



00383

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

“Petrología, termobarometría y análisis estructural en la región NW del Complejo Acatlán, Puebla, México: Implicaciones tectónicas”

Tesis

Presentada para obtener el grado de

Doctor en Ciencias

Por:

Ricardo Vega Granillo

Comité Doctoral:

Presidente	Dr. Fernando Ortega Gutiérrez
Secretario	Dr. Thierry Calmus (Tutor)
1er Vocal	Dr. Martín Valencia Moreno
2do Vocal	Dr. Luigi Solari Lovati
3er Vocal	Dra. Diana Ma. Meza Figueroa
1er Suplente	Dr. Joaquín Ruiz
2do Suplente	Dr. Oscar Talavera Mendoza

Octubre 2005

0350516



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: Ricardo Vega González

FECHA: 23/11/2015

FIRMA: P.A. Paulina López Alvarado

Dedico este trabajo a mi esposa

Elizabeth Araux Sánchez

a mis hijos

David y Tania

a mis padres

Eva y Pedro

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera podido llevarse a buen término sin la colaboración de muchas personas a las cuales, antes que nada, quisiera expresar mi más amplio agradecimiento. De entrada, este trabajo se inscribió dentro del proyecto denominado "Determinación de las trayectorias de presión-temperatura-tiempo (P-T-t) como una vía para establecer la evolución tectono-metamórfica del Complejo Acatlán" propuesto por la Dra. Diana Meza Figueroa y apoyado por CONACYT. Quiero agradecer a la Dra. Diana Meza por invitarme a participar en este muy interesante proyecto, por su apoyo incondicional en todas las etapas del mismo y por su papel dentro del comité doctoral como asesora externa.

Al Dr. Oscar Talavera Mendoza quien generosamente compartió sus amplios conocimientos sobre el Complejo Acatlán, conduciéndonos a las regiones más interesantes del mismo. He compartido con él largas y fructíferas discusiones sobre muchos aspectos del Complejo, gracias a las cuales he podido desarrollar una comprensión mejor del mismo, y han sido parte importante dentro de mi formación.

Al Dr. Thierry Calmus quien aceptó la responsabilidad de ser mi tutor, me ha apoyado ampliamente en éste trabajo tanto en los aspectos específicos de la geología estructural y la tectónica, como en aspectos académicos y administrativos.

A la Universidad de Sonora por apoyarme con una beca unidad para la realización de estos estudios y por el apoyo de infraestructura. Al personal de la Dirección de Desarrollo Académico de dicha Institución quién dio seguimiento a mis actividades dentro del doctorado y amablemente tramitó las ayudas requeridas.

A los doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Joaquín Ruiz, Luigi Solari y Martín Valencia Moreno, que participaron en los comités de evaluación y de examen predoctoral, por sus útiles y acertadas observaciones y recomendaciones.

Al Dr. Joaquín Ruiz por permitirme el acceso a los laboratorios de Microsonda Electrónica y al de ICP-MS con abrasión láser de la Universidad de Arizona. En particular, al Dr. Kenneth Dominic encargado del Laboratorio de Microsonda Electrónica del Earth and Planetary Science Building.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, y en particular a la Estación Regional del Noroeste, por brindarme la oportunidad de estudiar en los posgrados que ha abierto a lo largo y ancho del país y en los cuales existe un soporte científico, técnico y de infraestructura que me han sido de mucha utilidad.

Al personal de la Estación Regional del Noroeste de la UNAM, que siempre atendieron mis solicitudes de la manera más amable y solícita, en particular a: Rosa María, Gloria y Mónica. Al personal del Posgrado en México: Dra. Lucía Capra y sus ayudantes, por su apoyo en la realización de los trámites requeridos durante el desarrollo del posgrado. Al encargado del posgrado en la ERNO: Dr. José Luis Rodríguez Castañeda. Asimismo, quiero agradecer al Dr. Pablo Peñaflores que realizó las preparaciones de muestras para análisis químicos y al MC. Enrique González Torres que nos apoyó con los vehículos para salidas de campo.

A los estudiantes Germán Darío Figueroa Salcedo, Sergio Adrián Salgado Saucedo y Julio César de la Cruz Vargas, quienes me acompañaron en algunas de las salidas al campo y compartieron el aprendizaje y las perplejidades.

A mis colegas dentro del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, particularmente al Dr. Saúl Herrera Urbina quien amablemente compartió sus conocimientos en el tema de termobarometría.

Agradecimientos

Este trabajo no hubiera podido llevarse a buen término sin la colaboración de muchas personas a las cuales, antes que nada, quisiera expresar mi más amplio agradecimiento. De entrada, este trabajo se inscribió dentro del proyecto denominado "Determinación de las trayectorias de presión-temperatura-tiempo (P-T-t) como una vía para establecer la evolución tectono-metamórfica del Complejo Acatlán" propuesto por la Dra. Diana Meza Figueroa y apoyado por CONACYT. Quiero agradecer a la Dra. Diana Meza por invitarme a participar en este muy interesante proyecto, por su apoyo incondicional en todas las etapas del mismo y por su papel dentro del comité doctoral como asesora externa.

Al Dr. Oscar Talavera Mendoza quien generosamente compartió sus amplios conocimientos sobre el Complejo Acatlán, conduciéndonos a las regiones más interesantes del mismo. He compartido con él largas y fructíferas discusiones sobre muchos aspectos del Complejo, gracias a las cuales he podido desarrollar una comprensión mejor del mismo, y han sido parte importante dentro de mi formación.

Al Dr. Thierry Calmus quien aceptó la responsabilidad de ser mi tutor, me ha apoyado ampliamente en éste trabajo tanto en los aspectos específicos de la geología estructural y la tectónica, como en aspectos académicos y administrativos.

A la Universidad de Sonora por apoyarme con una beca unidad para la realización de estos estudios y por el apoyo de infraestructura. Al personal de la Dirección de Desarrollo Académico de dicha Institución quién dio seguimiento a mis actividades dentro del doctorado y amablemente tramitó las ayudas requeridas.

A los doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Joaquín Ruiz, Luigi Solari y Martín Valencia Moreno, que participaron en los comités de evaluación y de examen predoctoral, por sus útiles y acertadas observaciones y recomendaciones.

Al Dr. Joaquín Ruiz por permitirme el acceso a los laboratorios de Microsonda Electrónica y al de ICP-MS con abrasión láser de la Universidad de Arizona. En particular, al Dr. Kenneth Dominic encargado del Laboratorio de Microsonda Electrónica del Earth and Planetary Science Building.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, y en particular a la Estación Regional del Noroeste, por brindarme la oportunidad de estudiar en los posgrados que ha abierto a lo largo y ancho del país y en los cuales existe un soporte científico, técnico y de infraestructura que me han sido de mucha utilidad.

Al personal de la Estación Regional del Noroeste de la UNAM, que siempre atendieron mis solicitudes de la manera más amable y solícita, en particular a: Rosa María, Gloria y Mónica. Al personal del Posgrado en México: Dra. Lucía Capra y sus ayudantes, por su apoyo en la realización de los trámites requeridos durante el desarrollo del posgrado. Al encargado del posgrado en la ERNO: Dr. José Luis Rodríguez Castañeda. Asimismo, quiero agradecer al Dr. Pablo Peñaflores que realizó las preparaciones de muestras para análisis químicos y al MC. Enrique Gonzáles Torres que nos apoyó con los vehículos para salidas de campo.

A los estudiantes Germán Darío Figueroa Salcedo, Sergio Adrián Salgado Saucedo y Julio César de la Cruz Vargas, quienes me acompañaron en algunas de las salidas al campo y compartieron el aprendizaje y las perplejidades.

A mis colegas dentro del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, particularmente al Dr. Saúl Herrera Urbina quien amablemente compartió sus conocimientos en el tema de termobarometría.

Índice

Agradecimientos	
Índice	2
Lista de figuras	4
Lista de Tablas	8
Mapas	9
Introducción	10
I. El Terreno Mixteco y su entorno tectónico actual	12
1.1. Terreno Mixteco	12
1.2. Terreno Oaxaca y Oaxaquia	12
1.3. Terreno Xolapa	15
1.4. Terreno Guerrero	15
1.5. Relaciones entre los terrenos	17
1.6. Antecedentes	19
1.6.1. Trabajos previos	19
1.6.2. Definición de las unidades geológicas	25
1.7. Localización del área de trabajo	42
1.8. Metodología	44
2. Descripción de las unidades geológicas	45
2.1. Grupo Petlalcingo	45
2.1.1. Migmatita Magdalena	45
2.1.2. Formación Chazumba	46
2.1.3. Formación Cosoltepec	47
2.2. Grupo Piaxtla	58
2.2.1. Formación Xayacatlán	58
2.2.2. Unidad Ixcamilpa	90
2.2.3. Granitoides Esperanza	93
2.2.3.1. Gneises augen - Unidad Michapa	97
2.2.3.2. Secuencia metasedimentaria– Unidad Santa Cruz Organal	102
2.2.3.3. Diques básicos	107
2.2.3.4. Gneises miloníticos leucocráticos – Unidad El Naranjo	112
2.3. Formación El Rodeo	119
2.4. Granito La Noria	129
2.5. Formación Tecomate	134
2.6. Unidades sedimentarias paleozoicas	140
2.6.1. Formación Otate	140
2.6.2. Formación Patlanoaya	142
2.6.3. Sección Hornos de Zaragoza	144
3. Estimación de las condiciones de metamorfismo	146
3.1. Formación Cosoltepec	146
3.2. Formación Xayacatlán	147
3.3. Unidad Ixcamilpa	158
3.4. Granitoides Esperanza	164
3.5. Formación El Rodeo	171
3.6. Granito La Noria	172
3.7. Formación Tecomate	174
4. Geocronología	178
4.1. Metodología	178

4.2. Edades obtenidas en el Complejo Acatlán	180
5. Análisis estructural	188
5.1. Macro-estructuras	188
5.2. Deformación en la Formación Xayacatlán	192
5.3. Deformación en la Unidad Ixcamilpa	205
5.4. Deformación en los Granitoides Esperanza	208
5.5. Deformación en la formación El Rodeo	218
5.6. Deformación de la Formación Cosoltepec	234
5.7. Deformación en el Granito La Noria	245
5.8. Deformación en la formación Otate	249
5.9. Deformación en la Formación Tecomate	250
5.10. Eventos distensivos	257
6. Discusión	261
7. Interpretaciones Tectónicas	266
7.1. Proterozoico Tardío: la separación de Rodinia y nacimiento de Iapetus	266
7.2. Proterozoico Tardío – Cámbrico Temprano: la formación del Arco Avalón	269
7.3. Cámbrico – Ordovícico Temprano: procesos de ‘rifting’	270
7.4. Cámbrico Temprano? – Ordovícico Temprano: Subducción Intra-Iapetus origen de las Formaciones Xayacatlán y El Rodeo	271
7.5. Ordovícico Temprano-Medio. Orogenia Taconica: colisión del arco El Rodeo contra el margen Laurenciano	274
7.6. Ordovícico Medio – Silúrico Temprano. Reinicio de subducción y emplazamiento de batolitos graníticos: Granitoides Esperanza.	275
7.7. Devónico Medio. Fase orogénica Acadiana: Colisión de fragmentos continentales	276
7.8. Post-Devónico Medio. Reinicio de la subducción, formación de Unidad Ixcamilpa	280
7.9. Devónico Tardío – Misisípico: Colisión transpresiva entre Laurencia y Gondwana	280
7.10. Pensilvánico – Pérmico. Formación y cierre de cuencas “pull-apart” y emplazamiento de granitoides	283
7.11. Pérmico Tardío. Colisión entre Gondwana y Laurencia. Orogenia Allegheniana	285
7.12. Jurásico Medio. Formación de una pluma o deslizamiento sobre una dorsal	288
7.13. Cretácico Tardío. Colisión de los terrenos Guerrero y Mixteco. Orogenia Laramide	291
Anexo A	296
Anexo B	314
Bibliografía	319

Lista de Figuras

- Figura 1. Mapas de terrenos de México.
- Figura 2. Distribución de Oaxaquia y otros terrenos relacionados.
- Figura 3. Mapa del Complejo Acatlán con las regiones donde se han elaborado trabajos previos.
- Figura 4. Columnas estratigráficas comparativas a través del tiempo.
- Figura 5. Mapa toponímico de la región donde aflora el Complejo Acatlán
- Figura 6. Mapa de localización.
- Figura 7. Afloramiento de la Migmatita Magdalena.
- Figura 8. Esquema que muestra relaciones microestructurales típicas de la Formación Chazumba.
- Figura 9. Contacto entre la Formación El Rodeo y la Formación Cosoltepec.
- Figura 10. Cabalgamiento de la Formación Cosoltepec sobre Granitoides Esperanza.
- Figura 11. Metaconglomerados dentro de la parte media de la Formación Cosoltepec
- Figura 12. Columna estratigráfica esquemática de la Formación Cosoltepec.
- Figura 13. Afloramiento de cuarcitas y diques de metabasitas en la Formación Cosoltepec.
- Figura 14. Esquema de la lámina delgada de un micaesquistos de Cosoltepec
- Figura 15. Lámina delgada de una roca volcánica de un bloque en la Formación Cosoltepec.
- Figura 16. Fotografías de rocas serpentiniticas de la región de Tlachinola.
- Figura 17. Lente sigmoidal de esquistos de tremolita envuelto en serpentinita.
- Figura 18. Fotografía de la metaeclogita tomada en microsonda electrónica.
- Figura 19. Diagrama de composición de granate en metaeclogitas de la región de Piaxtla.
- Figura 20. Diagrama de clasificación y composición del piroxeno en metaeclogita.
- Figura 21. Clasificación de anfíboles calco-sódicos de las muestras ACA 7 y ACA 8.
- Figura 22. Diagramas de composición de micas en metaeclogita.
- Figura 23. Fotografía con microsonda electrónica de metaeclogita (ACA 7).
- Figura 24. Composición de plagioclasas de las simplectitas. Muestras ACA 7 y 8.
- Figura 25. Anfíboles de la corona alrededor de los granates.
- Figura 26. Relaciones entre minerales de titanio en metaeclogitas y anfibolitas con granate.
- Figura 27. Esquistos verdes de la región de Inopilco.
- Figura 28. Anfibolitas con granate intercaladas con gneises cuarzo-feldespáticos con granate.
- Figura 29. Fotografía en lámina delgada de meta eclogita de la región de Mimilulco.
- Figura 30. Fotografía de lámina delgada de una anfibolita con granate (muestra RAC 20).
- Figura 31. Anfibolita con granate.
- Figura 32. Tipos de granate encontrados en metabasitas de la región de Mimilulco.
- Figura 33. Distribución composicional del granate en anfibolitas de Mimilulco.
- Figura 34. Análisis transversales en cristales de granate.
- Figura 35. Composición de anfíboles en anfibolitas de la región de Mimilulco.
- Figura 36. Diagrama de composición de las micas en anfibolitas.
- Figura 38. Diagrama composicional de cloritas (Laird, 1988).
- Figura 39. Diagrama composicional de epidotas en metabasitas del área de Mimilulco.
- Figura 40. Esquistos magnesiano región de Mimilulco.
- Figura 41. Fotografías de gneises cuarzo-feldespático que forma bandas entre niveles anfibolíticos.
- Figura 42. Gneises leucocráticos en lámina delgada.
- Figura 43. Composición de micas blancas en micaesquistos.
- Figura 44. Diagrama de composición de granate en micaesquistos de Mimilulco
- Figura 45. Micaesquistos pelíticos en lámina delgada.
- Figura 46. Dique cuarzo-feldespático metamorfoseado.
- Figura 47. Afloramiento de diques cuarzo-feldespáticos en metabasitas de la Formación Xayacatlán.
- Figura 48. Metabasitas de la región suroeste de Ixcamilpa, cortadas por bandas metagraníticas.
- Figura 49. Lámina delgada de metagranito.
- Figura 50. Composición de granate en dique metagranítico.
- Figura 51. Composición de micas blancas de dique metagranítico.
- Figura 52. Lámina delgada de dique de granito metamorfoseado.
- Figura 53. Diagramas composicionales de clorita y epidota de dique granítico.

