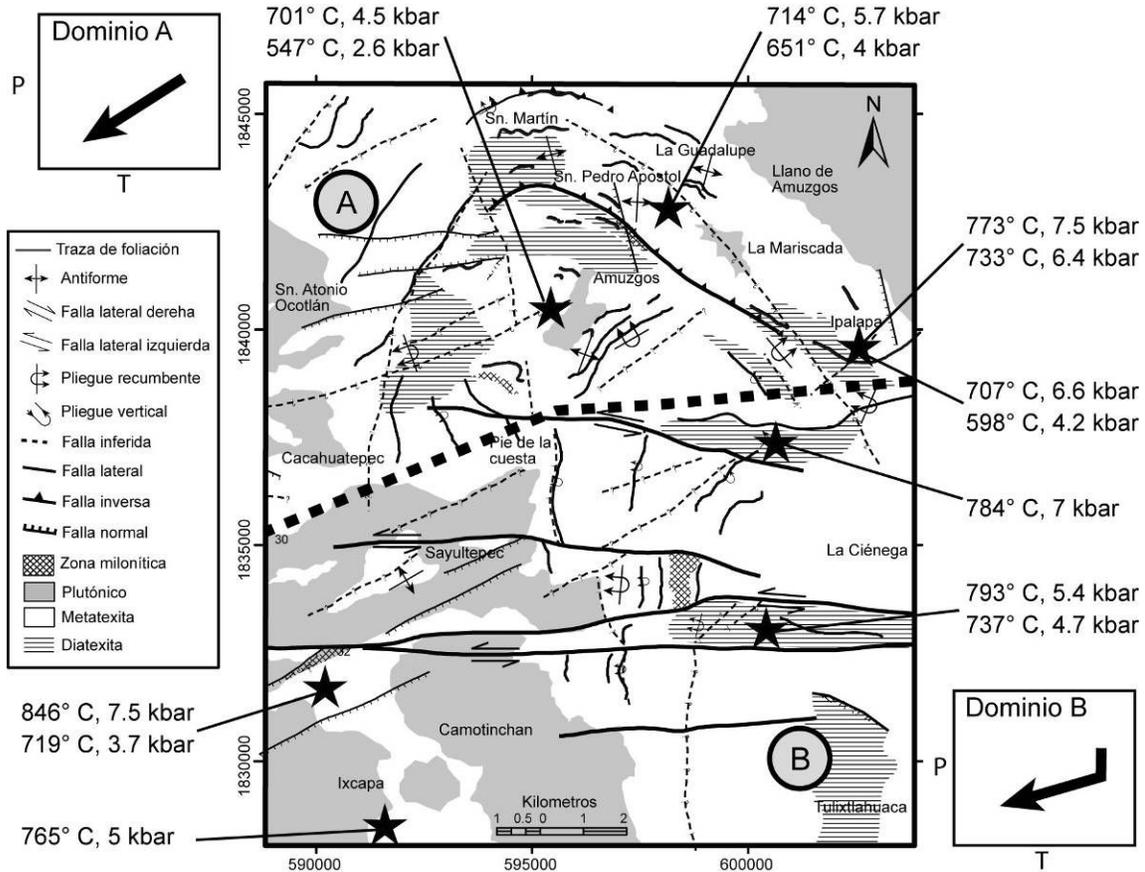


Figura 49. Localización de los puntos de muestreo para termobarometría. Se observan los valores P-T máximos y mínimos de cada uno. Nótese la distribución de los valores en relación a los dominios estructurales A y B (ver texto).

Estas consideraciones permiten reconstruir las trayectorias P-T-t-d (tiempo relativo) compuestas que se muestra en la figura Figura 50 y cuya progresión puede ser resumida de la siguiente forma:

- ▲ Fase progresiva 1: La ocurrencia de rutilo en niveles relictos de meta-grauvaca define las condiciones mínimas de presión (~9 kbar) de la trayectoria progresiva en condiciones subsólidas (500-600° C) de la zona de estudio, como ha sido calculado por Caddick y Thompson (2008) y demostrado por Luvizotto *et al.* (2009) en sistemas litológicos similares.
- ▲ Fase progresiva 2: Definida por la presencia de bloques de paleosoma con porfidoblastos de granate en una matriz (S1) de biotita, sillimanita y ocasionalmente feldespato-K, que permiten especular sobre una fase de deshidratación-fusión de la muscovita en los litotipos pelíticos.

- Pico de presión anatécico: Crecimiento de granate peritético en los neosomas, asociado a biotita y sillimanita en los litotipos meta-sedimentarios fértiles. Esta etapa define una fase de equilibrio completo en condiciones cercanas al pico de presión del evento anatécico (~7.5 kbar).
- Pico térmico: Ocurrido durante una fase de descompresión en la cual la asociación mineral constituida por los bordes de granate, biotita, sillimanita (\pm), plagioclasa y líquido anatécico está ampliamente desarrollada en las metatexitas para-derivadas en el intervalo de 750-850° C y 6-7 kbar. Mientras tanto, en las anfibolitas de granate se produce ortopiroxeno a temperaturas de ~780-800° C y presiones cercanas a los 6 kbar.
- Descompresión: Ocurrida de forma casi isotérmica desde el pico de presión anatécico (~7.5 kbar), esta fase define una segunda etapa de equilibrio parcial de baja presión (<4.5 kbar) en condiciones suprasólidas. Las asociaciones minerales con cordierita y hercinita, relacionadas a biotita reequilibrada y granate parcialmente absorbido son estables en las diatexitas para-derivadas.

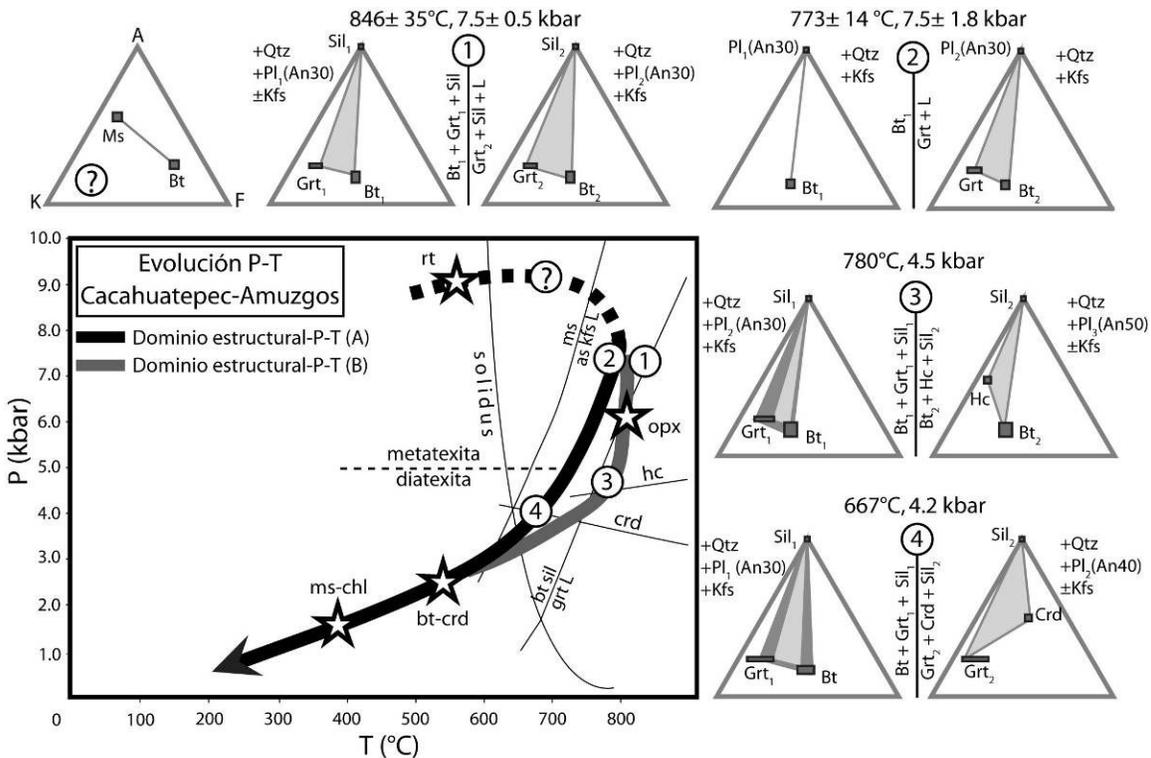


Figura 50. Trayectoria P-T del Complejo Xolapa en la región de Ccahuatpec-Amuzgos. Se presentan como referencia la curva solidus y las reacciones univariante de la deshidratación de la muscovita y la biotita, así como los umbrales de aparición de la cordierita y la hercinita (a partir de Spear et al., 1999; Vielzeuf y Schmidt, 2001; White et al., 2007; Johnson et al, 2008; White, 2008). La numeración sobre la curva corresponde a los diagramas ternarios AFM que simplifican las reacciones de mayor varianza discutidas en el texto y las estrellas representan las condiciones P-T de minerales o asociaciones diagnósticos. Explicación en el texto.

- Retrogresión: Esta fase ocurre en condiciones subsólidas en temperaturas por debajo de los

500° C. La producción de cordierita a expensas de granate y sillimanita en ausencia de fundido anatéctico puede extenderse hasta los 5.5 kbar y puede ser considerada aparte. Las asociaciones minerales típicas de la fase retrógrada son equivalentes a la facies de esquistos verde (<400° C), donde la clorita y/o la muscovita son relativamente comunes en gran parte de los litotipos de la región.

Otras trayectorias P-T han sido propuestas para distintos sectores del Complejo Xolapa (p.e. Corona-Chávez *et al.*, 2006; Sarmiento, 2009; Gómez-Rivera, 2010) (Figura 51). Las principales características en común de dichas curvas son: a) trayectoria en sentido horario que sugiere un estilo tectónico orogénico (Englan y Thompson, 1984; Thompson y Ridley, 1987; Jamieson y Beaumon, 1989) y b) la relajación térmica ocurre entre 800 y 900° C; mientras tanto las presiones calculadas para el pico térmico oscilan entre 4 y 6.5 kbar. El intervalo de presión para el pico térmico obtenido en este trabajo (6-7 kbar) coincide con el reportado por Corona-Chávez *et al.*

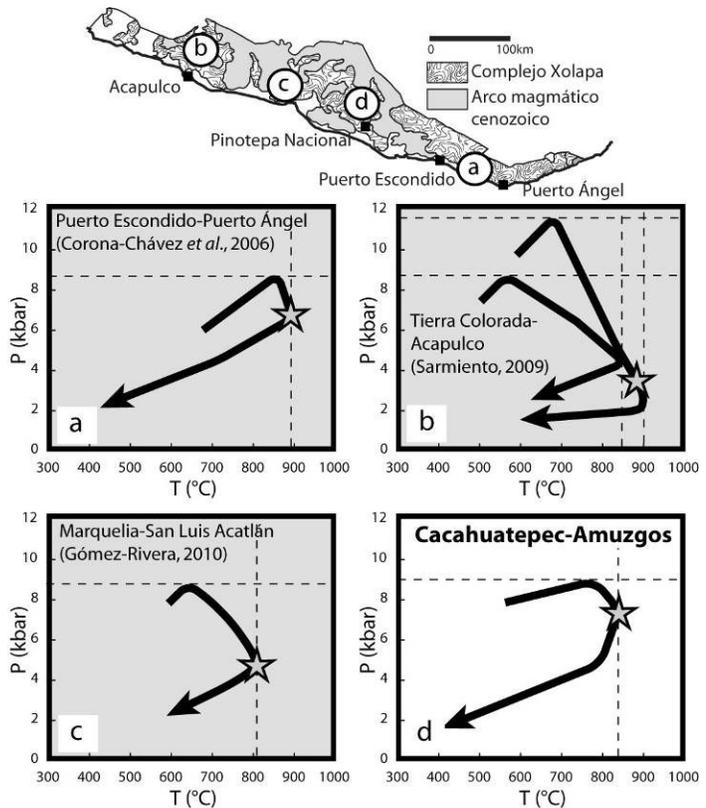


Figura 51. Trayectorias P-T obtenidas para distintas regiones del Complejo Xolapa incluyendo la región de estudio.

(2006) en la región de región de Puerto Escondido para una temperatura ~50° C más alta (Figura 51-a y Figura 51-d). Sin embargo la amplitud de la trayectoria P-T es similar a las documentadas por Sarmiento (2009) y Gómez-Rivera (2010) en las regiones de Tierra Colorada y Marquelia respectivamente. Otra característica relevante es la coincidencia en los valores máximos de presión entre 8 y 9 kbar y excepcionalmente >11 kbar (Figura 51-b), lo que indica no necesariamente los valores máximos de presión alcanzados por el Complejo Xolapa sino una probable etapa de equilibrio que reconfiguró las relaciones texturales y químicas de las fases, y que pudiera estar relacionada ya a un proceso de alta temperatura y/o fusión parcial, como lo sugieren la trayectoria propuesta por Corona-Chávez *et al.* (2006) y la obtenida en este trabajo (Figura 51-a y Figura 51-d). Por simplicidad, todos los autores coinciden en la ocurrencia de una trayectoria post-pico térmico única y

recta hasta la exhumación del complejo (también la presente propuesta). Sin embargo, dada la problemática estructural post-pico metamórfico del Complejo Xolapa, resulta claro la necesidad de obtener información estructural y geocronológica adicional para demostrar la ocurrencia de un solo ciclo de retrogresión en vez de dos o más, puesto que los ciclos de descompresión en algunos otros complejos metamórficos del mundo han sido explicados de mejor forma al considerar eventos repetidos de calentamiento (p.e. Vernon, 1996; Pattison *et al.*, 1999).

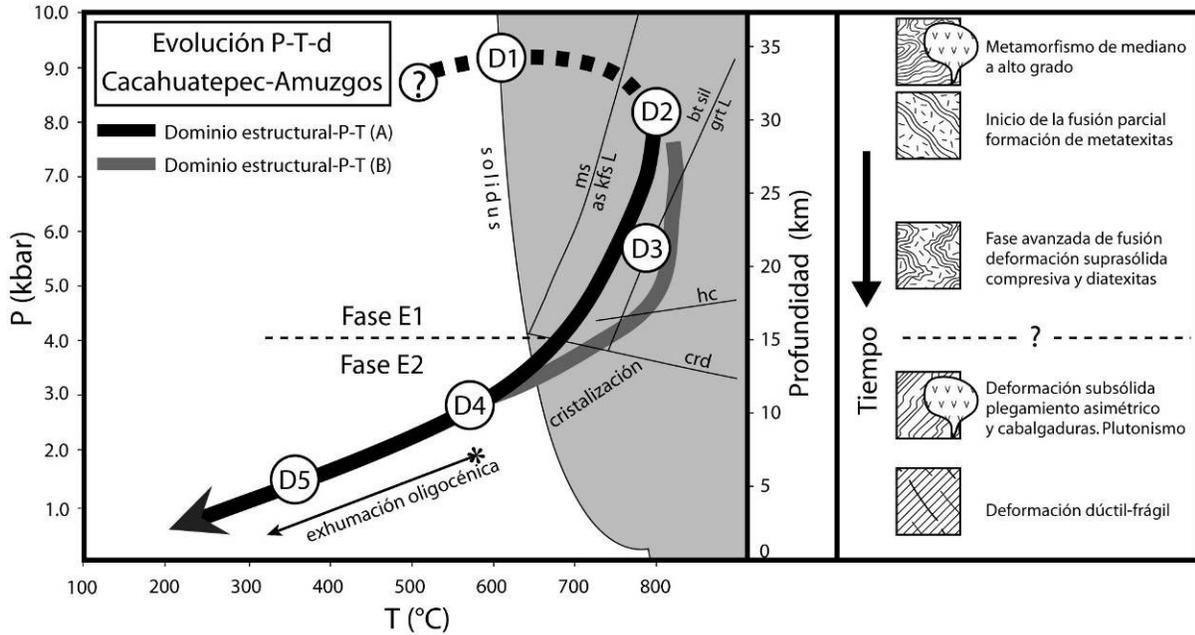


Figura 52. Evolución P-T-t-d de la zona de estudio, las curvas de referencia son las mismas que en la figura 3.

Las relaciones estructurales y la estimación termobarométrica de la zona de estudio indican que la etapa de deformación D2 se desarrolló a una profundidad aproximada de 30 km y que la etapa D3 se desarrolló durante una fase de descompresión de alta temperatura, que produjo un levantamiento (E1) del complejo metamórfico-migmatítico equivalente a ~15 km (4 kbar, Figura 52).