- Figura 54. Lámina delgada de esquistos de epidota-glaucófano.
- Figura 55. Diagrama de clasificación de anfíboles sódicos en esquistos de epidota-glaucófano.
- Figura 56. Diagrama de clasificación de anfíboles calco-sódicos en esquistos de epidota-glaucófano.
- Figura 57. Afloramiento de gneis augen típico en los Granitoides Esperanza.
- Figura 58. Contacto intrusivo entre gneises augen y micaesquistos de la secuencia metasedimentaria.
- Figura 59. Detalle del contacto entre gneises y micaesquistos.
- Figura 60. Gneises augen y ultramilonitas augen.
- Figura 61. Gneises microaugen en lámina delgada.
- Figura 62. Diagrama de clasificación de feldespatos en gneises augen.
- Figura 63. Granates de probable origen ígneo y metamórfico en gneises augen
- Figura 64. Diagrama de clasificación de granates en gneises augen y microaugen.
- Figura 65. Fotografías con microsonda electrónica (BEI) de los granates de un gneis augen
- Figura 66. Clasificación de micas de los gneises augen y microaugen.
- Figura 67. Meta-areniscas intercaladas con micaesquistos y bandas cuarzo-feldespáticas.
- Figura 68. Migmatitas estromáticas dentro de los Granitoides Esperanza.
- Figura 69. Fotografías de lámina delgada de micaesquistos de fengita con granate.
- Figura 70. Fotografías en microsonda electrónica (BEI) de micaesquistos con fengita-biotita-granate.
- Figura 71. Diagrama de clasificación de granate de micaesquisto con muscovita-biotita y granate.
- Figura 72. Clasificación de micas muestra ACA 39.
- Figura 73. Dique de eclogita con Mg-taramita.
- Figura 74. Fotografía de roca de granate – Mg-taramita (RAC 144)
- Figura 75. Fotografías en lámina delgada de eclogita con Mg-taramita.
- Figura 76. Clasificaciones de anfíboles en eclogitas con Mg-taramita.
- Figura 77. Diagrama de clasificación de granates en rocas ricas en anfíbol de la región de El Organo.
- Figura 78. Trayectoria de análisis a través de un granate de eclogita con Mg-taramita.
- Figura 79. Clasificación de epidotas en rocas de granate – Mg-taramita.
- Figura 80. Relaciones texturales de rocas de granate – Mg-taramita.
- Figura 81. Clasificación de micas en roca de granate – Mg-taramita.
- Figura 82. Fotografías de lámina delgada de gneises miloníticos leucocráticos.
- Figura 83. Clasificación de minerales en gneises leucocráticos.
- Figura 84. Clasificación de clorita en gneises augen.
- Figura 85. Diagrama de clasificación química de rocas volcánicas.
- Figura 86. Diagrama de basaltos basados en las variaciones entre Zr/Y – Zr.
- Figura 87. Contacto entre rocas de la formación El Rodeo y gneises de los Granitoides Esperanza.
- Figura 88. Contacto entre el Granito La Noria y la Formación El Rodeo.
- Figura 89. Fotografía de filitas de la Formación El Rodeo.
- Figura 90. Metabasitas de la Formación El Rodeo en lámina delgada.
- Figura 91. Esquema de mineral fantasma encontrado en metabasitas de la Formación El Rodeo.
- Figura 92. Fotografías de láminas delgadas de esquistos típicos de la Formación El Rodeo.
- Figura 93. Filita con muscovita, clorita y granate, Formación El Rodeo.
- Figura 94. Diagrama de composición de granate en filita cuarzosa de la Formación El Rodeo
- Figura 95. Diagramas de clasificación de micas proveniente de la muestra RAC 14.
- Figura 96. Diagrama de clasificación de cloritas de la muestra RAC 14.
- Figura 97. Cuarzita de la Formación El Rodeo.
- Figura 98. Fotografía del Granito La Noria.
- Figura 99. Fotografía del granito Palo Liso.
- Figura 100. Sección geológica esquemática de la región de Los Hornos
- Figura 101. Esquema que muestra las relaciones texturales de los minerales del Granito La Noria
- Figura 102. Fotos de lámina delgada del Granito La Noria
- Figura 103. Sección geológica esquemática realizada al sur del poblado de Tecomate.
- Figura 104. Columna estratigráfica de la Formación Tecomate.
- Figura 105. Fotografías de lámina delgada en metacaliza de la Formación Tecomate.
- Figura 106. Fotografía de lámina delgada de pizarra de la Formación Tecomate.
- Figura 107. Fotografía de cantos graníticos del conglomerado de la Formación Tecomate.

- Figura 108. Fotografías de láminas delgadas de muestras de la Formación Otate.
- Figura 109. Esquema que muestra el origen probable de una pizarra de la Formación Otate.
- Figura 110. Sección geológica esquemática en la región noroeste de San Salvador Patlanoaya.
- Figura 111. Conglomerado basal de la Formación Patlanoaya.
- Figura 112. Fusilínido de la sección de Los Hornos
- Figura 113. Diagrama P-T con termobarometría de eclogita de la región de Piaxtla.
- Figura 114. Condiciones termobarométricas de anfibolitas con granate de la región de Mimilulco.
- Figura 115. Condiciones termobarométricas de micaesquistos de Mimilulco.
- Figura 116. Red petrogenética simplificada para pelitas en el sistema KFMASH.
- Figura 117. Diagrama P-T de anfibolita con granate IX-19.
- Figura 118. Diagrama P-T para gneis granítico (muestra RAC 81)
- Figura 119. Diagrama P-T para los esquistos azules de la región de Ixcamilpa.
- Figura 120. Geobarometro de Brown (1977) en esquistos de glaucófano-epidota.
- Figura 121. Trayectoria P-T para los esquistos de glaucófano-epidota de la Unidad Ixcamilpa.
- Figura 122. Diagrama P-T para eclogita con Mg-taramita (RAC 148) Granitoides Esperanza.
- Figura 123. Diagrama P-T para micaesquisto de los Granitoides Esperanza (muestra ACA 39)
- Figura 124. Diagrama P-T para el gneis augen (muestra RAC 42)
- Figura 125. Diagrama P-T para gneis micro-augen.
- Figura 126. Fotografía en microsonda electrónica de filita de la Formación El Rodeo.
- Figura 127. Diagrama P-T para filita de la Formación El Rodeo.
- Figura 128. Probables condiciones P-T en que ocurrió el metamorfismo del Granito La Noria.
- Figura 129. Gránulos de calcita en metacaliza de la Formación Tecomate.
- Figura 130. Probable rango de condiciones de metamorfismo para la Formación Tecomate.
- Figura 131. Isócrona calculada a partir de los datos obtenidos y sus errores.
- Figura 132. Diagrama de concordia U-Pb para las edades obtenidas.
- Figura 133. Diagrama de concordia U-Pb para el cúmulo de edades más jóvenes.
- Figura 134. Xenolitos de micaesquistos de la Formación Xayacatlán en dique metagranítico.
- Figura 135. Edad media ponderada para la muestra RAC 190, gneis augen
- Figura 136. Concordia para edades heredadas en muestra RAC 190, edad de intercepta superior.
- Figura 137. Edad media ponderada para la muestra RAC 195. Dique de leucogranito milonitizado
- Figura 138. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de cuarcita de la Unidad Santa Cruz Organal.
- Figura 139. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de cuarcita de la formación El Rodeo.
- Figura 140. Mapa general donde se muestran las mega-estructuras dentro del Complejo Acatlán.
- Figura 141. Secciones geológicas simplificadas.
- Figura 142. Fotografías en microscopio de micaesquistos y metabasitas de la Formación Xayacatlán.
- Figura 143. Esquemas de la foliación interna en rocas de la Formación Xayacatlán.
- Figura 144. Datos estructurales de la foliación en la Formación Xayacatlán.
- Figura 145. Esquema y fotografía de afloramiento de micaesquistos de la Formación Xayacatlán.
- Figura 146. Microestructura de micaesquisto con cloritoide de la Formación Xayacatlán.
- Figura 147. Xenolitos de micaesquistos dentro de granito milonítico.
- Figura 148. Lineación mineral en rocas cuarzo-feldespáticas (diques) en la Formación Xayacatlán.
- Figura 149. Ejes de pliegues en la Formación Xayacatlán.
- Figura 150. Micaesquisto con granate con deformación milonítica.
- Figura 151. Esquemas de la evolución microtectónica en un micaesquistos de la Fm. Xayacatlán.
- Figura 152. Esquemas que explican las rotaciones realizadas para el análisis estructural.
- Figura 153. Datos de foliación, ejes de pliegues y lineaciones rotados.
- Figura 154. Esquemas que presentan el modelo de plegamiento para la Formación Xayacatlán.
- Figura 155. Esquemas de láminas delgadas de esquistos de glaucófano Unidad Ixcamilpa
- Figura 156. Fotografías de metabasita y micaesquisto de la Unidad Ixcamilpa.
- Figura 157. Fotografías de gneis augen donde se aprecian dos fases de deformación.
- Figura 158. Esquemas de feldespatos potásicos con mantos replegados o con desarrollo de 2 mantos.
- Figura 159. Esquemas de feldespatos potásicos con mantos replegados

- Figura 160. Plegamiento isoclinal en banda cuarzo-feldespática en mica-esquistos con granate.
- Figura 161. Pliegues de tipo ptigmático en micaesquistos con bandas cuarzo-feldespáticas.
- Figura 162. Micaesquisto donde se aprecia S2, traspuesta por S3-C'.
- Figura 163. Lámina delgada de gneis augen.
- Figura 164. Microfallas antitéticas que desplazan un porfidoclasto de feldespato.
- Figura 165. Porfidoclastos de feldespato K tipo σ en gneis augen.
- Figura 166. Porfidoclastos de feldespato K con microkinks y subgranos.
- Figura 167. Esquemas de minerales en micaesquisto de la unidad Santa Cruz Organal.
- Figura 168. Diques leucocráticos con una foliación paralela a la del gneis encajonante.
- Figura 169. Plegamientos y foliaciones que afectan a gneises augen y gneises leucocráticos asociados.
- Figura 170. Plegamiento isoclinal de la secuencia de Santa Cruz Organal.
- Figura 171. Datos de foliación y lineación en los Granitoides Esperanza.
- Figura 172. Posible explicación a la presencia de sentidos de cizalla opuestos debidos a plegamiento.
- Figura 173. Lámina delgada de gneis ultramilonítico.
- Figura 174. Pliegues disarmónicos, de isoclinales a abiertos, en diques cuarzo-feldespáticos.
- Figura 175. Esquemas de pliegues F3_{GE} con foliación localizada de plano axial S3_{GE}.
- Figura 176. Proyección de ejes de pliegues en los Granitoides Esperanza.
- Figura 177. Proyección de lineaciones de estiramiento Lest3_{GE}.
- Figura 178. Esquema de lineación cuya dirección varía por el plegamiento.
- Figura 179. Esquema que muestra la interpretación de la deformación en los Granitoides Esperanza.
- Figura 180. Afloramiento de metabasitas de la formación El Rodeo.
- Figura 181. Fotografía de lámina delgada de muestra ACA 70 donde se ven dos foliaciones.
- Figura 182. Dos foliaciones en metabasita de la formación El Rodeo.
- Figura 183. Esquema de detalle de lámina delgada de la muestra ACA 70.
- Figura 184. Esquemas que muestran las foliaciones y plegamientos en la formación El Rodeo.
- Figura 185. Datos estructurales de la foliación en la formación El Rodeo.
- Figura 186. Ejes de pliegues en la formación El Rodeo.
- Figura 187. Afloramiento de filitas donde se aprecian claramente dos foliaciones.
- Figura 188. Fotografía de lámina delgada de un micaesquisto de grano fino.
- Figura 189. Esquemas que muestran foliaciones y plegamientos de la formación El Rodeo.
- Figura 190. Esquema de relaciones entre foliación y plegamiento en la formación El Rodeo.
- Figura 191. Tres etapas de plegamiento en rocas félsicas de la formación El Rodeo (cerca de Ahuetlán).
- Figura 192. Ejes de pliegues en la formación El Rodeo.
- Figura 193. Lineaciones minerales en la formación El Rodeo.
- Figura 194. Afloramiento de diques graníticos sigmoides en rocas de la formación El Rodeo.
- Figura 195. Fotografía de lámina delgada de dique granítico aplítico.
- Figura 196. Fotografías de lámina delgada de dique monzonítico protomilonítico.
- Figura 197. Datos estructurales de la formación El Rodeo rotados.
- Figura 198. Esquemas interpretativos de la evolución estructural de la Formación El Rodeo.
- Figura 199. Fotografías de lámina delgada de filitas de la Formación Cosoltepec con tres foliaciones.
- Figura 200. Fotografías donde se observan las foliaciones en filita de la Formación Cosoltepec.
- Figura 201. Diagramas de polos de foliación en la Formación Cosoltepec.
- Figura 202. Diagrama de lineación mineral en la Formación Cosoltepec.
- Figura 203. Afloramiento con tres foliaciones en la Formación Cosoltepec.
- Figura 204. Esquemas estructurales de afloramientos de la Formación Cosoltepec..
- Figura 205. Afloramiento donde se ven dos fases de plegamiento sobrepuestas.
- Figura 206. Afloramiento donde se observan tres foliaciones y dos fases de plegamiento.
- Figura 207. Datos de polos de foliación en la Formación Cosoltepec.
- Figura 208. Datos de ejes de pliegues de la Formación Cosoltepec.
- Figura 209. Datos estructurales de la Formación Cosoltepec rotados.
- Figura 210. Reconstrucción de la evolución de la deformación en la Formación Cosoltepec.
- Figura 211. Esquema de la estructura actual en la Formación Cosoltepec.
- Figura 212. Granito La Noria protomilonítico, al oriente del poblado La Noria.
- Figura 213. Granito milonítico La Noria, vistas en lámina delgada.

- Figura 214. Ejemplos de microestructuras que se encuentran en granitos miloníticos de La Noria.
 Figura 215. Datos estructurales en las rocas del granito La Noria.
 Figura 216. Pliegues subsoclinales en la formación Otate.
 Figura 217. Interpretación de foliación de plano axial en formación Otate.
 Figura 218. Intraclastos de calcita con microfallas antitéticas en metacalizas de la Formación Tecomate.
 Figura 219. Fotografía de clasto calcáreo en metacaliza de la Formación Tecomate.
 Figura 220. Charnela de un pliegue isoclinal en metacalizas de la Formación Tecomate.
 Figura 221. Esquema que representa tres tipos de plegamientos en la Formación Tecomate.
 Figura 222. Diagramas de datos estructurales de la Formación Tecomate.
 Figura 223. Esquemas de la evolución de la deformación en la Formación Tecomate.
 Figura 224. Afloramiento de la formación El Rodeo con sistemas conjugados de fallas normales.
 Figura 225. Datos estructurales de fallas normales en la región de Mimilulco.
 Figura 226. Datos de fallas normales en los Granitoides Esperanza y de la Formación El Rodeo.
 Figura 227. Direcciones de extensión estimadas de los rumbos de las fallas normales.
 Figura 228. Esquema interpretativo condensado de la evolución geológica del Complejo Acatlán.
 Figura 229. Reconstrucción de Rodinia (Hoffman, 1991)
 Figura 230. Reconstrucción continental convencional en c. 650-600 Ma
 Figura 231. Interpretación de la paleogeografía en el Vendiano (580 Ma)
 Figura 232. Secciones esquemáticas mostrando el rifting y desplazamiento de la Precordillera.
 Figura 233. Modelos interpretativos de la evolución tectónica del Complejo Acatlán durante el Proterozoico Tardío al Ordovícico Temprano.
 Figura 234. Modelo interpretativo de la evolución tectónica del Complejo Acatlán durante el Ordovícico Temprano a Medio.
 Figura 235. Posiciones de las masas continentales mayores en el Devónico Medio.
 Figura 236. Evolución tectónica para el Silúrico Temprano – Devónico Tardío.
 Figura 237. Esquema que muestra el probable origen de las Formaciones Magdalena y Chazumba.
 Figura 238. Esquema de la configuración de boques corticales durante el Pérmico Tardío.
 Figura 239. Esquema de la distribución tectónica en el Triásico.
 Figura 240. Esquemas que muestran la evolución tectónica del Triásico Tardío al Jurásico Temprano.
 Figura 241. Esquemas de la evolución tectónica Jurásico Medio a Cretácico Temprano.
 Figura 242. Esquema de Evolución tectónica durante el Cretácico Tardío.

Lista de Tablas

Tabla 1. Edades isotópicas en la Migmatita Magdalena y rocas intrusivas asociadas	26
Tabla 2. Edades isotópicas obtenidas en la Formación Chazumba	27
Tabla 3. Edades isotópicas de la Formación Xayacatlán	30
Tabla 4. Determinaciones termométricas en la Formación Xayacatlán	32
Tabla 5. Edades isotópicas en los Granitoides Esperanza	35
Tabla 6. Composición promedio de granate, en metaeclogita de Piaxtla	64
Tabla 7. Composición promedio de piroxenos sódicos.	64
Tabla 8. Composición promedio de granate en anfibolitas	75
Tabla 9. Composición promedio de granate en micaesquisto de la región de Mimilulco	83
Tabla 10. Composición promedio de granate en dique de metagranito.	87
Tabla 11. Composición de la fórmula estructural de plagioclasas en dique granítico.	89
Tabla 12. Composición promedio de granate en gneises augen.	100
Tabla 13. Composición del granate Muestra ACA 39	106
Tabla 14. Composición del granate en eclogita con Mg-taramita	110
Tabla 15. Promedio de composición de granates de la Formación El Rodeo	126
Tabla 16. Composición de minerales del grupo de la epidota Muestra RAC 14	127
Tabla 17. Datos termobarométricos de la región de Piaxtla.	149
Tabla 18. Datos termobarométricos en micaesquisto de los Granitoides Esperanza	166

Tabla 19. Sentidos de cizalla en la Formación Xayacatlán.	208
Tabla 20. Indicadores del sentido de cizalla en los Granitoides Esperanza.	219
Tabla 21. Características del clivaje de crenulación en rocas de la formación El Rodeo.	223

Mapas

Mapa 1. Geología del área de Mimlulco-Las Minas	60
Mapa 2. Mapa geológico de Olinalá-Ixcamilpa	92
Mapa 3. Mapa geológico del área de Cuayuca-La Noria	95

Anexo A

Tablas de análisis químicos de minerales	296-312
--	---------

Anexo B

Tabla 1. Datos obtenidos para la muestra RAC 101.	314
Tabla 2. Datos obtenidos para la muestra RAC 190.	315
Tabla 3. Datos obtenidos para la muestra RAC 195.	317

Introducción

El Complejo Acatlán situado en la parte sur-central de México es una pieza clave para descifrar la evolución tectónica del sur de México durante el Paleozoico. Este complejo empezó a ser estudiado a finales de los años 60 – principios de los 70, realizándose en él importantes trabajos de cartografía y clasificación. Un interés principal del complejo es que posee rocas metamórficas formadas en condiciones de alta P/T, siendo uno de los pocas zonas en México con estas características. Hasta principios de los años 90, se consideraba que la mayor parte de los eventos metamórficos en el complejo habían ocurrido en el Paleozoico. Después se estableció la existencia de un evento de metamorfismo de alta T/P, sobrepuesto a los eventos anteriores durante el Jurásico (Yáñez et al., 1991; Keppie et al., 2003b). Con base en edades isotópicas, algunos autores consideraron que el metamorfismo de alta P/T se produjo durante el Silúrico-Devónico y lo correlacionaron con el evento acadiano asociado con el cierre del Océano Iapetus (Ortega, 1978a). Una determinación isotópica permitió atribuir dicha etapa orogénica al Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Ortega et al., 1999). Otro aspecto de interés tectónico es la ubicación del terreno Mixteco, caracterizado por su basamento que es precisamente el Complejo Acatlán, ubicado en una región de México que, durante el Pérmico, debió estar ubicada en otro sitio, ya que las reconstrucciones de la Pangea traslapan dicha región con el norte de Sudamérica (ej. Pindell, 1985). Así, se han propuesto correlaciones tanto con el sistema Apalachiano (Ortega, 1978a; Yáñez et al., 1991) como con los sistemas orogénicos de los Andes Colombianos (Yáñez et al., 1991; Keppie y Ramos, 1999). Investigaciones recientes sugieren que el complejo se asocia sobretodo con el cierre del Océano Rheico más que al del Iapetus (Nance et al., 2004). Estas hipótesis se plantearán y analizarán con base en los datos que se han obtenido.

A pesar del tiempo transcurrido, pocos estudios se habían emprendido con detalle dentro del Complejo Acatlán, sobre todos en los aspectos de microtectónica y análisis estructural. Este trabajo pretende cubrir en parte dichas deficiencias y emprende una revisión de las unidades del complejo con base en el análisis de los eventos metamórficos asociados con fases de deformación. En el aspecto del metamorfismo se trabajó ampliamente para definir las condiciones en que ocurrieron los diversos eventos. En este contexto, se efectuó un estudio petrográfico detallado con el fin de reconocer eventos metamórficos asociados con fases de deformación. Asimismo, se continuaron los estudios geocronológicos de algunas unidades que

se consideraron claves dentro del complejo y se colectaron fósiles para poder establecer con mayor precisión la estratigrafía. Considero que aunque este enfoque es muy amplio, es el único que permite poder emprender un estudio más integral del complejo, ya que las rocas metamórficas que lo constituyen presentan varios eventos de metamorfismo, de grados y edades diversos y varias fases de deformación asociadas o posteriores a dichos eventos.

Este trabajo se enmarcó dentro de un proyecto más amplio denominado "Determinación de las trayectorias de presión-temperatura-tiempo (P-T-t) como una vía para establecer la evolución tectono-metamórfica del Complejo Acatlán" dirigido por la Dra. Diana Meza Figueroa, donde además se realizaron análisis geoquímicos de algunas unidades del Complejo Acatlán y se realizaron fechamientos U-Pb en zircones, para determinar las edades de proveniencia de los sedimentos que formaron las unidades del complejo.

En cuanto al formato de este manuscrito, he decidido describir en su totalidad cada una de las unidades de la base a la cima tectónica, desde su descripción general en afloramiento hasta la petrografía. El primer capítulo de este trabajo trata de la descripción del terreno Mixteco y los terrenos que los rodean, así como de la presentación de un marco geológico regional de las unidades del Complejo Acatlán descritas en la bibliografía. Debido a que este capítulo es un poco extenso, se sugiere que el lector que ya tiene un conocimiento básico del Complejo Acatlán pase al capítulo 2 en la página 45. En los capítulos 3 y 5 se trataron los aspectos de las condiciones de metamorfismo y el análisis estructural asociado con la microtectónica, para cada unidad litológica. Esto se debe a que cada una de ellas posee eventos metamórficos y fases de deformación propios y característicos, aunque puedan compartirse parcialmente con otras unidades dentro del complejo. En el capítulo 7, dedicado a la tectónica, se hizo una recopilación de los todos los aspectos tratados con el fin de tener una visión incluyente de los procesos involucrados en la configuración del complejo. Por último, quisiera decir algo que es evidente de todo trabajo geológico, este trabajo no pretende resolver todos los cuestionamientos acerca del tema, de hecho quedan muchas dudas todavía, algunas de las cuales están siendo trabajadas en la actualidad por distintos grupos de investigadores. Sin embargo, pretende ser un aporte en los aspectos de descripción petrológica y microtectónica, en la definición de las condiciones de metamorfismo y en ampliar la base geocronológica. Esto contribuye a mejorar las bases de datos para el planteamiento de modelos que intenten explicar la evolución del Complejo Acatlán.

I. El Terreno Mixteco y su entorno tectónico actual

1.1. Terreno Mixteco

El Complejo Acatlán constituye el basamento del terreno Mixteco que aflora en los estados de Puebla, Guerrero y Oaxaca en el sur de México (Figura 1). La definición original menciona que el terreno Mixteco está formado de un basamento metamórfico que consta de dos partes yuxtapuestas de manera tectónica con un cuerpo ultramáfico intercalado (Campa y Coney, 1983). Dicho basamento se consideraba cubierto por secuencias sedimentarias asignadas al Devónico Superior –Pérmico y por rocas marinas del Jurásico Inferior a Medio (Silva, 1970; Corona, 1981; Silva y González, 1988; Caballero et al., 1990; Corona et al., 1993; Ramírez, 2001; Vachard et al., 2002; Vachard y Flores de Dios, 2002). Sedlock et al., (1993) realizaron un nuevo mapa de terrenos con una descripción más detallada, cambiando algunos límites y propusieron nuevos nombres. Debido a que los terrenos tratados en ese estudio no son cambiados sustancialmente, en este trabajo se ha decidido utilizar los nombres propuestos por Campa y Coney (1983) por razones de precedencia.

1.2. Terreno Oaxaca y Oaxaquia

El terreno Oaxaca, que limita al oriente con el terreno Mixteco (Figura 1), se caracteriza por los mayores afloramientos en México de un basamento formado por rocas metasedimentarias intrusionadas por anortositas, charnockitas y granitos, que muestran evidencias de deformación polifásica y un metamorfismo de facies de granulita (Ortega, 1984; Mora et al., 1986; Solari et al., 2003). Las edades isotópicas obtenidas en dichas rocas varían entre 1,300 y 680 Ma.

Otros afloramientos de rocas metamórficas granulíticas con edad grenvilliana demostrada se han encontrado en Ciudad Victoria, Tamaulipas (Fries et al., 1962; Ortega, 1978c); Molango, Hidalgo (Fries y Rincón, 1965) y en Ouchicovi, Oaxaca (Weber y Kohler, 1999). Otras sugerencias de la presencia subterránea de rocas similares son los xenolitos de la corteza inferior del Proterozoico en México central (Ruiz et al., 1988a; Schaff et al., 1994), y meta-anortositas y charnockitas recuperadas por barrenos de PEMEX de Tamanzunchale a Tampico, Tamaulipas (Quezadas, 1961). Estas evidencias llevaron a Ortega et al. (1995) a proponer la existencia de un bloque denominado Oaxaquia (Figura 2) que incluiría aproximadamente los terrenos Oaxaca, Sierra Madre y la mayor parte de los terrenos Maya y Coahuila. Un bloque

grenvilliano ya había sido propuesto anteriormente por Fries et al. (1962); Fries y Rincón (1965); de Cserna (1967); Renne et al. (1989), quienes lo consideraban una continuación del cinturón grenvilliano de América del Norte.

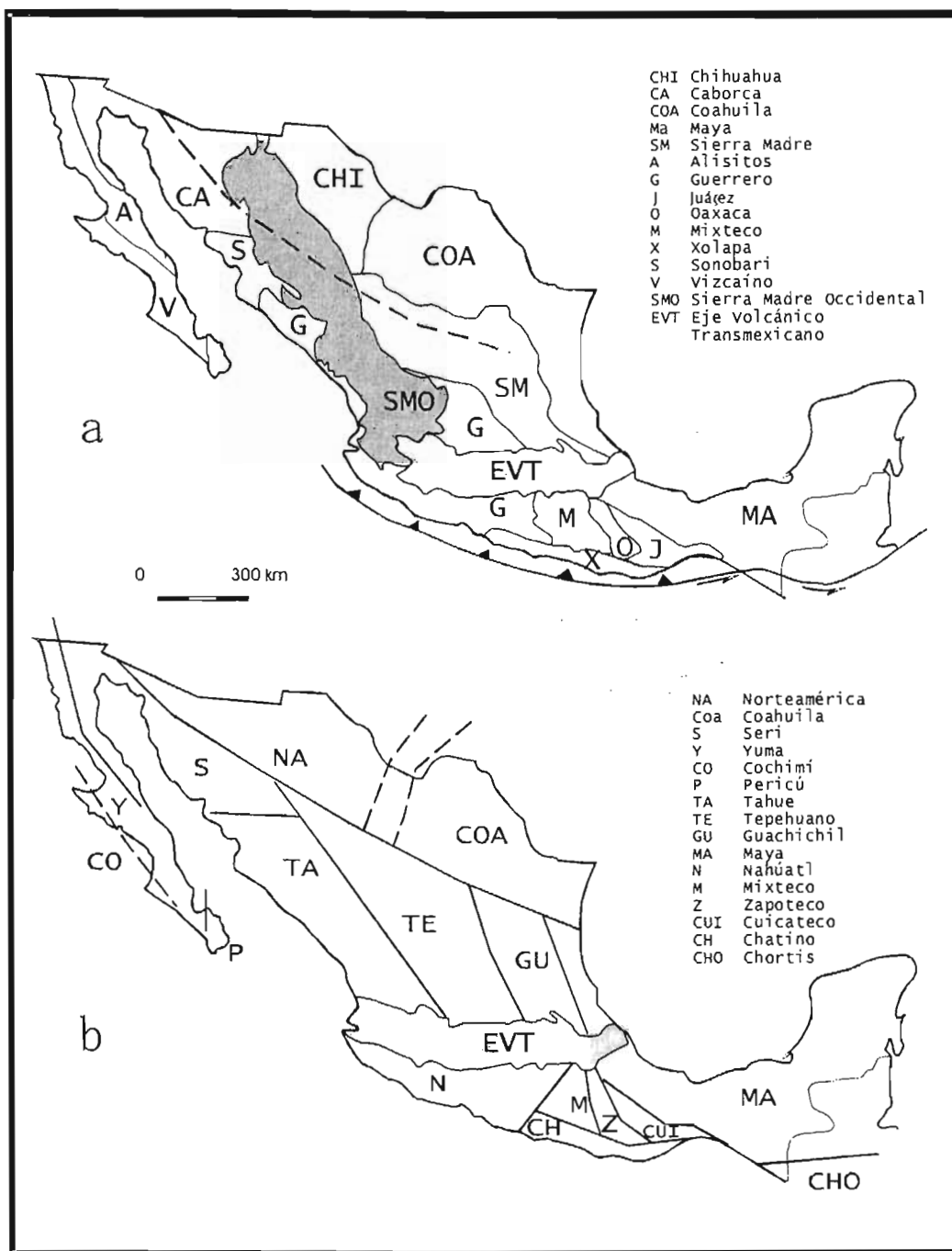


Figura 1. Mapas de terrenos de México. a) de Campa y Coney (1983) En línea discontinua se marca la traza de la propuesta Mohave-Sonora Megashear y la zona de subducción de la placa de Cocos. La línea dentada muestra la zona de subducción de la placa de Cocos. ; b) de Sedlock et al. (1993).