La conservación de una temperatura alta durante el levantamiento (Teyssier y Whitney, 2002; Paterson *et al.*, 2004; Gordon *et al.*, 2010) y la preservación de los equilibrios minerales de mayor presión, así como las evidencias texturales de absorción parcial de porfidoblastos de granate y los crecimientos simplectíticos de hercinita-plagioclasa y cordierita-cuarzo sugieren que dicha fase de exhumación ocurrió de forma relativamente rápida (p.e. Barker, 1990; Whitney *et al.*, 1999; Heimann y Spry, 2006 y referencias citadas; Barbey, 2007). Sin embargo el estilo de exhumación permanece hasta ahora poco entendido y su cronología se ha mantenido en debate (p.e. Corona-Chávez *et al.*, 2006; Solari *et al.*, 2007; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Sarmiento, 2009; Tafoya, 2010). Por otro lado,

parece haber consenso en la ocurrencia de una fase importante de exhumación (E2: 13-25 km) desarrollada en forma acelerada desde el Oligoceno Temprano (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Corona-Chávez *et al.*, 2006) y que se vió favorecida por un desacoplamiento mecánico lateral durante una etapa de transtensión (Cerca *et al.*, 2009)

Si se asume un solo ciclo metamórfico, esto implica que al menos la primera mitad de la trayectoria de exhumación de la zona de estudio (~15 km) ocurrió durante la fase E1 y se produjo de forma simultánea a un proceso de engrosamiento cortical, descompresión y fusión parcial. Los dominios estructurales-P-T (Figura 49) obedecen a los patrones estructurales determinados por D4 y D5 (Figura 22), lo que sugiere que después del pico metamórfico la fase E2 estuvo controlada por una etapa transpresiva (D4) anterior a la actividad magmática oligocénica, ambas sucedidas por una etapa de transtensión (D5) (Figura 52) acorde al modelo propuesto por Cerca *et al.* (2009), a partir de la cual se desarrollaron las zonas de cizalla más notables de la zona de estudio. Mientras que E1 se desarrolló completamente en condiciones suprasólidas isotérmicas, E2 transcurrió en condiciones principalmente subsólidas con un rápido enfriamiento. Durante E1 el complejo constituyó una nivel cortical debil, lo que debió promover flujo cortical horizontal y vertical a través de zonas de cizalla (Gapais *et al.*, 2009) como lo sugieren las relaciones litológicas a mesoescala y la presencia de los dominios P-T A y B (Figura 49). En este punto la cronología del evento anatético no solo es importante para definir la sucesión de eventos del terreno Xolapa sino que tiene relevancia crucial al reconstruir la trayectoria a superficie del complejo metamórfico hasta su posición actual y para definir si E1 y E2 constituyen etapas sucesivas de un mismo ciclo metamórfico de duración promedio (p.e. Gordon *et al.*, 2010) o si existe un vacío temporal entre ambas.

1) Muestras estudiadas

1a. Tabla de localización de las estaciones de muestreo realizadas en el presente trabajo

| Estación de muestreo | Ubicación | | Tipo de roca | Estación de muestreo | Ubicación | | Tipo de roca |
|----------------------|-----------|---------|--|----------------------|-----------|---------|--|
| | x | y | | | x | y | |
| A-21 | 579255 | 1837239 | granitoide milonítico | A-45 | 583332 | 1833040 | orto-gneis cuarzofeldespático milonitizado |
| A-22 | 582464 | 1837019 | metatexita cuarzofeldespática-anfibolítica | A-46a | 582182 | 1832878 | diatexita bandeada meta-pelítica |
| A-23 | 594125 | 1839183 | metatexita meta-tonalítica | A-46b | 582182 | 1832878 | diatexita-granitoide anatóctico |
| A-24 | 595149 | 1840233 | metatexita estromática meta-pelítica | A-47 | 582682 | 1837068 | orto-gneis migmatítico granodiorítico |
| A-25 | 602977 | 1840475 | metatexita meta-tonalítica | A-48 | 590447 | 1838832 | anfibolita migmatítica |
| A-26 | 590543 | 1839150 | anfibolita | A-49 | 586957 | 1838608 | gneis cuarzofeldespático |
| A-27 | 589769 | 1836755 | gneis anfibolítico | A-50 | 599674 | 1839624 | diatexita meta-pelítica |
| A-28 | 605074 | 1847135 | granito de biotita | A-51 | 601272 | 1839119 | metatexita-diatexita meta-grauvaca |
| A-29 | 597852 | 1841572 | diatexita meta-pelítica | A-52 | 593974 | 1839208 | metatexita tonalítica |
| A-30 | 596342 | 1840589 | metatexita cuarzofeldespática | A-53 | 594895 | 1845129 | metatexita meta-grauvaca milonítica |
| A-31 | 596285 | 1840420 | anfibolita-granulita básica | A-54 | 595449 | 1843009 | metatexita cuarzofeldespática milonítica |
| A-32 | 595149 | 1840033 | metatexita cuarzofeldespática | A-55 | 596586 | 1842252 | orto-gneis migmatítico tonalítico |
| A-33 | 589569 | 1836755 | metatexita anfibolítica | A-56 | 601622 | 1829111 | diatexita meta-psamítica |
| A-34 | 589621 | 1835794 | orto-gneis migmatítico granodiorítico | A-57 | 599519 | 1833143 | diatexita meta-grauvaca |
| A-35 | 589258 | 1834202 | metatexita cuarzofeldespática | A-58 | 598217 | 1834750 | cataclasita cuarzofeldespática |

| | | | | | | | |
|-------|--------|---------|---------------------------------------|-------|--------|---------|--|
| A-36 | 589748 | 1832708 | granito de biotita | A-59 | 595921 | 1834490 | metatexita meta-pelítica |
| A-37 | 590357 | 1831385 | metatexita estromática meta-grauvaca | A-60 | 597977 | 1843007 | esquisto meta-pelítico |
| A-38 | 591372 | 1828253 | metatexita estromática meta-psamítica | A-61 | 597289 | 1842050 | gneis milonítico psamítico |
| A-39 | 591392 | 1828189 | metatexita psamítica milonítica | A-62 | 603107 | 1837195 | metatexita cuarzofeldespática |
| A-40a | 591392 | 1828189 | metatexita anfibolítica | A-63a | 602946 | 1839331 | metatexita estromática meta- psamítica |
| A-40b | 591392 | 1828189 | metatexita anfibolítica | A-63b | 602946 | 1839331 | metatexita meta-grauvaca anfibolítica |
| A-41 | 591382 | 1828115 | anfibolita | A-64 | 599934 | 1837297 | metatexita meta-grauvaca anfibolítica |
| A-42 | 594288 | 1826130 | metatexita meta-tonalita | A-65 | 599624 | 1837029 | granitoide deformado |
| A-43 | 594673 | 1826194 | granitoide milonítico | A-66 | 590600 | 1836900 | granito de biotita |
| A-44 | 584830 | 1833031 | granito de biotita | A-67 | 590447 | 1838832 | granito de biotita |

Ubicación: coordenadas en proyección UTM, 14Q WGS84

Nota: las muestras A-1 a A-20 se localizan en zonas aledañas al rectángulo cartografiado en este trabajo y fueron colectadas durante la etapa de reconocimiento regional.

1b. Tabla petrográfica sintetizada de las muestras estudiadas

| Estación de muestreo | Dominio litológico | Paragénesis | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|--------------------|------------------|------------------------------------|------------------|----|----|-----|----|-----|-----|-----|---------|----|----|---|---------|----|-----|----|----|
| | | PM | M | TPM | qz | pl | kfs | bt | grt | sil | spl | cr d | ms | am | x | op x | ox | ttn | gr | rt |
| Complejo metamórfico-migmatítico meta-sedimentario | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A-24(1) | mesosoma | pl+qtz+bt+sil+gr | qtz+pl+kfs+bt+grt+sil+ap+zrn+ox | qz+crd+sil+pl±bt | m | m | b | m | b | b | t | | | | | | t | | t | |
| A-24(2) | melanosoma | | pl+bt+grt+sil+ap+zrn+ox | qz+crd+sil+pl±bt | t | b | | a | m | m | t | | | | | | t | | t | |
| A-24(3) | leucosoma | | pl+qtz+kfs+grt+zrn+ap+ox±bt | chl±bt | m | m | m | t | b | | | | | | | | t | | | |
| A-29(1) | mesosoma | pl+qtz+sil+bt | pl+qtz+kfs+grt+bt+sil+ox | crd+bt | b | b | b | a | t | m | t | | | | | | t | | | |
| A-29(2) | leucosoma | | pl+qtz+kfs+zrn+ap+ox±bt | chl | m | a | m | t | | | | | | | | | t | | | |
| A-37(1) | mesosoma | pl+qtz+bt+gr | pl+qtz+kfs+bt+grt+sil+ox+ttn | pl+spl+bt±sil+qz | b | m | b | m | b | b | b | | | | | | t | t | t | |
| A-37(2) | melanosoma | | bt+pl+grt+sil+ox+ttn±kfs | pl+spl+bt±sil+qz | | b | t | a | m | m | b | | | | | | t | t | t | |
| A-37(3) | leucosoma | | qtz+kfs+pl | | a | b | m | | | | | | | | | | | | | |
| A-38(1) | neosoma | | pl+qtz+kfs+bt+grt+zrn+ox | chl+ttn | m | m | b | m | t | | | | | | | | t | | | |
| A-38(2) | paleosoma | pl+qtz+bt+ox±kfs | | chl+ttn | m | a | t | m | | | | | | | | | t | | | |
| A-39(1) | neosoma | | pl+qtz+kfs+bt+grt+gr+zrn+ap+ox | pl+bt | m | m | b | m | t | | | | | | | | | | | t |
| A-39(2) | paleosoma | pl+qtz+bt+ox | | chl+bt | m | a | | m | | | | | | | | | t | | | |
| A-46a(1) | mesosoma | qtz+bt+sil | qtz+pl+bt+kfs+sil+opx(?)±ap+zrn+ox | bt | m | m | m | b | | b | | | | | | | t | | | |