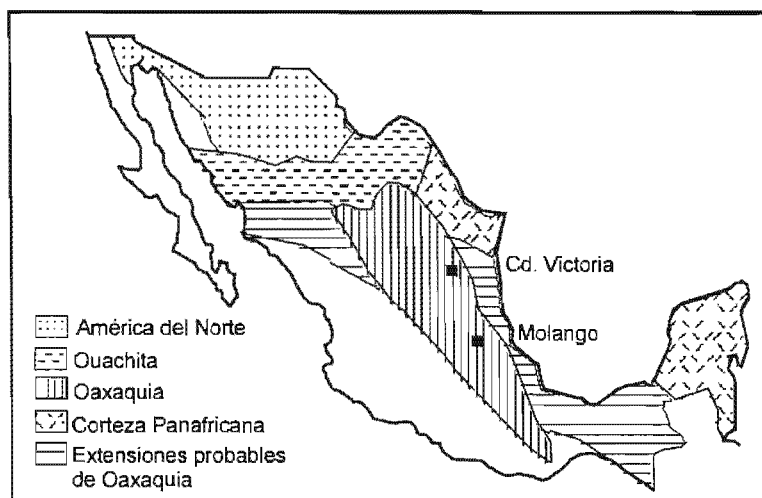


Figura 2. Distribución de Oaxaquia y otros terrenos relacionados, tomado de Ortega et al. (1995).

Los estudios paleontológicos de las secuencias sedimentarias que sobreyacen a las rocas granulíticas, apoyan la hipótesis de que Oaxaquia no era parte de Laurentia antes del Misisípico (Pantoja,

1993; Stewart et al., 1993; Sour et al., 1996). Por ejemplo, una secuencia del Ordovícico Inferior (Tremadociano) que cubre al Complejo Oaxaqueño, contiene una fauna con afinidad clara a faunas halladas en Argentina y, en grado decreciente, en Gran Bretaña, este de Canadá y Escandinavia (Pantoja, 1993). En la región de Ciudad Victoria (Figura 2), la secuencia encima de las granulitas es de edad Silúrico Inferior (Wendlockiana). La afinidad de la fauna es considerada típica de la Provincia Europea de la región del Atlántico Norte y no tiene afinidad norteamericana (Stewart et al., 1999). La fauna tiene similitudes a las del terreno de Avalonia occidental, en la costa este de América del Norte, a fauna en Venezuela y a fauna del noroeste de África, Europa, las Islas Británicas y Escandinavia; y se considera más parecida a la fauna descrita de la Cordillera de Mérida en Venezuela (Stewart et al., 1999). Por otra parte, se señala que la fauna misisípica, que sobreyace a las rocas silúricas, tiene fuertes afinidades con América del Norte (Stewart et al., 1999), lo mismo ocurre con la fauna misisípica de Oaxaca (Sour et al., 1996).

En algunos artículos acerca de las interacciones entre Gondwana y Laurentia (p. ej., Pindel, 1985; Dalla-Salda et al., 1992; Dalziel et al., 1994; Dalziel, 1997; Cawood et al., 2001) no se discute la posición probable de los bloques que conforman a Oaxaquia. Ruiz et al. (1988 a, b) y Yáñez et al. (1991) propusieron que algunos terrenos grenvillianos de México podrían haber sido transferidos de Sudamérica, con base en las edades y en el contenido fosilífero del terreno Oaxaca y de los macizos de Santa Marta, Garzón, Santander y Mérida; los tres primeros de Colombia y el último de Venezuela. Stewart et al. (1999) proponen que parte del terreno de la Sierra Madre se ubicaba en la parte norte de América del Sur (Figura 4), ya que

su contenido fosilífero (Silúrico) es muy similar al encontrado en terrenos europeos, del noroeste de África y Avalonia.

1.3. Terreno Xolapa

El terreno Xolapa es definido como un cinturón angosto a lo largo de la costa sur de los estados de Oaxaca y Guerrero, caracterizado por su aspecto metamórfico-plutónico complejo y el gran desarrollo de migmatita (Campa y Coney, 1983). Las rocas metamórficas han sido agrupadas bajo el término de Complejo Xolapa y corresponden principalmente a paragneises, ortogneises, migmatitas, anfibolitas y esquistos de la parte superior de la facies de anfibolita (Ortega, 1981a; Victoria et al., 1986; Alaniz, 1988; Tolson et al., 1993). En muchos lugares, enjambres de diques máficos y venas pegmatíticas exhiben un carácter sinplutónico en relación con el granito o gneis encajonante, incluso pueden formar parte integral de la estructura migmatítica (Ortega, 1981a). Se considera que cerca del 50% del terreno está formado por extensos afloramientos de plutones terciarios.

Las edades reportadas en las rocas deformadas del terreno Xolapa van del Pensilvánico al Mioceno (p. ej. Guerrero, 1975; Morán et al., 1993; Bellon et al., 1981; Herrmann et al., 1994), con grupos de datos en el Jurásico Medio-Tardío, Cretácico Temprano (Neocomiano), Cretácico Tardío (Maastrichtiano), y del Eoceno Medio al Mioceno. Este último grupo de edades coincide con las de los intrusivos no deformados datados en el terreno.

Las características metamórficas (facies de anfibolita), la migmatización generalizada y el afloramiento de grandes batolitos, inducen a interpretar al terreno Xolapa, como la parte profunda de un arco magmático, probablemente emplazado en corteza continental (Halpern et al., 1974; Ortega, 1981a), el cual fue levantado durante el Cenozoico. Los grandes afloramientos de rocas graníticas a lo largo del margen continental y el incremento gradual hacia el norte de las contrapartes volcánicas, indican que el eje del levantamiento estuvo en, o cercano a, la línea de costa actual (Morán et al., 1996).

1.4. Terreno Guerrero

Campa y Coney (1983) consideran al terreno Guerrero como uno de los más grandes terrenos sospechosos de acreción a rocas cratónicas de México. Por su parte Sedlock et al. (1993) consideraron que dicho terreno en realidad está formado por tres terrenos: (1) Náhuatl, (2)

Tepehuano y (3) Tahue, con algunos cambios en los límites sugeridos originalmente. La región más conocida en el tiempo en que se definieron los terreros era la situada al sur del eje neovolcánico mexicano. El terreno Guerrero ha sido dividido en tres subterrenos: 1) Zihuatanejo-Huetamo; 2) Arcelia-Palmar Chico y 3) Teloloapan (p. ej. Centeno, 1994; Talavera y Guerrero, 2000). Estudios posteriores proponen incluir dentro del terreno Guerrero secuencias volcano-sedimentarias, en parte metamorfoseadas, que afloran en las regiones de Zacatecas y Guanajuato (Ortiz et al., 1990; Monod et al., 1990; Centeno, 1994; Centeno y Silva, 1997).

El subterreno Huetamo-Zihuatanejo se interpreta como una asociación de arco volcánico con rocas sedimentarias y volcánicas con un rango de edad que va del Valanginiano al Cenomaniano (Delgado et al., 1992; Talavera y Guerrero, 2000; Delgado y Morales, 1983; Talavera, 1993; Stein et al., 1994; Gómez et al., 1991; Omaña y Pantoja, 1998; Buitrón y Pantoja, 1994). Este arco al parecer se edificó sobre una secuencia sedimentaria y volcánica metamorfoseada de posible edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano denominada Complejo Arteaga (Centeno, 1994). Dicha secuencia se considera que corresponde a un prisma de acreción formado sobre corteza oceánica en un ambiente de subducción, con los sedimentos provenientes de una región orogénica continental (terrenos Mixteco y Oaxaca).

Según Centeno (1994), es posible que el subterreno Arcelia represente una cuenca extensional intra-arco que evolucionó entre el subterreno Huetamo y el subterreno Teloloapan. Para Freyder et al. (2000), las rocas de la región de Arcelia corresponden a una cuenca oceánica que separaba al arco intra-oceánico de Guerrero de la plataforma albiana-cenomaniana del este de México. Según los estudios realizados por Talavera y Guerrero (2000) el subterreno representa un arco de islas intra-oceánico inmaduro (Palmar Chico), que está asociado con una cuenca tras-arco (Arcelia).

Talavera (1993), Talavera et al. (1993), Talavera y Guerrero (2000) y Centeno (1994), consideran que el subterreno Teloloapan corresponde a un sistema de arco de islas intra-oceánico evolucionado bordeado por un conjunto de flysh (Formación Pachivia de Campa y Ramírez, 1979) y que estaba separado del resto de México por un mar. La plataforma continental al oriente, en ese tiempo también estaba bordeada por secuencias de flysh (Formación Mexcala).

1.5. Relaciones entre los terrenos

El límite oriental del terreno Mixteco se ha estudiado en la región de Caltepec (Elías y Ortega, 2002)(Figura 6). En dicho lugar, el Complejo Oaxaqueño está en contacto tectónico con el Complejo Acatlán (Formación Cosoltepec) a través de una falla que se ha interpretado como de tipo transpresivo y movimiento lateral dextral (Elías y Ortega, 2002) y que se ha considerado activa durante el Pérmico Temprano con base en el fechamiento de granitoides deformados (op. cit.). El contacto entre ambos terrenos se considera cubierto por una secuencia sedimentaria, principalmente detrítica, denominada Formación Matzitzí y que ha sido considerada como pensilvánica (Silva, 1970) o pérmica inferior (Leonardiano) (Weber y Cevallos, 1994) con base en su flora fósil.

El límite entre los terrenos Mixteco y Xolapa sólo ha podido estudiarse en zonas limitadas debido a la densa vegetación existente en la zona. Una de las zonas más estudiadas es en la región de Tierra Colorada, al sur de Chilpancingo. Ahí, el contacto es una zona milonítica que se ha interpretado como una falla normal WNW-ENE y buzante al NNE (Riller et al., 1992) o bien, como fallas de deslizamiento lateral sinistral (Tolson et al., 1993) o una combinación de ambas (fallas de deslizamiento oblicuo). El movimiento a lo largo de dicha zona ha provocado un levantamiento diferencial del terreno Xolapa respecto al terreno Mixteco durante el Terciario, asociado con una tectónica extensional N-S (Morán, 1993). Se considera que la milonitización en esta zona ocurrió entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno-Eoceno (Riller et al., 1992; Ratsbacher et al., 1991; Morán et al., 1993). Han sido propuestas interpretaciones que asocian la deformación con un evento transtensivo relacionado con el desplazamiento lateral izquierdo ocurrido a lo largo del margen continental, el cual fue establecido durante la formación del Caribe (Robinson, et al., 1989; Ratschbacher et al., 1991). El tiempo de levantamiento está limitado por las edades de batolitos (33 a 27 Ma) y por el inicio de sedimentación marina sobre intrusivos erosionados durante el Mioceno Temprano (Morán et al., 1996).

Ha sido propuesto que las rocas del terreno Xolapa pertenecen a los complejos Acatlán y Oaxaqueño pero con mayor deformación y metamorfismo (Ducea et al., 2004). Esto implicaría que las zonas miloníticas, como la de Tierra Colorada, no yuxtaponen terrenos paleogeográficamente alejados sino distintos niveles estructurales dentro de la corteza.

Al poniente, los afloramientos extensos del Complejo Acatlán terminan en la falla Papalutla (Figura 6) mediante la cual la Formación Cosoltepec cabalga a las secuencias de cobertura mesozoica de la plataforma Guerrero-Morelos. Dicha plataforma se caracteriza por sedimentos marinos carbonatados de la Formación Morelos que se depositaron del Aptiano superior al Turoniano inferior (Fries, 1960; Hernández, 1999). El espesor de esta unidad llega a sobrepasar los 700 m (Cerca, 2004) y es sobreyacida por una unidad que indica una transición de sedimentación calcárea a siliciclástica (Formación Cuautla) (Hernández, 1998). Esta última unidad es sobreyacida por la Formación Mezcala que se considera formada por sedimentos marinos siliciclásticos que se depositaron durante el Turoniano hasta el Maestrichtiano inferior.

La falla Papalutla fue elegida por Sedlock et al. (1993) como límite entre los terrenos Mixteco y Guerrero, a pesar de que Campa y Coney (1983) lo habían ubicado más al poniente en el sistema de cabalgaduras de Teloloapan. De la información de pozos en la plataforma Guerrero – Morelos se ha inferido que el Complejo Acatlán continúa debajo de los sedimentos carbonatados (Vélez, 1990). Además, es más congruente que los sedimentos de plataforma se hayan depositado sobre un basamento cristalino previo, aunque quizás más delgado. Por otra parte el terreno Guerrero se caracteriza por secuencias volcánicas con delgadas intercalaciones calcáreas (subterreno Teloloapan: Talavera y Guerrero, 2000), cuyas edades coinciden con las de las calizas de plataforma. Además las rocas volcánicas tienen firmas típicas de suites orogénicos intra-oceánicos maduros de tipo calcialcalino (Gill, 1981; Talavera et al., 1995). Por lo anterior, es más lógico pensar que existe un límite en la región de Teloloapan donde dichas secuencias vulcanosedimentarias cabalgan a las rocas de la plataforma. Xenolitos en rocas volcánicas terciarias y edades heredadas en granitos terciarios, sugieren que el terreno Guerrero es subyacido (en su región más oriental) por un basamento grenvilliano (Elías y Ortega, 1997) aunque el contacto sea tectónico. Esto ha inducido a algunos investigadores a considerar que la falla de Teloloapan no corresponde a un límite entre terrenos (Lang et al., 1996; Cabral et al., 2000). Sin embargo, tomando en cuenta la coincidencia de edades y la disparidad de litologías entre ambos terrenos es evidente, en mi opinión, que se formaron en distintos ambientes paleogeográficos (no necesariamente muy distantes), y que fueron amalgamados durante el Cretácico Tardío mediante el cabalgamiento del terreno Guerrero sobre el terreno Mixteco (y su cobertura mesozoica) (p. ej. Talavera, 1993; Talavera et al., 1993; Talavera y Guerrero, 2000; y Centeno, 1993, 1994). Un cabalgamiento de bajo ángulo explicaría la presencia de un basamento cristalino debajo de las rocas volcánicas del terreno

Guerrero. La cabalgadura de Papalutla se ha interpretado recientemente como una falla generada durante el Eoceno tardío-Oligoceno debido a un movimiento rotacional de un bloque rígido formado por los terrenos Mixteco-Oaxaca-Juárez en sentido antihorario que aprovechó probablemente una zona previa con distinto espesor cortical (Cerca, 2004).

Hacia el norte, el terreno Mixteco es cubierto por las rocas volcánicas del Faja Volcánica Transmexicana. Rocas metamórficas atribuidas al Paleozoico afloran sólo mucho más al norte en la región del anticlinorio Huizachal-La Peregrina. Dichas rocas, incluidas bajo la denominación de Esquisto Granjeno (Carrillo, 1961), han arrojado edades que varían entre 257 y 330 Ma (Misisípico a Pérmico Tardío) (Ramírez, 1992). Se ha interpretado ahí que las rocas metamórficas paleozoicas cabalgan a secuencias sedimentarias paleozoicas (Ramírez, 1978), que van del Silúrico al Pérmico Inferior (Stewart et al., 1999). Rocas metamórficas cercanas de la región de El Fuerte, Sinaloa, han sido interpretadas como de edad paleozoica temprana con base en sus relaciones regionales (Mullan, 1978; Gastil y Miller, 1993) y en su contenido fosilífero (Stewart et al., 1999). En el terreno Coahuila se han hecho algunas determinaciones geocronológicas en rocas metamórficas e ígneas que varían entre 303 y 387 Ma (referencias en Stewart et al., 1999). En su mayor parte estas rocas subafloran y se conoce poco de sus características geológicas. Sin estudios más detallados sobre las edades de dichas secuencias y sus relaciones geológicas es muy difícil establecer una posible correlación con las rocas del Complejo Acatlán, pero tampoco puede descartarse una posible continuidad hacia el norte.