| | | | | | | | |
|----------|----------------|-----------------------------|------------------------------|-----------------------|---------------|-----|-------|
| A-46a(2) | melanosoma | | bt+pl+sil+ox±kfs | | m t a b | | t |
| A-46b | mesosoma | | pl+kfs+qtz+bt | ms | m a m t | t | |
| A-50 | mesosoma | | pl+qtz+bt+kfs+sil+ox | | m b b a m | | t |
| A-51 | mesosoma | pl+qtz+bt±sil | qtz+kfs+pl+sil±bt | ms; ser | a t b t m | t | |
| A-53 | mesosoma | pl+qtz+bt | pl+qtz+kfs+bt+sil+grt+am+ox | bt; chl | m b m m b b | b | t |
| A-56 | mesosoma | pl+qtz+bt | pl+qtz+kfs+bt+ap+gr+zrn | bt+qtz+pl; chl | m m m m | | t |
| A-57(1) | mesosoma | pl+qtz+bt | pl+bt+kfs+sil+grt+qtz+ox | bt+sil+pl+spl+cr; chl | b m b a m m b | | t |
| A-57(2) | melanosoma | | bt+pl+grt+sil+ox±kfs | bt+sil+pl+spl+cr; chl | b t a b m b | | t t t |
| A-59(1) | mesosoma | pl+qtz+bt+sil | qtz+pl+kfs+bt+grt+sil+ox | pl+bt+sil(?) | a b m m b b | | t |
| A-59(2) | leucosoma | | pl+qtz+kfs+grt+zrn+ap+ox±bt | | m m m t b | | t |
| A-60(1) | paleosoma | qtz+pl+bt+sil+grt+ox | pl+qtz+kfs+bt+sil | crd(?)±qtz; chl | b m b m b m | t | t |
| A-60(2) | leucosoma | | qtz+pl+kfs±grt+zrn+ox | | a a b t | | t |
| A-61 | no migmatítico | pl+qtz+bt+rt+ap+ttn+zrn±kfs | pl+qtz+kfs+bt | chl | m a b m | | t t |
| A-63a(1) | neosoma | pl+qtz+bt±sil | pl+qtz+kfs+bt+grt+zrn+mnz+ox | | m m b m b | | t t |
| A-63a(2) | leucosoma | | pl+qtz+kfs+bt+grt+zrn | | a a m b b | | t |
| A-63b(1) | neosoma | pl+bt+am+qtz+grt+ox+zrn | pl+qtz+kfs+opx | am; chl | b a t m b | m t | t |
| A-63b(2) | paleosoma | pl+bt+am+qtz+grt+ox+zrn | | am; chl | b a m b | m | t |
| A-64(1) | neosoma | pl+bt+am+grt+qtz+ox | pl+qtz+bt+ilm±kfs | chl | b a t m b | m | t |
| A-64(2) | paleosoma | pl+bt+am+grt+qtz+ox | | chl | b a m b | m | t |

Complejo metamórfico-migmatítico meta-ígneo

| | | | | | | | |
|----------|-------------------|---------------------|------------------------------|-------------|-----------|-----|-----|
| A-22 | mesosoma | pl+am+bt+qtz+ox | pl+bt+qtz+cpx+ttn+ox+zrn±kfs | bt; chl | b a b | b m | t t |
| A-23 | mesosoma | pl+bt+am+qtz+ap | pl+am+qtz+ap±bt | chl | b a m | m | t |
| A-25 | mesosoma | pl+am+qtz+bt | pl+am+qtz+kfs±bt | chl | b a b b | m | |
| A-26 | mesosoma | pl+am+bt | pl+am+bt+qtz+ttn+ap+zrn+ox | chl+ttn+ser | b a b | m | t t |
| A-27 | paleosoma-neosoma | am+pl+cpx+ox+zrn±rt | pl+am+ttn | chl | a | a b | t |
| A-30(1) | mesosoma | pl+qtz+bt | pl+qtz+bt+kfs+grt+ap+zrn | chl | m a b b t | | |
| A-30(2) | leucosoma | | pl+qtz+kfs+zrn±bt | | m a b t | | |
| A-31 | paleosoma-neosoma | am+pl+cpx | pl+cpx+am+qtz+ox+ttn | ox+chl | m | m m | t t |
| A-32 | mesosoma | pl+qtz+bt | pl+qtz+bt±kfs+zrn | | m a b b | | |
| A-33(1) | mesosoma | pl+am+cpx+qtz | pl+qtz+bt+am+ap | | b m m | m t | |
| A-33(2) | leucosoma | | pl+qtz+bt+am | | b a b | b | |
| A-34 | paleosoma-neosoma | pl+am+bt+qtz | pl+qtz+kfs+am±bt | bt | b m m | m | |
| A-35 | mesosoma | pl+am+bt+qtz | pl+bt+qtz+kfs+am+ap+zrn | bt; chl | b a b m | m | |
| A-40a(1) | mesosoma | pl+am+cpx+ttn | pl+am+cpx+ox+zrn | | m | m m | t t |

| | | | | | | | | | | | |
|---|-------------------|-----------------------------|-------------------------|------------|---|---|-------|--|---|---|-----|
| A-40a(2) | leucosoma | | pl+qtz+am | | b | a | | | b | | |
| A-40b | paleosoma-neosoma | pl+am±cpx | pl+cpx+am+ttn+ap+ox±qtz | | t | m | | | a | m | t t |
| A-41 | no migmatítico | pl+am+ttn+ox+zrn | | chl+ttn | | | a | | m | | t t |
| A-42 | paleosoma-neosoma | pl+am+bt+qtz+grt | pl+qtz+bt+am+kfs+ox | chl | m | m | b b t | | b | | t |
| A-45 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt | | chl+ttn | m | m | b m | | | | t |
| A-47(1) | mesosoma | pl+qtz+am+bt | pl+qtz+cpx+bt+am | am | b | a | m | | m | | |
| A-47(2) | melanosoma | | bt+am+cpx+pl+ox | chl | | | b m | | m | m | t |
| A-48 | paleosoma-neosoma | pl+am+cpx±opx | pl+am+ttn±qtz | am | t | m | | | a | m | t t |
| A-49 | no migmatítico | pl+bt+qtz+ap+zrn+ox | | chl | m | a | b m | | | | t |
| A-52 | paleosoma-neosoma | pl+am+bt+qtz | pl+qtz+bt+cpx+ap±am | chl | b | a | m | | m | b | |
| A-54 | mesosoma | pl+qtz+bt+ap+zrn±kfs | | chl | | | | | | | |
| A-55 | paleosoma-neosoma | pl+am+bt+qtz | pl+qtz+bt+am+kfs+ap+zrn | chl | m | m | t m | | m | | |
| A-58 | no migmatítico | qtz+pl+bt+ox | | ox+cal+chl | m | m | b | | | | t |
| A-62(1) | mesosoma | pl+qtz | pl+qtz+bt+ap+ox+zrn±grt | chl | m | a | b m | | | | t |
| A-62(2) | melanosoma | | bt+pl+ox+zrn | | | | b a | | | | b |
| Granitoides oligocénicos | | Asociación | | | | | | | | | |
| A-21 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt+ttn+ox | ms | | m | a | b b | | | | t t |
| A-28 | no migmatítico | kfs+qtz+pl+bt+ox+zrn | chl+ttn | | m | a | m b | | | | t |
| A-36 | no migmatítico | kfs+pl+qtz+bt+ox | chl+ttn | | m | a | m b | | | | t |
| A-43 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt+am+ox | chl | | m | m | b b | | | | t |
| A-44 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt+zrn | | | m | m | b b | | | | |
| A-65 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt+am+ttn+zrn+ox | | | m | a | m b | | b | | t |
| A-66 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt+zrn+ox | | | m | m | m b | | | | t |
| A-67 | no migmatítico | pl+qtz+kfs+bt+ms+zrn | | | m | a | m b | | b | | |
| Paragénesis: PM= pre-migmatítica; M= migmatítica; TPM= tardo o post-migmatítica | | | | | | | | | | | |
| Abundancia relativa de minerales: a=alta: >30%; m= moderada: 15%-30%; b= baja: 5%-15%; t= trazas: <5% | | | | | | | | | | | |
| Abreviatura de minerales modificada de Kretz, 1983 | | | | | | | | | | | |

Referencias

- Alaniz-Álvarez, S., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis profesional, 53.
- Alaniz-Álvarez, S.A. y Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Geología y Petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. *Boletín de Mineralogía*, 13 (1), 3-32.
- Arzi, A. A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184.
- Ashworth, J. R., 1985. Introduction. En: *Migmatites* (ed.) J. R. Ashworth. Blackie, Glasgow, 1-35.
- Barbey, P., 2007. Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 154, 707-716.
- Barbey, P., Marignac, G., Montel, J. M., Macaudie, J., Gasquet, D. y Jabori, J. 1999. Cordierite growth textures and the conditions of genesis and emplacement of crustal granitic magmas: the Velay granite complex (Massif Central, France). *Journal of Petrology*, 40, 1425-1441.
- Barker, A. J., 1990. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. Blackie, Glasgow, U.K.
- Barley, J. B., 2006. Polyphase deformation in San Miguel las Minas, Northern Acatlan Complex, Southern Mexico. Ohio University, Faculty of the Arts and Science, tesis de maestría, 58.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. y Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414 (6865), 738-742.
- Beaumont, C., Nguyen, M.H., Jamieson, R.A. y Ellis, S., 2006. Crustal flow modes in large hot orogens. En: *Channel Flow, Ductile Extrusion, and Exhumation of Lower-mid Crust in Continental Collision Zones*, Law, R.D., Godin, L. y Searle, M.P. (eds.). Geological Society London Special Publications, 268, 91-145.
- Berger, A. y Kalt, A., 1999. Structures and melt fractions as indicators of rheology in cordierite-bearing migmatites of the Bayerische Wald Variscan Belt Germany. *Journal of Petrology*, 40, 1699-1719.
- Berger, A. y Roselle, G., 2001. Crystallization processes in migmatites. *American Mineralogist*, 86, 215-224.
- Berman, R. G., 1988. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29, 445-522.
- Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: A new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833-855.
- Berman, R. G., 2007. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations Geological Survey of Canada, Open File 5462 (revised).
- Bhattacharya, A., Mazumdar, A. C. y Sen, S. K., 1988. Fe-Mg mixing in cordierite: constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *American Mineralogist*, 73, 338-344.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. y Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111, 87-93.
- Blenkinsop, T., 2002. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. Kluwer Academic Publishers.
- Blundy, J. D. y Holland, T. J. B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite to crustally derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Reviews* 36, 83-130.
- Brown, M., 1995. Late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian Belt (France): distortion of the active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Geologie de la France*, 3, 3-22.
- Brown, M., 2001. Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences. A Earth and Planetary Sciences*, 110 (4), 313-336.
- Brown, M., 2002. Retrograde processes in migmatites and granulites revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 25-40.
- Brown, M., 2005. Synergistic effects of melting and deformation: An example from the Variscan belt, western France. *Geological Society of London Special Publication*, 243, 205-226.
- Brown, M. y Solar, G., 1998. Shear-zone systems and melts: feedback relations and self organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20, 211-227.

- Caddick, M. J. y Thompson, A. B., 2008. Quantifying the tectono-metamorphic evolution of pelitic rocks from a wide range of tectonic settings: mineral compositions in equilibrium. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 156, 177-195.
- Campa, M. F. y Coney, P., 1983. Tectonostigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.
- Cardoso-Vázquez, E. A., 2000. El Terreno Xolapa en el área de Cuajinicuilapa, Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 110.
- Carrillo-Martínez, M., y Martínez, E., 1983. Evidencias de facies continentales en la Formación Matzitzí, Estado de Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología*, 5, 117-118.
- Carrington, D. P. y Harley, S. L., 1995. Partial melting and phase relations in high-grade metapelites: an experimental petrogenetic grid in the KFMASH system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120, 270-291.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O. e Iriondo, A., 2003. Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane—a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. En: *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America*, México, D.F., 4-6 abril, 2003. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, 201-228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. y Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. En: *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*, Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W., Geological Society of America, Special Paper, 436, 279-308.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B. e Iriondo, A., 2007. Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean–North American plate interaction. *Tectonics*, volumen 26.
- Cerca, M., Ferrari, L., Tolson, G., Corti, G., Bonini, M. y Manetti, P., 2009. Analogue models of an Early Cenozoic transpressive regime in southern Mexico: implications on the evolution of the Xolapa complex and the North American–Caribbean Plate boundary. *Geological Society London Special Publications*, 328, 181-195.
- Clemens, J. D. y Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287–306.
- Clemens, J. D., 2006. Melting of the continental crust: fluid regimes, melting reactions and source rock fertility. En: *Evolution and Differentiation of the Continental Crust*, M. Brown y T. Rushmer (eds.). Cambridge University Press, 297- 331.
- Collins, W. J. y Vernon, R. H., 1991. Orogeny associated with anticlockwise P-T-t paths: evidence from low-P, high-T terranes in the Arunta Inlier, central Australia. *Geology*, 19, 835-838.
- Complex, southern Mexico: evidence from U-Pb zircon geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1016-1025.
- Connolly, J. A. D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666–718.
- Connolly, J. A. D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*, 290, 666-718.
- Corona-Chávez, P., 1997. Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel Complesso plutonico-metamorfico del terreno Xolapa, Messico. Università degli Studi di Milano, tesis doctoral, 78.
- Corona-Chávez, P., Poli, S. y Bigoggero, B., 2006. Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of Metamorphic Geology*, 24 (3), 169-191.
- Corona-Chávez, P., Victoria-Morales, A. y Poli, S., 2007. Deformación, metamorfismo y relaciones tectónicas del Complejo Xolapa. En: *Simpósio La conexión Chortis-Sur de México en el tiempo y en el espacio*, GC2007-05P.
- Cruz-López, D.E., Sánchez-Andraca, H.R. y Lemus-Bustos, O., 2000. Carta geológico-minera de Acapulco, Guerrero y Oaxaca (E-14-11). Escala 1:250,000: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales.
- Currie, K. L., 1971. The reaction $3\text{cordierite} = 2\text{garnet} + 4\text{sillimanite} + 5\text{quartz}$ as a geologic thermometer in the Opinicon Lake region, Ontario. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 33, 215-226.
- Dale, J., Holland, T. y Powell, R., 2000. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 353-362.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. y Fukuoka, M., 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 130-