1.6. Antecedentes

1.6.1. Trabajos Previos

La primer descripción de la geología del área de Acatlán fue hecha por Ordóñez, 1905, quien incluyó a las rocas metamórficas bajo la denominación de "Formación de Acatlán". En 1969, Salas menciona la presencia de rocas metamórficas de grado bajo a las que agrupa bajo el término de "Esquistos Acatlán" y fueron consideradas como pre-Jurásicas. Posteriormente, Fries et al. (1965, 1966 y 1970) hicieron algunas determinaciones geocronológicas acompañadas de descripciones de las muestras estudiadas. En el primer trabajo incluyen a las rocas metamórficas bajo el término de Formación Acatlán. Rodríguez (1970), hizo un mapa geológico del área que comprende las poblaciones Acatlán y El Progreso definiendo al Grupo

Acateco que incluía a las formaciones Esperanza y Acatlán (a las cuales consideró como del Paleozoico inferior) (Figuras 3 y 4); así como a las formaciones Salado, y Tecomate (que atribuyó al Paleozoico superior). Las formaciones Salado y Acatlán de Rodríguez (1970) corresponden aproximadamente a los afloramientos actuales de lo que hoy se conoce como Formación Cosoltepec. También consideró parte de lo que actualmente es cartografiado como Granitoides Esperanza como rocas de edad Precámbrica y las correlacionó con el Complejo Oaxaqueño. Ruiz (1970) cartografió las rocas metamórficas del área de Mariscala-Amatitlán como Formación Acatlán, dentro de la que incluye una variedad de esquistos y gneises de diferentes composiciones. Dicho autor, atribuye a la misma, una edad Paleozoico Inferior, basado en los datos isotópicos de Fries et al. (1965, 1966). Asimismo, consideró que la Formación Tecomate es del Paleozoico Tardío, y que el grado de metamorfismo de ésta es mucho menor que el de la formación Acatlán. Además, encontró oscículos de crinoides en capas calcáreas, lo cual establecía con certeza la edad fanerozoica de la unidad.

Uno de los trabajos fundamentales sobre el Complejo Acatlán fue realizado por Ortega (1975), donde se define la secuencia metamórfica como Complejo Acatlán; se redefine las unidades previamente establecidas por Rodríguez (1970) y se establece que el Complejo Acatlán está formado por dos conjuntos petrotectónicos principales: a) Grupo Petlalcingo (inferior) formado por tres formaciones que de la base a la cima son: Migmatita Magdalena, Formación Chazumba y Formación Cosoltepec; y b) Grupo Acateco formado a su vez por tres unidades: Rocas Verdes Xayacatlán, Formación Tecomate y Granitoides Esperanza (Figura 4). Además, incluye dentro del complejo un intrusivo al que denomina Tronco de Totoltepec y un conjunto de diques graníticos llamado Venas Graníticas San Miguel (después Diques San Miguel). Posteriormente, Ortega (1978a), considera los grupos asignados al complejo como subgrupos, e incluye un mapa geológico que modifica sustancialmente la cartografía de la misma área de Rodríguez (1970) y ha sido la base de muchos trabajos posteriores.

A partir de entonces, se han realizado estudios petrológicos, isotópicos, así como interpretaciones tectónicas (Ortega 1978, 1981a, 1981b, 1991, 1993, Ortega y Reyes, 1997; Ortega et al., 1997, 1999) que son muy importantes para entender la configuración del Complejo Acatlán. Ortega (1981b) atribuye tentativamente a los subgrupos Acateco y Petlalcingo al Cámbrico y considera que el primero es cubierto en discordancia por la Formación Tecomate y posteriormente cabalgan al subgrupo Petlalcingo.

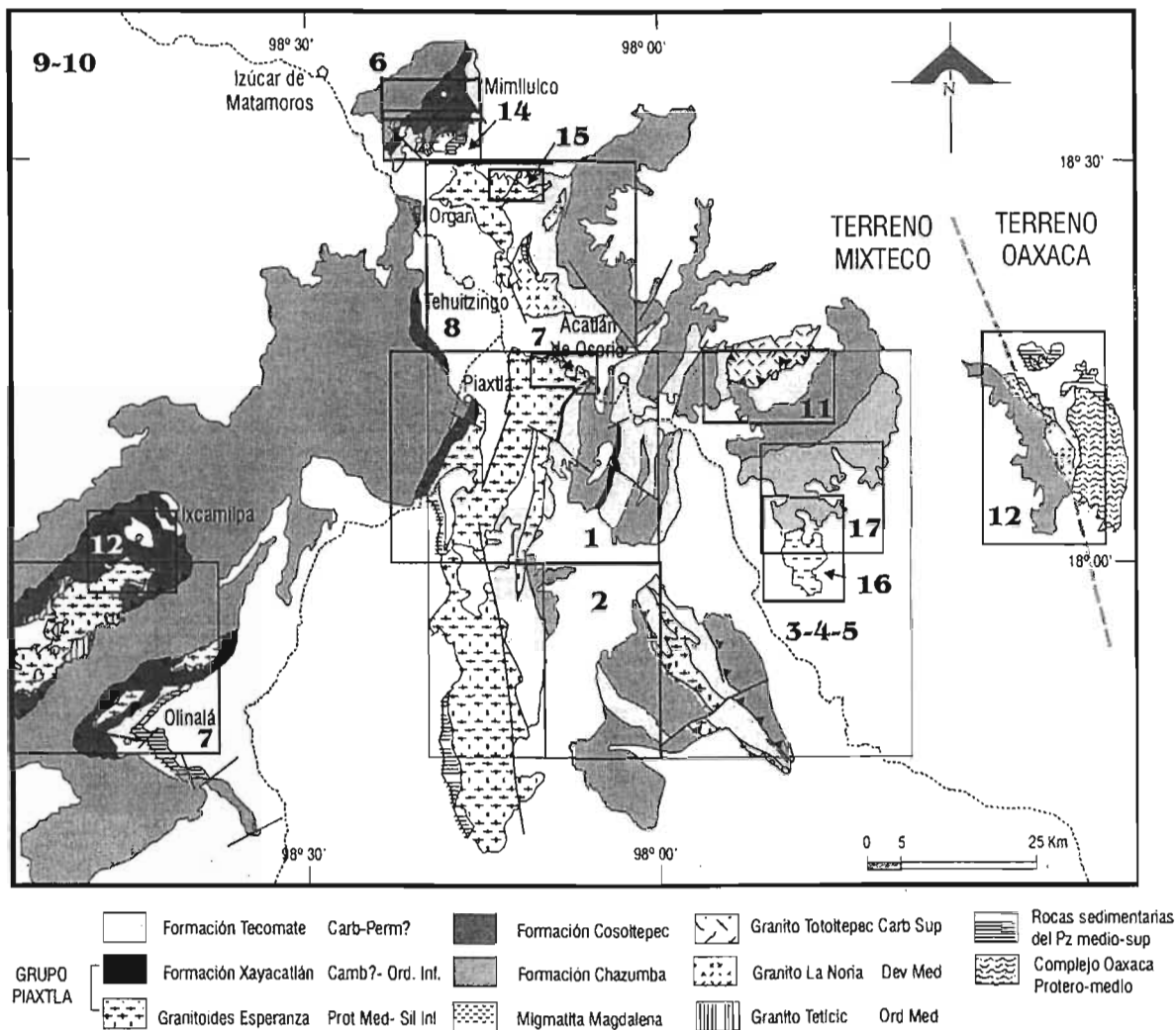


Figura 3. Mapa del Complejo Acatlán. Se muestran las regiones donde se han elaborado trabajos previos (modificado de Ramírez, 2001). 1: Rodríguez (1970); 2: Ruiz (1970); 3: Ortega (1975); 4: Ortega (1978); 5: Yañez et al. (1991); 6: Meza (1996); 7: Weber et al. (1997); 8: Farfán (1998); 9: Ortega et al. (1999); 10: Ramírez (2001); 11: Malone et al. (2001); 12: Elías y Ortega (2002); 13: De la Cruz (2002-2004); 14: Hernández y Morales (2002); 15: Bonilla (2002); 16: Figueroa (2003); 17: Salgado (2004).

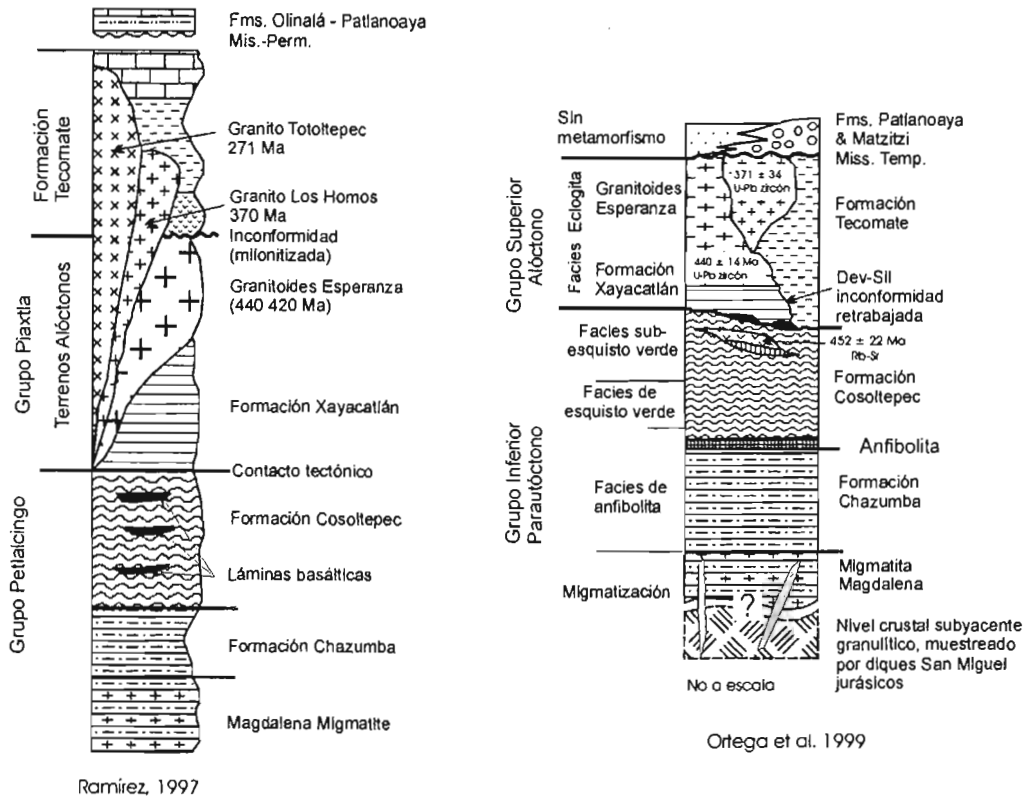
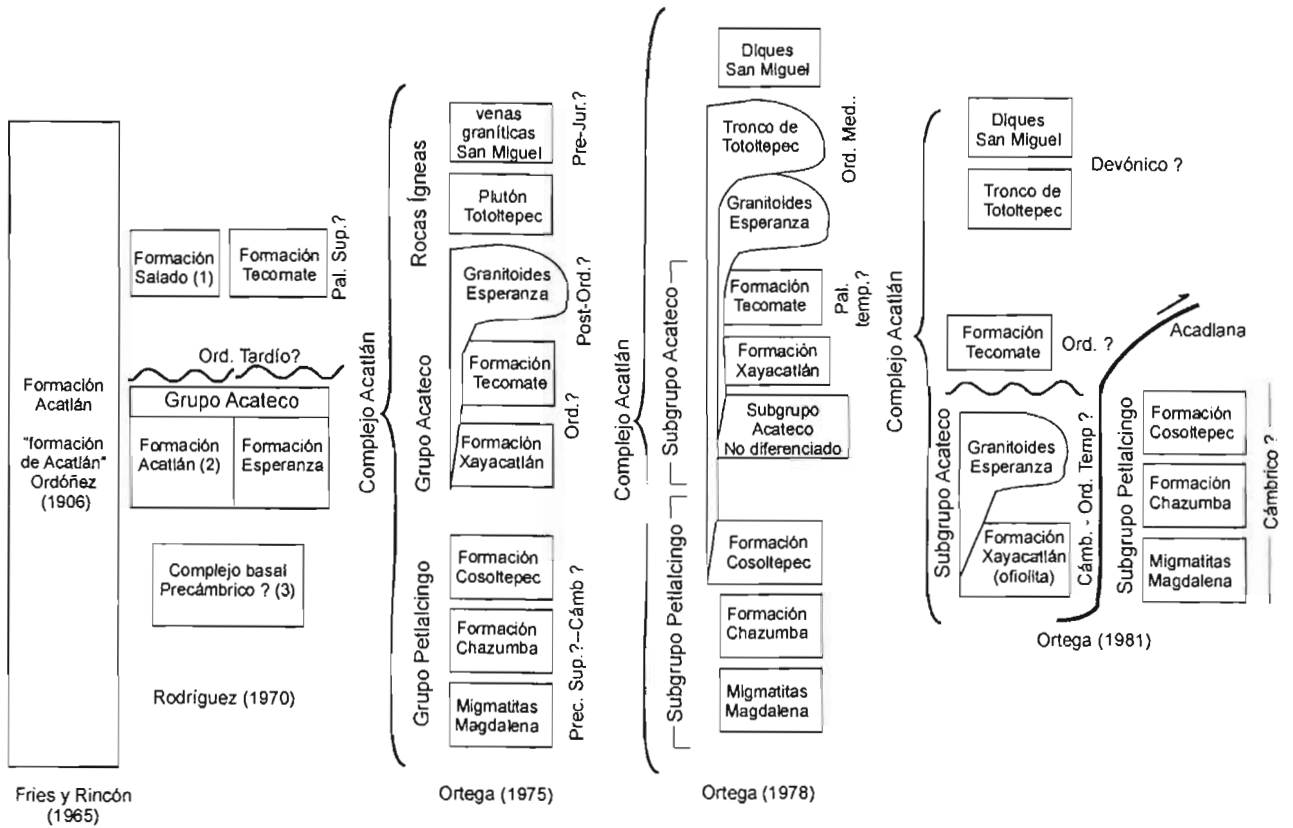


Figura 4. Columnas estratigráficas elaboradas en el Complejo Acatlán.

Otro de los estudios claves para el entendimiento del complejo es el de Yáñez et al. (1991), el cual es el primer trabajo enfocado en el fechamiento sistemático del complejo. Los autores citados definen la existencia de tres eventos tectonotérmicos. El primero, entre 410-380 Ma (Sm-Nd roca total/mineral), fue considerado como el tiempo del metamorfismo en eclogitas de la Formación Xayacatlán. El segundo, se trata de un evento intrusivo que ocurrió en 370 ± 34 Ma (U-Pb zircón) y fue asociado con la intrusión de granitoides a los que consideraron parte de los Granitoides Esperanza. El último, fue un evento de intrusión y migmatización entre 205 y 170 Ma (Rb-Sr y Sm-Nd mineral/roca total). Los autores también fecharon de nuevo el tronco de Totoltepec que arrojó una edad de 287 ± 2 Ma (U-Pb, zircón). Otros trabajos geocronológicos puntuales se han realizado por diversos autores, en algunas de las unidades del complejo, aunque en este sentido todavía persisten amplias incertidumbres.