- De Cserna, Z., 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 62, 77.
- De Nova, M. L., 2001. El Terreno Xolapa en la región de los Amuzgos, límite entre los estados de Oaxaca y Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 110.
- Dell'Angelo, L.N. y Tullis, J., 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 495-515.
- Dickinson, W. R. y Lawton, T. F., 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 113 (9), 1142-1160.
- Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Shoemaker, S., Ruiz, J. y Valencia, V. A., 2004. Geologic evolution of the Xolapa
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A. e Iriondo, A., 2005. La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII (1), 83-109.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2002. Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications. *Tectonics*, 21 (3), 1-18.
- England, P. C. y Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25, 894-928.
- Ferry, J. M. y Spear, F. S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- Fisher, G. W., 1989. Matrix analysis of metamorphic mineral assemblages and reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 102, 69-77.
- Gapais, D., Cagnard, F., Gueydan, F., Barbey, P. y Ballèvre, M., 2009. Mountain building and exhumation processes through time: inferences from nature and models. *Terra Nova*, 21, 188-194.
- García-Hernández, C. U., 2010. Petrología metamórfica y termobarometría del Complejo Xolapa en la región de San Pedro Amuzgos, límite entre los estados de Guerrero y Oaxaca. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 75.
- García-Casco, A., 1995. Cálculo de P y T: Geotermobarometría. [texto en línea] Disponible desde Internet en: <http://www.ugr.es/~agcasco/personal/geotermobarometria/0_geoterm.htm> [última actualización 29 de mayo de 2007].
- Ghent, E. D., 1976. Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geothermometer and geobarometer. *American Mineralogist*, 61, 710-714.
- Goldsmith, J. R., 1980. Melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. *American Mineralogist*, 65, 27-284.
- Gómez-Rivera, F. J., 2010. Caracterización metamórfica y geotermobarométrica del Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán-Marquelia, Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 101.
- Gordon, S. M., Bowring, S. A., Whitney, D. L., Miller, R. B. y McLean, N., 2010. Time scales of metamorphism, deformation, and crustal melting in a continental arc, North Cascades USA. *Geological Society of America Bulletin*, 122 (7/8), 1308-1330.
- Graham, C. M. y Powell, R., 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 11-21.
- Greenwood, H. J., 1967. The N-dimensional tie line problem. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 31, 467-490.
- Guernina, S. y Sawyer, E. W., 2003. Large scale melt-depletion in granulite terranes: un example from the Archean Ashuanipi subprovince of Quebec. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 181-201.
- Guerrero-García, J., Silver, L.T. y Anderson, T.H., 1978. Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39, 22-23.
- Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. En: *Micas. Reviews of Mineralogy*, Bailey, S.W. (ed.), 13, 357-468. Mineralogical Society of America.
- Guiraud, M., Powell, R. y Rebay, G., 2001. H_2O in metamorphism and unexpected behaviour in the preservation of metamorphic mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 445-454.
- Hammerstrom, J. M. y Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Handy, M. R., Mulch, A., Rosenau, M. y Rosenberg, C. L., 2001. The role of fault zones and melts as agents of

- weakening, hardening and differentiation of the continental crust: a synthesis. En: The nature and tectonic significance of fault zone weakening, R. E. Holdsworth, J. Magloughlin, R. J. Knipe, R. A. Strachan y R. C. Searle (eds.). Geological Society London Special Publications, 186 305-332.
- Hardley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126, 215-247.
- Harley, S. L., 1998. Ultrahigh temperature granulite metamorphism (1050 °C, 12 kbar) and decompression in garnet (Mg70)-orthopyroxene-sillimanite gneisses from the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 541-562.
- Harris, C. R., Hoisch, D. y Wells, M. L., 2007. Construction of a composite pressure-temperature path: revealing the synorogenic burial and exhumation history of the Sevier hinterland, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 915-934.
- Heimann, A. y Spry, P. G., 2006. Coronas, symplectitic textures, and reactions involving aluminous minerals in gedrite-cordierite-garnet gneiss from Evergreen, Front Range, Colorado. *The Canadian Mineralogist*, 44, 1025-1044.
- Hernández-Bernal, M. S. y Morán-Zenteno, D. J., 1996. Origin of the Río Verde batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics. *International Geology Review*, 38, 361-373.
- Hernández-Pineda, G. A., 2006. Geocronología y geoquímica de granitoides en el área de Tierra Colorada, Guerrero: Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis profesional, 85.
- Hernández-Pineda, G. A., 2009. Caracterización geoquímica del intrusivo de Acapulco (estado de Guerrero): petrogénesis e implicaciones tectónicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría.
- Herrmann, U., Nelson, B. K. y Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13, 455-474.
- Hodges, K. V. y Crowley, P., 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *American Mineralogist*, 70, 702-709.
- Hoisch, T. D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 225-234.
- Holdaway, M. J. y Lee, S. M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 63, 25-43.
- Holdaway, M.J., 2000. Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85, 881-892.
- Holdaway, M.J., 2001. Recalibration of GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 86, 1117-1129.
- Holland, T. J. B. y Powell, R., 1998. An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-344.
- Holland, T. y Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, 433-447.
- Hollister, L. S., 1993. The role of melt in the uplift and exhumation of orogenic belts. *Chemical Geology*, 108, 31-48.
- Jamieson, R. A. y Beaumont, C., 1989. Deformation and metamorphism in convergent orogens: a model for uplift and exhumation of metamorphic terrains. En: *Evolution of Metamorphic Belts*, J. S. Daly, R. A. Cliff y B. W. D. Yardley (eds.). Geological Society Special Publication, 43, 117-129.
- Jamieson, R. A. y Beaumont, C., 2011. Coeval thrusting and extension during lower crustal ductile flow: implications for exhumation of high-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 29, 33-51.
- Jamieson, R.A., Beaumont, C., Nguyen, M.H. y Lee, B., 2002. Interaction of metamorphism, deformation, and exhumation in large convergent orogens. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 9-24.
- Johannes, W., 1983. On the origin of layered migmatites. En: *Migmatites, Melting and Metamorphism*, Atherton, M. P., Gribble, C. D. (eds.). Shiva Geol. Ser. Shiva, Nantwich, UK, 234-248.
- Johannes, W., Holtz, F. y Moller, P., 1995. REE distribution in some layered migmatites: constraints on their petrogenesis. *Lithos*, 35, 139-152.
- Johnson, T. E., Brown, M. y Solar, G. S., 2003. Low-pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system; constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, Northern Appalachians. *American Mineralogist*, 88, 624-638.
- Johnson, T.E., White, R.W. y Powell, R., 2008. Partial melting of metagreywackes: a calculated mineral equilibria study. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 837-853.
- Journey, J. M. y Friedman, R.M., 1993. The Coast Belt thrust system: Evidence of Late Cretaceous shortening in southwest British Columbia. *Tectonics*, 12, 756-775.

- Kaneko, Y. y Miyano, T., 2004. Recalibration of mutually consistent garnet-biotite and garnet-cordierite geothermometers. *Lithos*, 73, 255–269.
- Karato, S. E. 2008. *Deformation of earth materials*. Cambridge University Press.
- Kenah, C. y Hollister, L. S., 1983. Anatexis in the Central gneiss Complex, British Columbia. Migmatites, melting and metamorphism. *Shiva*, Nantwich, 142-162.
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey. *International Geology Review*, 46 (9), 765-794.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F. y López, R., 2003. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern México: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120, 365–389.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. y Nance, R.D., 2008. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: from rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461, 277 – 290.
- Kesler, S.E. y Heath, S.A., 1970. Structural trends in the Southernmost North American Precambrian, Oaxaca, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 2471– 2476.
- Kleemann, U. y Reinhardt, J., 1994. Garnet-biotite thermometry revised: the effect of Al^{VI} and Ti in biotite. *European Journal of Mineralogy* 6, 925-941.
- Kohn, M. J. y Spear, F. S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. *American Mineralogist*, 74, 77-84.
- Kohn, M. J. y Spear, F. S., 2000. Retrograde net transfer reaction insurance for pressure-temperature estimates. *Geology*, 28, 1127–1130.
- Kohn, M.J., 2003. Geochemical zoning in metamorphic minerals. En: *The Crust. Treatise on Geochemistry*, Holland, H.D., Turekian, K.K. (eds.). Elsevier-Pergamon, Oxford, 229–261.
- Koziol, A. M. y Newton, R.C., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, 73, 216-223.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Kriegsman, L.M. y Hensen, B.J., 1998. Back reaction between restite and melt: Implications for geothermobarometry and pressure-temperature paths. *Geology*, 26, 1111–1114.
- Kriegsman, L. M., 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexitic migmatites. *Lithos*, 56, 75-96.
- Laporte, D., 1994. Wetting behaviour of partial melts during crustal anatexis: the distribution of hydrous silicic melts in polycrystalline aggregates of quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 486-499.
- Le Breton, N. y Thompson A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 226-237.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles. En: *Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Lindsley, D. H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68, 477-439.
- Lopez-Ticha, D., 1985. Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la cuenca de Tlaxiaco. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 37, 49-92.
- Luvizzoto, L. G., Zack, T., Triebold, S. y von Eynatten, H., 2009. Rutile occurrence and trace element behavior in medium-grade metasedimentary rocks: example from the Erzgebirge, Germany. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 97, 233-249.
- Maldonado-Villanueva, R., Corona-Chávez, P., Poli, S. y Schaaf, P., 2010. Reacciones de fusión incongruente y equilibrio de fases ferro-magnesianas en migmatitas de la región central del Complejo Xolapa (Sur de México). En: *Actas INAGEQ, XX Congreso Nacional de Geoquímica*, Pandarinath, K., Santoyo, G. E., Torres, A. I. S. (eds.), 16 (1), 253.
- Martini, M., 2008. Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 262.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M. y Valencia, V., 2010. Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27 (3), 412-430.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C. y Ayuso, R.A., 1998. Geoquímica y