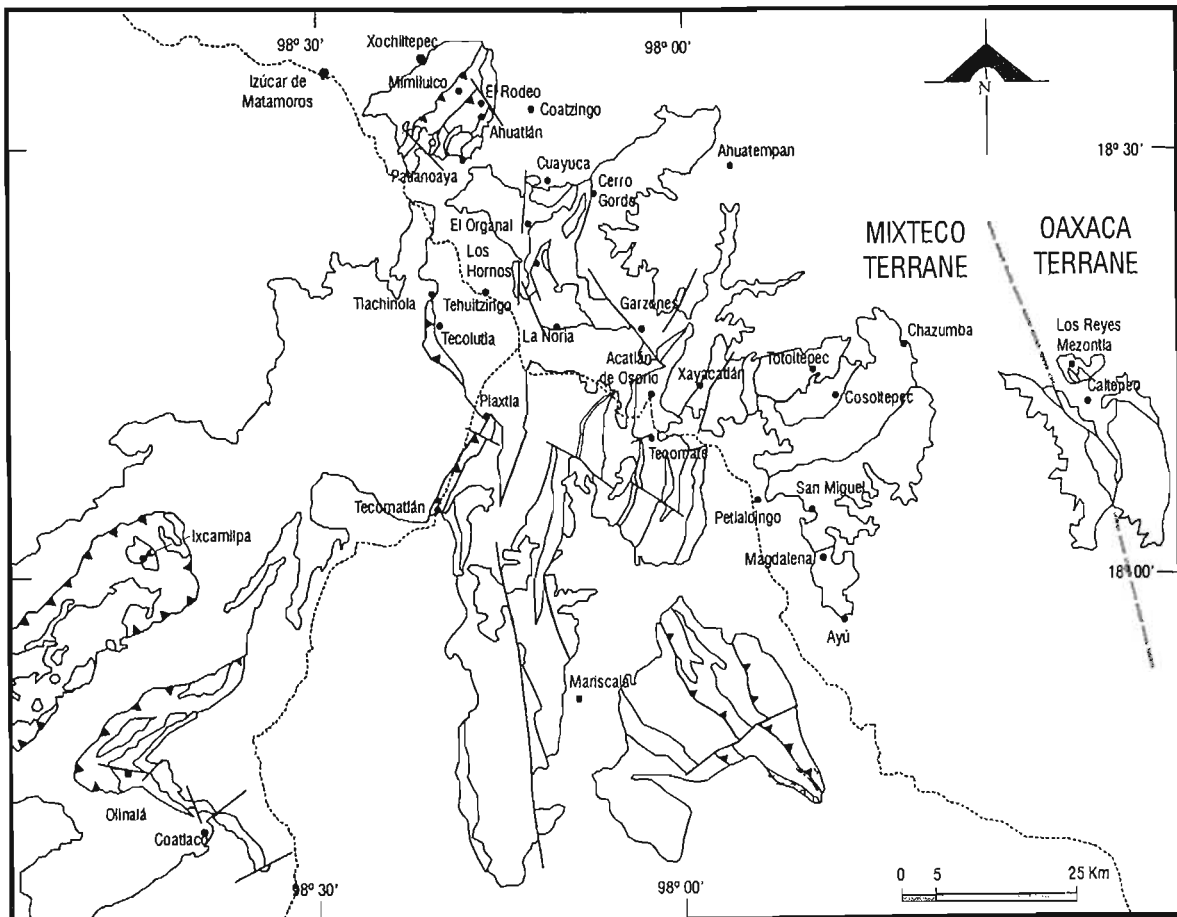


Figura 5. Mapa toponímico de la región donde aflora el Complejo Acatlán.

El granito devónico que Yáñez et al. (1991) consideraron como parte de los Granitoides Esperanza es separado de dicho conjunto, denominándolo granito La Noria (Ortega et al., 1999). Farfán (1997) había cartografiado separadamente dicho granito (con base petrológica y geoquímica) y le llamó granito Los Hornos. Ortega et al. (1999) con base en una edad de 440 Ma (U-Pb zircón) indican que existió una fase orogénica principal durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano que implicó el cabalgamiento del Grupo Piaxtla (Formación Xayacatlán y Granitoides Esperanza) sobre el Grupo Petlalcingo.

Los trabajos de Meza (1998) y Meza et al. (1996) precisaron algunos parámetros de las condiciones físicas del metamorfismo de alta presión dentro del complejo y continuó el trabajo preliminar realizado por Ortega (1975), definiendo las afinidades geoquímicas de las rocas de la Formación Xayacatlán.

El trabajo cartográfico más extenso realizado a la fecha en el complejo, fue realizado por Ramírez (2001), quien cubrió un área aproximada de 30,000 km² (Figura 3). En su trabajo incluyó el área cartografiada originalmente por Ortega (1978a) y redefinió algunas unidades. Redefine al subgrupo Acateco como Grupo Piaxtla (Formación Xayacatlán y Granitoides Esperanza) basado en sus características petrológicas y geoquímicas. Nombra como granitos Teticic a leucogranitos que cortan el contacto entre la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza; a estas rocas las consideró Pensilvánicas por correlación con las del Tronco de Totoltepec.

Trabajo de cartografía ha sido emprendido por el Consejo de Recursos Minerales en áreas donde aflora el Complejo Acatlán, teniéndose a la fecha cartografía de las cartas a escala 1:50,000, Acatlán de Osorio y Chiautla. A escala 1:250,000, las cartas Chilpancingo, Oaxaca, Cuernavaca y Puebla. Debido a las complejidades producidas por las múltiples fases de deformación y eventos metamórficos que ha experimentado el complejo, los mapas geológicos realizados no coinciden de manera precisa (p. ej. Ortega, 1978a; Ramírez, 2001; Weber et al., 1997; Sánchez et al., 1998).

Los aspectos estructurales han sido tratados de manera más bien secundaria en los trabajos de Ortega (1975, 1981 a y b). Weber et al. (1997) estudian de manera más detallada las deformaciones y eventos metamórficos principalmente de los Granitoides Esperanza, en la

región entre Nuevos Horizontes y San Bernardo. Al NE de Acatlán Malone et al. (2002) describen las deformaciones encontradas en las formaciones Cosoltepec, Tecomate y en el Tronco de Totoltepec. Estos autores reconocen tres fases de deformación: una fase D1 de cinemática desconocida a la que asocian con la orogenia Acatecana; una fase D2 que implica cabalgamientos con vergencia de norte a sur; y una fase D3 que produce plegamientos norte-sur. Las dos últimas fases las asocian a la colisión entre Laurencia y Gondwana durante el Pérmico Temprano. Elías y Ortega (2002) publican un estudio sobre el límite entre los terrenos Mixteco y Oaxaca determinando que se trata de una zona de cizalla de deslizamiento lateral dextral, activa durante el Pérmico Temprano.

Estudios paleomagnéticos han sido intentados en las rocas metamórficas e ígneas del complejo (Fang et al., 1989) y en su cobertura mesozoica (Fang et al., 1989; Böhnell, 1999). Ambos estudios sugieren una rotación horaria del terreno Mixteco de aproximadamente 30° después del Jurásico Temprano.

Además de los trabajos citados, se pueden mencionar varias tesis de licenciatura realizadas en la UNAM, la Universidad de Guerrero y la Universidad de Sonora (p. ej., Farfán, 1998; De la Cruz, 2002, 2003; Bonilla, 2002; Hernández y Morales, 2002; Figueroa, 2003; Salgado, 2004). La importancia de estos trabajos es que afinan la cartografía geológica de ciertas regiones del complejo.

1.6.2. Definición de las unidades geológicas

A continuación se incluye una definición resumida de las unidades que conforman el Complejo Acatlán con base en estudios previos.

a) Grupo Petlalcingo, conjunto parautóctono

Este grupo se ha considerado formado por tres unidades que de la base a la cima son: Migmatita Magdalena, Formación Chazumba y Formación Cosoltepec.

1) Migmatita Magdalena

Esta formación sólo aflora en la parte oriental del área entre los poblados de Ayu y Magdalena (Figura 5). Es una secuencia metasedimentaria constituida principalmente por una migmatita

estromática (*lit por lit*). En conjunto, la migmatita es de composición diorítico-tonalítica (Ortega, 1978a). Hacia la parte inferior se han encontrado bandas y lentes de orto y para-anfibolita, así como escasos horizontes de mármol (Ortega, 1978a; Figueroa, 2003). Hacia la parte superior pasa de manera gradual hacia la Formación Chazumba de la cual se distingue por el carácter migmatítico y la presencia de anfibolitas y mármoles, aunque el protolito esquistoso parece ser muy similar. La unidad es cortada por cuerpos graníticos leucocráticos ligeramente deformados, con turmalina y granate. La base está cubierta por sedimentos recientes y secuencias volcanosedimentarias del Paleógeno.

Originalmente, Ortega (1975) consideró la migmatización cercana en tiempo al de la formación del Grupo Petlalcingo, con un metamorfismo de alto grado que iba decreciendo hacia las formaciones superiores (Chazumba y Cosoltepec). Gracias a los estudios isotópicos de Yáñez et al. (1991) se reconoce que el proceso de migmatización ocurrió durante el Jurásico Temprano (204 ± 6 Ma, Sm-Nd granate-roca total) y, por lo tanto, no está relacionado con la historia metamórfica del Grupo Piaxtla. Una recopilación de las edades obtenidas en esta formación se presentan en la Tabla 1. Las edades más jóvenes de biotita-roca total (163 Ma) pueden ser el resultado de temperaturas de bloqueo más bajas para la biotita (cerca de 300 °C) (Yáñez et al., 1991). Las edades modelo sugieren un origen más antiguo para las rocas graníticas y cuarzo-feldespáticas y uno más reciente para las anfibolitas.

Tabla 1. Edades isotópicas en la Migmatita Magdalena y rocas intrusivas asociadas

Roca	Método	Mineral	Edad Ma	Referencia	Comentario
Paragneis	U-Pb	Zircón	$1,187 \pm 52$ 356 ± 140	2	Intersecciones de discordia
Migmatita	Sm-Nd	Granate-roca total	204 ± 4	1	
Migmatita Leucosoma	U-Pb	Zircón	171 ± 1	3	Concordia
Migmatita	Rb-Sr	Biotita – roca total	163 ± 2	1	
Esquisto	Rb-Sr	Muscovita	220 ± 22	2	
Esquisto	Rb-Sr	Biotita	163 ± 16	2	
Granito	Sm-Nd	Roca total	1,870 – 1,320	1	Edad modelo
Anfibolita	Sm-Nd	Roca total	760-670	1	Edad modelo

Referencias: 1: Yáñez et al., 1991; 2: Ruiz, 1979; 3: Keppie et al., 2003b.

2) Formación Chazumba

Esta unidad está compuesta por una sucesión alternante de metapsamitas y metapelitas, cuyo protolito se ha interpretado como un flysch. Un cuerpo de gabro está expuesto cerca del contacto con la Migmatita Magdalena que la subyace (Ortega, 1993). La formación está metamorfoseada en la facies de anfibolita y presenta varias fases de deformación caracterizadas por el desarrollo de foliaciones y plegamientos. En su parte superior hay algunos horizontes de cuarcitas masivas intercaladas con rocas verdes que, según Ortega (1993), pueden asignarse arbitrariamente a las formaciones Chazumba o Cosoltepec. La naturaleza del contacto primario entre ambas unidades se considera desconocido hasta la actualidad. La Formación Chazumba está constituida principalmente por esquistos ricos en biotita con intervalos pelíticos ricos en granate y raramente con estauroлита y silimanita. Ortega (1978a) consideró que en la parte inferior de la unidad todavía existían esquistos 'lit-par-lit' siendo éstos su contacto gradual con la Migmatita Magdalena. Aunque Ortega (1993) mencionó que el metamorfismo de facies anfibolita es triásico, Yáñez et al. (1991) fecharon un esquisto de la Formación Chazumba mediante el método de Sm-Nd (granate-roca total), obteniendo una edad de 429 ± 50 Ma (el amplio rango de error varía del Ordovícico Medio al Devónico Medio). Asimismo, reportan una edad de 349 ± 27 Ma determinada por el método Rb-Sr (muscovita-roca total) (el intervalo de error va del Devónico Medio al Misisípico). Recientemente se han realizado dos dataciones mediante el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar dentro de la Formación Chazumba (Keppie et al., 2003b) las cuales coinciden con las edades jurásicas obtenidas por Yáñez et al. (1991) en la Migmatita Magdalena (Tabla 2).

Tabla 2. Edades radiométricas obtenidas en la Formación Chazumba

Roca	Método	Mineral	Edad Ma	Referencia
Esquisto	Sm-Nd	Granate-roca total	429 ± 50	1
Esquisto	Rb-Sr	Muscovita-roca total	349 ± 27	1
Esquisto de muscovita	K-Ar	Muscovita	346 ± 28	2
Esquisto de muscovita	K-Ar	Muscovita	328 ± 26	2
Anfibolita	Ar-Ar	Anfíbol	224 ± 2	3
Anfibolita	Ar-Ar	Anfíbol	218 ± 11	3
	Ar-Ar	Biotita	166 ± 2	3
	Ar-Ar	Muscovita	161 ± 2	3
	Ar-Ar	Muscovita	154 ± 6	3
	Ar-Ar	Feldespato K	124 ± 2	3

Referencias: 1 = Yáñez et al., 1991; 2 = López, 1986; 3 = Keppie et al., 2003b.

3) Formación Cosoltepec

Se ha señalado que entre el 70 % y el 90 % de los afloramientos del Complejo Acatlán corresponden a esta unidad (Ortega, 1993; Ramírez, 2001). Las áreas más extensas donde esta unidad está expuesta se localizan al sur y noroeste del área de afloramientos del Complejo Acatlán (Figura 3). En las partes centrales, aflora en los núcleos de grandes anticlinales y donde los sinclinales son levantados. La base de la Formación Cosoltepec solamente está expuesta cerca de su localidad tipo, donde sobreyace a la Formación Chazumba. Se menciona que en dicha región el contacto es transicional (Salgado, 2003) y está caracterizado por intercalaciones de esquistos ricos en biotita, cuarcitas y esquistos de muscovita-biotita. En dicha región es donde la formación alcanza su mayor grado de metamorfismo (zona de granate), con micaesquistos de grano grueso que muestran claramente al menos dos eventos metamórficos-deformacionales. La Formación Cosoltepec es cabalgada por el Grupo Piaxtla (Ortega, 1978a; Ramírez, 2001). También se ha considerado que es cubierta en discordancia (?) por la Formación Tecomate (Ortega, 1978; Ramírez, 2001). Se observa en la cartografía que al sur de Huajuapán de León, la Formación Cosoltepec cabalga hacia el poniente a la Formación Tecomate (Ramírez, 2001).

Consiste de una secuencia monótona pseudoestratificada de filitas cuarzosas y cuarcitas, afectada por varias fases de plegamiento. Su base está caracterizada por la presencia de capas de anfíbolita las cuales se consideran el límite con la unidad inferior (Ortega, 1975). Las rocas de la parte basal son rocas verdes y cuarcitas con intervalos pelíticos, en la parte media predominan esquistos psamíticos y pelíticos con algunas capas de esquisto calcáreo, esquisto de talco, roca verde, metapedernal y rocas manganesíferas laminadas. La parte superior consta de metapelitas (filitas) y metapsamitas (filitas cuarzosas y cuarcita) con intervalos locales de roca verde y delgadas capas calcáreas (Ortega, 1978a). Dentro de la secuencia localmente se encuentran cuerpos tabulares de rocas verdes de hasta cientos de metros de espesor, algunos con litología y estructuras de complejos ofiolíticos, con complejos de diques y lavas almohadilladas (Ortega, 1993). Una edad de 452 ± 22 Ma (Rb-Sr, roca total, edad mínima; Armstrong en Ortega et al. 1999) fue determinada en uno de estos fragmentos. Los sedimentos son interpretados como tipo flysch debido a la alternancia de metapsamitas y metapelitas con presencia ocasional de bloques exóticos de cuarcita masiva (Olinalá, Gro), serpentinita (Coatlaco, Gro.) y rocas manganesíferas (Acatlán, Pue.). Estos bloques se considera que se

encuentran aplanados por la deformación (Ortega, 1993). Campa y López (2000) reportan una edad de 288 ± 13 Ma obtenida en una lava almohadillada cubierta por radiolaritas y cuarcitas que se menciona asociada a depósitos de terrígenos (tipo flysch) quizás Cosoltepec; dicha edad fue obtenida en la región de Nuevo Paraíso, La Montaña, Guerrero.