- petrogenesis de rocas magmáticas del Terciario medio en la parte occidental del estado de Oaxaca. En: Libro de resúmenes, Primera Reunion Nacional de Ciencias de la Tierra, México, D. F., 140.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C. y Ayuso, R., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318, 71-98.
- McLellan, E.L., 1984. Deformational behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite terrains. *Geological Magazine*, 121, 339-345.
- Mehnert, K. R., 1968. Migmatites and the origin of granitic rocks. *Developments in Petrology* 1, Elsevier, Amsterdam, 393 pp.
- Mehnert, K. R., Busch, W. y Schneider, G., 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 165-183.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U. R. y Ratschbacher, L., 1997. Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics*, 266, 81-100.
- Miller, R. B., Matzel, J. P., Paterson, S. R., y Stowell, H.H., 2003. Cretaceous to Paleogene Cascades arc: Structure, metamorphism, and time scales of magmatism, burial, and exhumation of a crustal section. En: *Western Cordillera and Adjacent Areas: Boulder, Colorado*, Swanson, T. (ed.). Geological Society of America, Field Guide, 4, 107-135.
- Monger, J. W. H., Price, R. A. y Tempelman-Kluit, D. J., 1982. Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera. *Geology*, 10, 70-75.
- Montel, J. M. y Vielzeuf, D., 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II. Compositions of minerals and melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 176-196.
- Morán-Zenteno, D., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada- Acapulco-Cruz-Grande, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 175.
- Morán-Zenteno, D., Corona-Chávez, P. y Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.
- Morán Zenteno, D., Cerca-Martínez, M., and Keppie, J. D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 319-341
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B. y Dostal, J., 2006. Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea. *Geology*, 34 (10), 857-860.
- Newton, R. C. y Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. En: *Thermodynamics of Minerals and Melts*, Newton, R. C., Navrotsky, A. y Wood, B. J. (eds.). Springer-Verlag, New York, 131-147.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 2 (2), 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20, 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno, E., 1995. Oaxaquia a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes Salas, A.M., Macías-Romo, C., y Lopez, R., 1999. Late Ordovician Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, 27, 719-722.
- Passchier, C. W., Myers, J. S. y Krone, A., 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer-Verlag, 150.
- Passchier, C. W., y Trouw, R. A., 1996. *Microtectonics*. Springer.
- Paterson, S. R., Miller, R. B., Alsleben, H., Whitney, D. L., Valley, P. M. y Hurlow, H., 2004. Driving mechanisms for >40 km of exhumation during contraction and extension in a continental arc, Cascades core, Washington. *Tectonics*, 23.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. y Tobisch, O. T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349-364.
- Patiño Douce, A. E. y Beard, J. S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36, 707-738.
- Patiño Douce, A. E. y Johnston, A. D., 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
- Pattison, D. R. M., Chacko, T., Farquhar, J. y McFarlane, C. R. M., 2003. Temperatures of granulite-facies

- metamorphism: constraints from experimental phase equilibria and thermobarometry corrected for retrograde exchange. *Journal of Petrology*, 44, 867-900.
- Pattison, D. R. M., Spear, F. S. y Cheney, J. T., 1999. Polymetamorphic origin of muscovite+cordierite+staurolite+biotite assemblages: implications for the metapelitic petrogenetic grid and for *P-T* paths. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 685-703.
- Perchuk, L. L. y Lavrent'eva, I. V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. En: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, Saxena, S. K. (Ed.). Springer-Verlag, New York, 199-239.
- Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'kin, V. V., Kitsul, V. I., Karsakov, L. P. y Berdnikov, N. V., 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield, eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 265-310.
- Pérez-Gutiérrez, R., 2005. Geología y evolución estructural del Complejo Xolapa, entre los ríos Papagayo y La Sábana, noreste de Acapulco: Guerrero, Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 80.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A. y Martens, U., 2009. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 201-221.
- Powell, R. y Holland, T. J. B., 1988. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations 3. Application methods, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.
- Powell, R. y Holland, T. J. B., 2008. On thermobarometry. *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 155-179.
- Powell, R. y Holland, T., 2010. Using Equilibrium Thermodynamics to Understand Metamorphism and Metamorphic Rocks. *Mineralogical Society of America, Elements*, 6 (5), 309-314.
- Powell, R., 1985. Geothermometry and geobarometry: a discussion. *Journal of the Geological Society, London*, 142, 29-38.
- Powell, R., Guiraud, M. y White, R. W., 2005. Truth and beauty in metamorphic mineral equilibria: Conjugate variables and phase diagrams. *Canadian Mineralogist*, 43, 21-33.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw Hill, New York, 568.
- Ratschbacher, L., Martens, U., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Stanek, K., Stübner, K., Nelson, B. K., Herrmann, U., Weber, B., López-Martínez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M. O., Gordon, M. y Meschede, M., 2009. The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. En: *The geology and evolution of the region between North and South America*, James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds.), Geological Society of London, Special Publications, 328, 219-293.
- Reche, J. y Martínez, F. J., 1996. GPT: An excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Computers and Geoscience*, 22, 775-784.
- Riller, U., Ratschbacher, L. y Frisch, W., 1992. Left-lateral transtension along the Tierra Colorado deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 237-249.
- Riller, U., Ratschbacher, L. y Frisch, W., 1992. The Tierra Colorado deformation zone: left lateral transtension along the northern boundary of the Xolapa Complex, southern Mexico. *Journal of South America Earth Sciences*, 5, 237-249.
- Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S. y Willett, S., 1999. Exhumation processes. En: *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*, Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., Willett, S. (eds.). Geological Society of London Special Publication, 154, 1-28.
- Robinson, K., Gastil, R., Campa, M.F., and Ramírez, J., 1989. Early Tertiary extensión in southwestern México and the exhumation of the Xolapa metamorphic core complex. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with programs*, 21 (6), 92.
- Robinson, K.L., Gastil, R.G. y Girty, M.S., 1990. Eocene intra-arc transtension: The detachment of the Chortis block from southwestern Mexico. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Programs*, 22 (3), 78.
- Rosenberg, C. L. y Handy, M. R. 2000. Syntectonic melt pathways during simple shearing of a partially molten rock analogue (norcamphor- benzamide). *Journal of Geophysical Research*, 105, 3135-3149.
- Rosenberg, C. L. y Handy, M. R., 2005. Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust. *Journal of metamorphic Geology*, 23, 19-28.
- Rubin, C. M., Saleeby, J. B., Cowan, D. S., Brandon, M. T., y McGroder, M. F., 1990. Regionally extensive mid-Cretaceous west-vergent thrust system in the northwestern Cordillera: Implications for continent-margin

- tectonism. *Geology*, 18, 276-280.
- Rushmer, T., 1991. Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 41-59.
- Rushmer, T., 2001. Volume change during partial melting reactions: implications for melt extraction, melt geochemistry and crustal rheology. *Tectonophysics*, 342, 389-405.
- Sabanero-Sosa, H., 1990. La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos determinada por la acreción constructiva transformante del Terreno Xolapa: México. Instituto Politécnico Nacional, tesis profesional, 126.
- Sánchez-Rubio, G., 1972. Las migmatitas de Puerto Escondido Oaxaca. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis profesional, 47.
- Sarmiento, V. A., 2009. Trayectorias P-T-t del Complejo Xolapa en el sector Tierra Colorada-Acapulco, Guerrero y su relación con la migmatización. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 123.
- Sawyer, E. W. 1987. The role of partial melting and fractional crystallization in determining discordant migmatite leucosome compositions. *Journal of Petrology*, 28, 445-473.
- Sawyer, E. W., 1994. Melt segregation in the continental crust. *Geology*, 22, 1019-1022.
- Sawyer, E. W., 1999. Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 24, 269-279.
- Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 291-309.
- Sawyer, E.W., 2008. Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*. En: Special Publication, 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, p. 371.
- Sawyer, E.W., 2009. Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid, *Lithos* (2009), doi:10.1016/j.lithos.2009.07.003.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Kohler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions on Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- Schulmann, K., Lexa, O., Stipská, P., Racek, M., Tajcmanová, L., Konopásek, J., Edel, J. B., Peschler, A. y Lehmann, J., 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology*, 26, 273-297.
- Sederholm, J. J., 1907. Om granit och gneis, deras uppkomst, upptradande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. *Bulletin Commission géologique de Finlande*, 23, 110 pp. (resumen en Inglés).
- Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 153 pp.
- Skjerlie, K. P. y Johnston, A. D., 1996. Vapour-absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: Implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins. *Journal of Petrology*, 37, 661-691.
- Solar, G. S. y Brown, M., 2001. Petrogenesis of migmatites in Maine, USA. Possible source of peraluminous granite in plutons. *Journal of Petrology* 42, 789-823.
- Solari, L. A., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G. y Hernández-Treviño, T., 2006. Geochronology, structural evolution of the Tierra Colorada area, and tectonic implications for southern Mexico and Chortís block connections, *Eos Trans. AGU*, 87 (36), U44A-04.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L. y 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*, 21 (2), 212-225.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R. y Hames, W.E., 2003. Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández-Pineda, G.A., Solé, J., Hernández-Treviño, T. y Solís-Pichardo, G., 2007. Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (9/10), 1265-1279.
- Sorby, H. C., 1858. On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 14, 453-500.