Ramírez (2001) reporta análisis geoquímicos de seis muestras de rocas volcánicas obtenidas de las láminas tectónicas dentro de la Formación Cosoltepec. Corresponden principalmente a basaltos alcalinos y subalcalinos de dos suites volcánicas distintas: a) basaltos alcalinos ricos en Ti (concentraciones mayores a 2.4 %) y b) basaltos toleíticos pobres en Ti (concentraciones menores a 1.5 %).

Salgado (2004) realizó estudios termobarométricos en la Formación Cosoltepec en el área tipo (pueblo de Cosoltepec) obteniendo temperaturas de 502 °C a 504 °C. Los contenidos de espesartina del granate son $X_{\text{ps}}^{\text{Gr}} = 0.13$. Mediante el geobarómetro de Massonne y Schreyer (1987) se determinaron presiones mínimas entre 2.8 a 4.1 kbar, a partir de fengitas de una muestra cercana; dichas presiones corresponden a profundidades aproximadas entre 9 y 14 km.

b) Grupo Piaxtla, conjunto alóctono

1) Formación Xayacatlán

En el área de Piaxtla-Tecomatlán ha sido mapeada como una secuencia formada por intercalaciones de esquistos micáceos, gneises y anfibolitas porfidoblásticas (Ortega, 1978a). Serpentinitas y rocas ultramáficas ocurren intercaladas en micaesquistos en un área pequeña en la región de Piaxtla y aisladas en un bloque compacto en la región de Tlachinola. Texturas de grano grueso y la presencia común de granate sugieren un estado metamórfico original de alto grado. Sin embargo, una intensa retrogresión ha producido una asociación predominante de clorita, albita y epidota, a partir de granates, piroxenos y anfíboles, que formaban la roca metamórfica anterior. En algunos raros lugares las rocas originales de alto grado han sido preservadas, las cuales presentan asociaciones típicas de la facies de eclogita (Ortega, 1974). Anfibolitas y esquistos verdes forman la mayor parte de la unidad y se considera que provienen de la retrogresión de las eclogitas en las que el piroxeno ha sido completamente reemplazado por minerales de menor temperatura. El producto final es una serie completa de rocas verdes

que van de esquistos de albita-clorita a rocas eclogíticas con la asociación granate-onfacita-rutilo-barroisita ± fengita ± cuarzo ± zoisita. Los productos más comunes de la retrogresión de las eclogitas fueron anfibolitas con granate, en estudios petrográficos presentan estructuras simplectíticas desarrolladas por el rompimiento de la onfacita (total) y del granate (coronas).

Las rocas ultramáficas consisten principalmente de serpentinitas, los cuerpos más grandes presentan una laminación fina y regular, con una textura granular relictiva que sugiere su derivación a partir de peridotitas laminadas (Ortega, 1993). En la región de Tehuiztzingo se reportan espilitas en forma de diques, metagabros como mantos aislados o diques tabulares, esquistos de serpentina que forman la mayor parte del cuerpo ultrabásico, serpentinita masiva en forma de cuerpos tabulares, esquistos de clorita y esquistos de talco (Carballido y Delgado, 1989). Se considera que el cuerpo serpentínico cabalga a rocas atribuidas a la Formación Cosoltepec (Ortega, 1993) o a la Formación Tecomate (Carballido y Delgado, 1989), los últimos autores interpretan de manera preliminar, un emplazamiento tipo diapírico para este cuerpo serpentínico.

Tabla 3. Edades Isotópicas de la Formación Xayacatlán					
Roca	Método	Mineral	Edad Ma	Referencia	Comentario
Esquisto	Sm-Nd	Granate-roca total	416 ± 12	Edad del metamorfismo Yañez et al. (1991)	Isócrona de 3 muestras
Eclogita	Sm-Nd	Granate-roca total	388 ± 44	Edad del metamorfismo Yañez et al. (1991)	Isócrona de 5 muestras
	Rb-Sr	Roca total	386 ± 6	R. Armstrong en Yañez et al. (1991)	Isócrona de 5 puntos.
Eclogita	Rb-Sr	Musc-roca tot	332 ± 4	Segundo evento o edad de bloqueo de la muscovita Yañez et al. (1991)	Isócrona 2 puntos
Esquisto	Rb-Sr	Musc-roca tot	318 ± 4	Segundo evento o edad de bloqueo de la muscovita Yañez et al. (1991)	Isócrona 2 puntos
Esquisto	Sm-Nd	Roca total	1.5 - 1.46 Ga	Yañez et al. (1991)	Edad modelo
Eclogita	Sm-Nd	Roca total	1.08-0.7 Ga	Yañez et al. (1991)	Edad modelo

Las edades isotópicas obtenidas en la Formación Xayacatlán se consideran edades de metamorfismo o reequilibrio y varían del Silúrico Tardío al Pensilvánico (Tabla 3). Las edades más antiguas (del Silúrico y del Devónico Temprano) se han considerado como producidas durante un evento metamórfico de presión alta que afectó a la secuencia (Yañez et al., 1991),

mientras que las edades más jóvenes se considera que son intermedias entre dicho evento de alta presión y un evento térmico carbonífero (Yáñez et al., 1991). Se han obtenido dos edades modelo distintas: 1.5-1.4 Ga y 1.08-0.7 Ga (Yáñez et al., 1991).

Meza (1998) realizó estudios geoquímicos de rocas de la Formación Xayacatlán provenientes de las localidades de Piaxtla-Tecomatlán e Izúcar de Matamoros. La autora concluye que los protolitos de las rocas eclogíticas de Piaxtla pueden corresponder a una corteza oceánica más evolucionada (tipo OIB), mientras que las metabasitas y metasedimentos de la región de Izúcar de Matamoros pueden corresponder a arcos maduros de afinidad oceánica. La similitud en las distribuciones de tierras raras de estas rocas y de rocas actuales, hizo concluir a la autora que existió poca remoción de elementos durante el metamorfismo de facies de eclogita que sufrieron estas rocas.

Rocas Verdes Inopilco

Esta unidad sólo ha sido descrita brevemente por Ortega (1993) en el área de Piaxtla-Tecomatlán. Consiste en una banda de 100 a 200 m de espesor de rocas verdes y metapedernal y metasedimentos pelíticos, que se ubican entre las rocas eclogíticas sobreycientes de la Formación Xayacatlán y la Formación Cosoltepec en la parte inferior. La razón para considerar esas rocas como una unidad independiente, emplazada tectónicamente, fue su grado metamórfico, el cual es sustancialmente más alto (zona de granate) que el de la Formación Cosoltepec (zona de clorita), pero más bajo tanto en presión como en temperatura al de las rocas eclogíticas (Ortega, 1993). En trabajos posteriores (por ejemplo, Ortega et al. 1999), esta unidad no se considera en el mapa regional, sino que se cartografía como parte de la Formación Xayacatlán.

Uno de los primeros estudios termobarométricos en la Formación Xayacatlán, y de hecho en el Complejo Acatlán, fueron realizados por Ortega y Reyes (1997) en las eclogitas de la región de Piaxtla. Los escasos datos generados fueron completados por Meza et al. (2003) quienes también estudiaron la región de Mimilulco. La región de Ixcamilpa fue estudiada en primera instancia por De la Cruz (2002). En la Tabla 4 se resumen los datos previos de termobarometría.

Geot	Granate-Clinopiroxeno			Granate - Fengita		Clorita	Ref
	1	2	3	4	5		
Calibración	542 ± 16	496 ± 41	532±15				1
	625±18	518 ± 42	588±16				1
	561±41	485 ± 41	541±15	434±41			1
	574±16	460 ± 39	535±15	571±49			1
Eclogita	577±17	559 ± 45	542±15	535±47			1
	578±16	584 ± 46	578±16	488±44			1
	574±16	544 ± 46	539±15	483±44			1
	578±16	520 ± 43	518±14	600±51			1
	600±17	-	578±16				1
Eclogita		434±48					2
Micaesquistos				463-489	498-513		2
Esquistos azul						315-350	3

1) Meza et al. 2003; 2) Ortega y Reyes (1997); 3) De la Cruz (2002).

2) Granitoides Esperanza

Rodríguez (1970) nombró como Formación Esperanza a una secuencia de esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos de supuesto origen volcánico, que consideró como la unidad basal del Complejo Acatlán encima del Complejo Oaxaqueño. Ortega (1978a) propone el nombre de Granitoides Esperanza para una unidad equivalente a la propuesta originalmente, pero de distinto protolito y diferente posición estructural, estableciendo que se ubica generalmente sobre la Formación Xayacatlán. Por otra parte, Ramírez (2001) considera que los Granitoides Esperanza comprenden todos los cuerpos intrusivos, altamente deformados y metamorfoseados en la facies de eclogita, cercanamente asociados e intrusionando a la Formación Xayacatlán.

Ortega (1978) menciona que el contacto con la Formación Xayacatlán es intrusivo (entre los poblados de Piaxtla y Tecomatlán) aunque muy tectonizado, y sugiere que ésta es la relación más común entre las rocas de estas unidades. Aunque el contacto entre los Granitoides Esperanza y la Formación Tecomate se consideró posiblemente intrusivo (Ortega, 1978a), posteriormente se interpretó que dicho contacto es una discordancia angular, formada por el depósito de la Formación Tecomate sobre los Granitoides Esperanza, y las Formaciones Xayacatlán y Cosoltepec (Ortega, 1978a; Ortega et al. 1993; Ramírez, 2001). Se aduce que clastos en metaconglomerados de la Formación Tecomate pueden provenir de los Granitoides Esperanza (Ortega, 1978a).

Se ha considerado que los contactos entre los Granitoides Esperanza y la Formación Cosoltepec son siempre tectónicos (Ortega, 1978a; 1981b). Ortega (1993) señala que los Granitoides Esperanza son una unidad tabular, relativamente delgada y con una "posición muy constante" entre la Formación Xayacatlán en la parte inferior y las granulitas tectonizadas del Complejo Oaxaqueño en la parte superior. Posteriormente se ha determinado que estos granitoides deformados, atrapados entre el Complejo Oaxaca y el Complejo Acatlán, son de edad Pérmica (Elías y Ortega, 2002), por lo que no pertenecen a los Granitoides Esperanza.

Según la definición original, los Granitoides Esperanza están constituidos por una secuencia de rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas, afectadas por un metamorfismo dinamotérmico, con relaciones complejas entre sí y contactos generalmente abruptos con rocas verdes y esquistos filoníticos (Ortega, 1978a). A escala de afloramiento los Granitoides Esperanza son una suite compleja de rocas foliadas y bandeadas consistentes de augengneis, augenesquisto, gneis micáceo, granito gnéisico, rocas verdes y cuerpos estratiformes de rocas afaníticas. La mayor parte de éstas últimas están finamente bandeadas y son consideradas ultramiloníticas (Ortega, 1978a). Weber et al. (1997) incluyen paragneises y micaesquistos dentro de los Granitoides Esperanza y mencionan que en este complejo metagranítico existe toda una gama de rocas con metamorfismo dinámico desde las protomilonitas y milonitas (augen), hasta filonitas y blastomilonitas. En ciertos afloramientos predominan estructuras migmatíticas. La composición de los protolitos va desde tonalítica hasta granítica (Ortega, 1981b).

Farfán (1998) estableció que los Granitoides Esperanza están constituidos por conjuntos litológicos distintos, con diferencias mineralógicas, composicionales y deformacionales importantes. En la región de Tehuizingo, Farfán (1998) reconoce cuatro facies:

- i. Facies Esperanza compuesta por las rocas que coinciden con la descripción típica de los Granitoides Esperanza, es decir, por augenesquistos, microaugenesquistos, esquistos micáceos y rocas milonitizadas de protolitos graníticos y que contienen la paragénesis, o parte de ella, descrita por Ortega (1978a) como diagnóstica de la unidad.
- ii. Facies Hornos de Zaragoza compuesta por rocas graníticas porfídicas cuya deformación varía desde casi nula hasta un alto grado de milonitización. Se menciona que los fenocristales de esta facies son de color rojo-naranja lo que los distingue de los porfidoclastos de la facies Esperanza de color rosa. Cabe aclarar que la datación

devónica obtenida por Yañez et al. (1991) se realizó en esta facies en la roca menos deformada.

- iii. Facies Santa Cruz Organal compuesta por rocas metamorfoseadas cuyo protolito se interpreta como rocas plutónicas de composición intermedia a básica. Se caracteriza por su color oscuro, la presencia abundante de granate rosa y biotita. Esta facies no pudo ser cartografiada debido a lo limitado de sus afloramientos.
- iv. Granitos Progreso formados por rocas de coloración amarilla con fábricas esquistosas, con esquistos microaugen ocasionales, su litología incluye granitos cataclásticos, granitos miloníticos y filonitas con muscovita y clorita. Según Farfán (1998) se distingue de la facies Esperanza por su relación claramente intrusiva (en ciertas localidades) dentro de las formaciones Tecomate (llamada Acateco por el autor citado) y Cosoltepec.
- v. En la región de Olinalá se han descrito además:
- vi. Facies Teticic, compuesta por rocas graníticas con una variación en la deformación desde casi inexistente hasta rocas altamente foliadas, estas rocas son ricas en mica blanca. Esta facies se caracteriza por su color blanco, texturas micrograníticas o aplíticas y su morfología sobresaliente. Estas rocas muestran relaciones intrusivas dentro de las formaciones Xayacatlán y otras facies de los Granitoides Esperanza. Esta facies ha sido datada en 478 Ma (Campa et al., 2002).
- vii. Facies Tecolapa, compuesta por rocas metamorfoseadas cuyo protolito corresponde a rocas plutónicas de composición variable, desde ácidas hasta básicas. Se caracteriza por su coloración verde debida a la abundancia de clorita y/o anfíbol. Esta facies no pudo ser cartografiada por Farfán (1998) debido a lo restringido de sus afloramientos.

Las edades reportadas en los Granitoides Esperanza se muestran en la Tabla 5, en ella se puede apreciar que hay edades grenvillianas, del Ordovícico Medio, Silúrico Inferior y hasta Devónico Medio. Esta última edad corresponde al Granito La Noria que actualmente ya no se considera parte de este conjunto litológico.

Farfán (1998) realizó estudios geoquímicos en algunas facies de los Granitoides Esperanza. Determinó que las facies Esperanza, Hornos de Zaragoza, Progreso y Teticic se tratan de granitos 'sensu strictu' y que caen en el rango de los granitos peraluminosos. Una muestra de los granitos Teticic corresponde a la composición de una trondhjemita. La facies Tecolapa

tiene composiciones que van de granodiorita a gabro. Además Farfán (1998) pudo establecer que la facies Esperanza cae dentro de los granitos de arco volcánico mientras que las rocas de la Facies Hornos de Zaragoza (Granito La Noria) se ubica dentro del campo de granitos intraplaca. En los diagramas de Harris et al. (1986) ambas facies mencionadas caen dentro del campo común de granitos de ambientes tectónicos colisionales y de arcos volcánicos, lo mismo sucede con las muestras de la facies Teticic. La única muestra de los granitos Progreso analizada cae en el campo de los granitos intraplaca y post-colisionales.