- Spear, F. S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Washington, DC, Mineral Society of America.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. y Cheney, J. T., 1999. P-T paths from anatectic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134, 17-32.
- Spear, F.S., Rumble, D. y Ferry, J.M., 1982. Linear algebraic manipulation of n-dimensional composition space. En: *Characterization of Metamorphism Through Mineral Equilibria*, Ferry, J.M. (ed.), Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 10, 53-104.
- Stuwe, K. y Sandiford, M., 1994. Contribution of deviatoric stresses to metamorphic P-T paths: an example appropriate to low-P, high-T metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 445-454.
- Tafoya, H. A., 2010. Geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar de rocas del Complejo Xolapa en la región de Tierra Colorada-Acapulco, Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, tesis profesional, 63.
- Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suastegui, M., 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Science*, 13, 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Corona-Chávez, P., Valencia, V., Ruiz, J., y Gehrels, G., 2007. Origen y evolución tectonotérmica del Complejo Xolapa, sur de México. En: *Simposio La conexión Chortis-Sur de México en el tiempo y en el espacio*, GC2007-24P.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R. y Campa-Uranga, M.F., 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682-699.
- Teyssier, C. y Whitney, D. L. 2002. Gneiss domes and orogeny. *Geology*, 30, 1139-1142.
- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase reactions. *American Journal of Science*, 276, 425-454.
- Thompson, A. B., 1982. Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282, 1567-1595.
- Thompson, A. B., 2000. P-T paths and H₂O, and depth of crystallisation for crustal melts. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26 (4-5), 231-237.
- Thompson, A. B. y Ridley, J. R., 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. En: *Tectonic Settings of Regional Metamorphism*, Oxburgh, E. R., Yardley, B. W. D., England, P. C. (eds.). *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*, 321, 27-45.
- Thompson, A. B. y Connolly, A. D., 1995. Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical research*, 100 (B8), 15565-15579.
- Thompson, A.B., Schulmann, K., Jezek, J. y Tolar, V., 2001. Thermally softened continental extensional zones (arcs and rifts) as precursors to thickened orogenic belts. *Tectonophysics* 332 (1-2), 115-141.
- Thompson Jr, J.B., 1982. Composition space: an algebraic and geometrical approach. En: *Characterization of Metamorphism Through Mineral Equilibria*, Ferry, J.M. (ed.), Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 10, 1-31.
- Thompson, J. B., 1957. The graphical analyses of mineral assemblages in pelitic schists. *American Journal of Science*, 42, 842-858.
- Tolson, G., 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (1), 111-122.
- Tolson, G., Solís, G., Morán, D., Victoria, A. y Hernández, T., 1993. Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca. En: *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México*, Delgado, L. y Barajas, M. (eds.). *Union Geofísica Mexicana*, M1, 327-349.
- Torres de León, R., 2005, Análisis estructural y caracterización petrográfica de unidades miloníticas en el área de La Venta, Estado de Guerrero: Implicaciones Tectónicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 65.
- Torres-Roldán, R.L., García-Casco, A. y García-Sánchez, P. A., 2000. Cspace: An integrated workplace for the graphical and algebraic analysis of phase assemblages on 32-bit Wintel platforms. *Computer and Geosciences*, 26, 779-793.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W. y Wiersma, D. J., 2010. Atlas of mylonites and related microstructures. Springer, 305.
- Twiss, R. J., 1988. Description and classification of folds in single surfaces. *Journal of Structural Geology*. 10, 607-

- Valencia, V. A., Ducea, M., Talavera-Mendoza, O., Gehrels, G., Ruiz, J. y Shoemaker, S., 2009. U-Pb geochronology of granitoids in the north-western boundary of the Xolapa Terrane. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), 189-200.
- Valley, P. M., Whitney, D. L., Paterson, S. R., Miller, R. B. y Alsleben, H., 2003. Metamorphism of deepest exposed rocks in the Cretaceous and Paleogene Cascades belt, Washington: Evidence for large-scale vertical motion in a continental margin arc. *Journal of Metamorphic Geology*, 21, 203-220.
- Van der Molen, I. y Paterson, M. S., 1979. Experimental deformation of partially melted granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 10, 299-318.
- Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342, 451-472.
- Vanderhaeghe, O., 2009. Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477, 119-134.
- Vernon, R. H. y Clarke G. L., 2008. *Principles of metamorphic petrology*. Cambridge University Press, 446.
- Vernon, R. H. y Collins, W. J., 1988. Igneous microstructures in migmatites. *Geology*, 16, 1126-1129
- Vernon, R. H. y Paterson, S. R., 2001. Axial-surface leucosomes in anatectic migmatites. *Tectonophysics* 335, 183-192.
- Vernon, R. H., 1996. Problems with inferring P-T-t paths in low-P granulite facies rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 143-153.
- Vernon, R. H., 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences*, 5.
- Vernon, R. H., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press.
- Victoria-Morales, A., Vega, C. y Jimenez, G., 1988. Estudio petrologico del Complejo Xolapa a lo largo del Rio La Sabana entre las poblaciones de La Venta y El Treinta, Estado de Guerrero. *Sociedad Geológica Mexicana, IX Convencion Geologica Nacional (resumen)*.
- Vielzeuf D. y Montel, J. M., 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 375-393.
- Vielzeuf D., Clemens J. D., Pin, C. y Moinet, E., 1990. Granulites and Crustal Evolution. En: *Granites, granulites, and crustal differentiation*, D. Vielzeuf y Vidal, Ph (eds.). Kluwer Academic Publishers, 59-85.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system: consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 257-276.
- Vielzeuf, D. y Schmidt, M. W., 2001. Melting relations in hydrous systems revisited: application to metapelites, metagreywackes and metabasalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 251-267.
- Vigneresse, J. y Burg, J. P., 2002. Non-linear feedback loops in the rheology of cooling-crystallising felsic magma and heating melting felsic rock. *Geological Society London Special Publication*, 200, 275-292.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. y Cuney, M., 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37, 1579-1600.
- Wakabayashi, John., 2004. Tectonic mechanisms associated with P-T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. *Tectonophysics*, 392, 193-218.
- Walte, N. P., Bons, P. D. y Passchier C. W., 2005. Deformation of melt-bearing systems-insight from in situ grain-scale analogue experiments. *Journal of Structural Geology*, 27, 1666-1679.
- White, R. W. y Powell, R., 2002. Melt loss and the preservation of granulite facies mineral assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 621-632.
- White, R. W., Powell, R. y Clarke, G. L., 2003. Prograde metamorphic assemblage evolution during partial melting of metasedimentary rocks at low pressures: migmatites from Mt Stafford, Central Australia. *Journal of Petrology*, 44 (11), 1937-1960.
- White, R. W., Powell, R. y Halpin, J.A., 2004. Spatially-focussed melt formation in aluminous metapelites from Broken Hill, Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 825-845.
- White, R.W. y Powell, R., 2010. Retrograde melt-residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites. *Journal of Metamorphic Geology*, 28, 579-597.
- White, R.W., 2008. Insights gained from the petrological modelling of migmatites: Particular reference to mineral assemblages and common replacement textures. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Series*, 38, 77-9.
- White, R.W., Powell, R. y Holland, T.J.B., 2007. Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 25, 511-527.
- Whitney, D. L., Miller, R. B. y Paterson, R., 1999. P-T-t evidence for mechanisms of vertical motion in a contractional orogen: north-western US and Canadian Cordillera. *Journal of Metamorphic Geology*, 17,

75–90.

- Whitney, D. N., Teyssier, C. y Kayon, A. K., 2004. Isothermal decompression, partial melting and exhumation of deep continental crust. En: Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere, Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G. & Tikoff, B (eds.). Geological Society London Special Publications, 227, 15–33.
- Wu, C. M. y Cheng, B. H., 2006. Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos* 89, 1-23.
- Wyllie, P. J., 1977. Crustal anatexis: an experimental review. *Tectonophysics*, 43, 41-71.