Tabla 5. Edades isotópicas en los Granitoides Esperanza

Roca	Método	Mineral	Edad Ma	Ref	Comentario
Augenesquisto	U-Pb	Zircón	1163 ± 30	9	Sinclinorio de Olinalá
Gneis con muscovita	Pbα	Zircón	830 ± 90	2	Carr. 190 km. 262.
Augenesquisto	Pbα	Zircón	510 ± 60	2	Carr. 190 km. 262
Augenesquisto	Rb-Sr	Roca total (16 muestras)	480 ± 101	5	Km 262 y área de Piaxtla. Intercepta.
Leucogranito	U-Pb	Zircón	478 ± 5.2	9	Inmediaciones de Teticic, Xixila y Tecosajca.
Granito blastomilonítico	U-Pb	Zircón	471 ± 6	10	Localidad tipo, concordante.
Augenesquisto	Rb-Sr	FK	448 ± 175	1	Carr. 190 Km 262
Granitoide	U-Pb	Zircón y monazita	440 ± 14 1161 ± 30	8	Km 262 Concordia.
Augenesquisto	Rb-Sr	Roca total (5 muestras)	428 ± 24	3	Km 262 Isócrona.
	U-Pb	Zircón	425 ± 13 1140 ± 69	7	(?)
Augenesquisto	Rb-Sr	Roca total (6 muestras)	420 ± 120	4	Km 262 Isócrona.
Granitoide	U-Pb	Monazita	418 ± 18	8	Concordia
	Sm-Nd	Granate/roca total	411 ± 123	6	Km 262 (?).
Granitoide	U-Pb	Zircón	371 ± 34 1116 ± 44	6	Intersecciones de discordia Granito La Noria.
	Rb-Sr	Muscovita	330 ± 5	6	Km 262 (?)

Referencias: 1= Fries y Rincón, 1965; 2= Fries et al., 1970; 3= Halpern et al., 1974; 4= Halpern y Guerrero en Ruiz, 1979; 5= Ruiz, 1979; 6= Yáñez et al., 1991; 7= Robinson, 1991; 8 = Ortega et al., 1999; 9=Campa et al., 2002; Sánchez et al. 2004.

Ortega (1993) consideró la asociación mineralógica de los gneises: albita + epidota + biotita + granate + fengita + rutilo, como formada en condiciones de alta presión/baja temperatura, y que probablemente reflejan las mismas condiciones (facies) de las rocas eclogíticas de la Formación Xayacatlán con que se asocia. El mismo autor señala que la ausencia aparente de la asociación Jd + Qtz en los granitoides implica una deficiencia en presión con respecto a otras secuencias eclogíticas como las de Sesia Lanzo (Alpes italianos).

Formación Tecomate

Rodríguez (1970) nombró como Formación Tecomate a una secuencia de sedimentos marinos, 'casi sin metamorfismo', formada por limos, grauvacas, conglomerados deformados, areniscas cuarzosas y calizas laminadas. Ruiz (1970) incluye en este término rocas sedimentarias y volcánicas, fuertemente plegadas y con un grado muy bajo de metamorfismo. Según el autor, están formadas principalmente por pizarras grises, con lentes de rocas carbonatadas donde se observan oscículos de crinoides. Ortega (1975, 1978a, 1981a) consideró esta formación como parte del subgrupo Acateco y como tal, alóctona sobre las unidades del Subgrupo Petlalcingo. Posteriormente (Ortega 1979, 1981b) la considera como la unidad estructuralmente superior y depositada en forma discordante sobre la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza. Esta última interpretación continúa predominando a la fecha (Ortega et al. 1999). La litología está constituida principalmente por psamitas y semipelitas finamente bandeadas, de origen parcialmente tobáceo, en menor cantidad se mencionan filitas carbonosas y cloríticas (Ortega 1978a). Dos litologías se consideran típicas de la formación: metacalizas y metaconglomerados. El horizonte conglomerático tiene un espesor variable desde pocos metros hasta un máximo cercano a los 100 m. Sus clastos están formados principalmente por rocas graníticas aunque en ciertas localidades predominan rocas volcánicas félsicas e intraclastos de caliza y pizarra. Las psamitas se pueden clasificar como metarcosas y metagrauvacas, en su mayor parte cuarzo-feldespáticas. Se menciona la presencia de algunos cuerpos de riolita e ignimbritas, dispuestos paralelamente a las capas y con el mismo grado de deformación.

Desde los primeros mapas geológicos realizados en la región de Acatlán existió una dificultad en diferenciar entre las metabasitas de la Formación Xayacatlán y las rocas metamórficas de la Formación Tecomate, de tal manera que Rodríguez (1970) cartografió como Grupo Acateco secuencias que no pudo separar. Esta dificultad continuó con Ortega (1978a) quién las cartografió como Subgrupo Acateco indiferenciado. Los problemas persisten al parecer hasta el presente pues no hay concordancia entre los mapas realizados (por ejemplo: Rodríguez, 1970; Ortega, 1978a; Yañez et al. 1991; Ortega, et al. 1999; Ramírez, 2001) sobre todo en lo que respecta a la distribución de las Formaciones Xayacatlán y Tecomate, aunque también se cartografiaron vastas áreas como Formación Cosoltepec y luego como Xayacatlán (por ejemplo: Ortega, 1978; Ortega et al. 1999), en los artículos no se hace referencia específica

que aclaren estos cambios cartográficos. Hernández y Morales (2002) y Bonilla (2002) cartografían en las regiones de Mimilulco y Coayuca respectivamente, una secuencia a la que correlacionan con la Formación Tecomate nombrándola formación Ahuatlán.

La edad de la Formación Tecomate fue interpretada como Paleozoico Tardío (Misisípico-Pensilvánico) por Rodríguez (1970) y Ruiz (1970), con base en la presencia de fósiles (ninguno índice), su posición al parecer discordante (no definida con precisión) y su carácter de metamorfismo de grado bajo (generalmente facies de clorita). Ortega (1978), mencionó la presencia de cistoides que indicarían una edad premissípica y postcámbrica. Ortega (1981b) menciona que la Formación Tecomate por su deformación y metamorfismo polifacético debió formar parte del ciclo tectónico del resto de las unidades del Complejo Acatlán, y con base en la presencia de cistoides, considera que el rango en que pudo depositarse va del Cámbrico al Devónico. Weber et al. (1997), realizaron una datación K-Ar en sericita de una caliza impura de esta formación, obteniendo una edad de 288 ± 14 Ma, no se define la ubicación de la muestra analizada. En el desarrollo de este trabajo colecté muestras de las calizas con crinoides de la Formación Tecomate en el área tipo (este del poblado de Tecomate). Dichas muestras contienen conodontos del Kunguriano (Leonardiano más tardío) al Wordiano (Guadalupiano temprano) (C. Sandberg, comun. escrita). Los datos de estas muestras fueron publicados por Keppie et al. (2004b). Tomando en cuenta esta determinación paleontológica esta parte de la Formación Tecomate puede ser atribuida al Pérmico medio. También se han reportado edades de zircones detríticos formando picos en el Cámbrico-Ordovícico (460 y 500 Ma), una población Neoproterozoica (729 y 829 Ma) y una población mayor Mesoproterozoica (~ 940 Ma) (Sánchez et al., 2004).

Formación Otate

Hernández y Morales (2002) han denominado Formación Otate a una secuencia compuesta principalmente por rocas sedimentarias argilíticas con un metamorfismo de bajo grado. Los autores consideran que esta unidad cubre en discordancia a las Formaciones Xayacatlán y a la formación Ahuatlán y está en contacto por falla normal con la Formación Cosoltepec. Es intrusionada por el granito Palo Liso y es cubierta en discordancia por la Formación Patlanoaya. La base de la secuencia está formada por intercalaciones de limolitas, lutitas y pizarras con lentes de pedernal. En la parte media existen más intercalaciones de areniscas, litarenitas, conglomerados y areniscas conglomeráticas. Se menciona también que existen

intercalaciones de rocas volcánicas básicas y rocas piroclásticas félsicas (Hernández y Morales, 2002; Keppie et al. 2003b), estas rocas son visibles cerca del contacto oriental entre la unidad y el granito Palo Liso. Las rocas de la unidad son cortadas por vetas de cuarzo y de calcita, así como por diques que atraviesan o siguen la estratificación de la secuencia. Estos diques y vetas se consideran asociados a la intrusión del Granito Palo Liso.

En argilitas situadas debajo de un conglomerado rojo perteneciente a la Formación Patlanoaya se ha reportado la presencia de microfósiles como *Petschoria*, *Kettneraammina*, *Kamaena* y *Tolypammina* de edad Fameniano (Devónico Tardío) (el Fameniano va de 359 a 374 Ma) (Vachard y Flores de Dios, 2002). Los autores de las determinaciones consideran esta secuencia como perteneciente a la base de la Formación Patlanoaya y cartografían las rocas ubicadas más hacia el oeste, que son intrusionadas por el granito Palo Liso, como pertenecientes al Complejo Acatlán. Este problema cartográfico no se ha dilucidado todavía.

Formación Patlanoaya

Una de las secciones más completas del Paleozoico sedimentario de la región estudiada aflora en las inmediaciones del poblado de San Salvador Patlanoaya. Sus rocas, fósiles y biofacies descritas en detalle por Brunner (1987), Villaseñor et al. (1987) y Vachard et al. (2000). El espesor medido alcanza 925 m (Brunner, 1987). La base de la secuencia es considerada por Vachard y Flores de Dios (2002) como constituida por limolitas y areniscas que subyacen a un conglomerado polimíctico con guijarros provenientes del Complejo Acatlán, cuarzo y cristales de feldespato potásico de hasta 3 cm. Hernández y Morales (2002) consideran esta parte de la secuencia como perteneciente a la formación Otate. Sobre el conglomerado se encuentran areniscas ricas en cuarzo que pasan a areniscas finas a medias con horizontes argilíticos. Posteriormente ocurren argilitas verdes con intercalaciones de radiolaritas grises. Encima se encuentran calizas intercaladas con areniscas, algunas con influencia volcánica-carbonatada. Una descripción más detallada puede apreciarse en Brunner (1987) y en Vachard et al. (2000). Hay fósiles presentes casi desde la base y van del Tournasiano (Misisípico Inferior) hasta el Leonardiano superior (Pérmico Inferior), es decir un rango de edad desde 340 a 275 Ma aproximadamente. Sin embargo este rango corresponde a los primeros 512 m de la parte inferior de la unidad, puesto que en la parte restante no se han encontrado fósiles índices.

Formación Olinalá

En la parte sur-poniente de la región donde ha sido cartografiado el Complejo Acatlán se ha descrito una unidad sedimentaria denominada Formación Olinalá que sobreyace discordantemente a formaciones metamorfoseadas del Complejo Acatlán (Corona, 1981; Corona et al., 1993). Se interpreta que esta formación se originó en un ambiente marino y litoral. El espesor de la formación varía dependiendo del nivel en que la erosión la afectó, llegando a medirse un espesor de 635 m (Corona, 1981). Se trata de una secuencia detrítica-carbonatada fosilífera. Esta formación se considera como del Pérmico con base en los amonites *Stacheoceras* y *Agathiceras* (Corona 1981; Corona et al., 1993). La Formación Olinalá es sobreyacida por tobas e ignimbritas de composición félsica a intermedia. A estas rocas se les incluye bajo la denominación de Ignimbrita Las Lluvias y se le ha atribuido una edad triásica por su posición estratigráfica (Corona 1981; Corona et al. 1993).

Formación Cuxtepeque

Esta unidad ha sido descrita en la región central del área expuesta del Complejo Acatlán y consiste en afloramientos de rocas asignadas al Pérmico que cubren en discordancia angular a las rocas metamórficas del complejo. La Formación Cuxtepeque es una sucesión de rocas sedimentarias marinas que aflora en una franja con dirección norte-sur en el Cerro El Cuxtepeque cerca del poblado de Peña Colorada (Puebla) y que sobreyace en discordancia o mediante falla a rocas del Complejo Acatlán (Enciso, 1988). El espesor máximo determinado es de aproximadamente 400 m. En la base está constituida por un conglomerado, la parte media está formada por interestratificaciones de lutita y lutita arenosa con dos horizontes de caliza crinoideal y caliza oolítica. Estas calizas contienen los fusulínidos *Schwagerina* cf. *gruoperaensis* Thompson y Miller y *Parafusulina* cf. *P. durhami* Thomsosn y Miller. Con base en estas determinaciones se considera que las rocas de la Formación Cuxtepeque pertenecen al Leonardiano Medio-Tardío (Enciso, 1988). Las relaciones litoestratigráficas no pudieron ser clarificadas por el autor que las reporta (Enciso, op. cit.), la secuencia sedimentaria aflora como una banda con estratos verticales y orientados norte-sur, en medio de rocas metamórficas del Complejo Acatlán.

Formación Matzitzi

Esta unidad está formada por intercalaciones de conglomerados, lutitas, y areniscas con una abundante flora fósil. Los conglomerados tienen clastos de esquistos, gneises y rocas ígneas (Calderón, 1956; Silva, 1970). Se estimó un espesor aproximado de 600 pero se halla muy plegada y erosionada. Descansa en discordancia sobre el complejo metamórfico al sur de Caltepec y al NE de Los Reyes Mezontla (Calderón, 1956; Elías y Ortega, 2002). A su vez, es cubierta en discordancia por rocas asignadas al Cretácico Inferior. Esta formación fue considerada de manera muy dudosa como del Jurásico (Calderón, 1956) posteriormente fue atribuida al Pensilvánico por Silva (1970) con base en el estudio comparativo de los conjuntos de plantas fósiles de la unidad. Por otra parte, Weber y Cevallos (1994) deciden colocar la Formación Matzitzi en el Leonardiano, después del descubrimiento de la planta fósil gigantopteridalean *Lonesomia mexicana*. Silva y Mendoza (2000) reportan fósiles de plantas (*Calamites* y *Sphenopyllum* sp) e indican una edad Leonardiano para dichas plantas. A partir de los mapas geológicos y las localidades reportadas puede deducirse que esta unidad cubre en discordancia tanto al Complejo Oaxaqueño como al Complejo Acatlán (Calderón, 1956; Weber, 1997; Elías y Ortega, 2002) cuyo límite es ubicado por Ortega (1975) en una línea con rumbo casi norte-sur que pasa por los poblados de Caltepec y Los Reyes Mezontla, constituyéndose en lo que se conoce como una 'unidad de traslape' entre dos terrenos.

8. Mesozoico

Rocas sedimentarias atribuidas al Jurásico afloran en localidades aisladas dentro de la porción oriental del terreno Mixteco. En las regiones de Tezoatlán y Olinalá, las secuencias del Jurásico Medio comprenden la parte superior del Grupo Consuelo y el Grupo Tecocoyunca que le sobreyace. En las áreas de Huajuapán y Petlalcingo las rocas del Jurásico Medio están representadas por la Formación Tecomazúchil y por unidades de características similares (Caballero et al. 1990).

En el cuadro sinóptico que se muestra adelante se incluye un resumen de las definiciones de las unidades del Complejo Acatlán con las modificaciones leves propuestas en este trabajo, de tal manera que pueda servir como marco de referencia para las descripciones posteriores.

Descripción resumida de las unidades del Complejo Acatlán

Grupo Petlalcingo. Conjunto inferior considerado como para autóctono.

De la base a la cima:

Migmatita Magdalena. Secuencia metasedimentaria y metavolcánica con metamorfismo de facies de anfíbolita (Ortega, 1978a; Figueroa, 2003). Esta formada principalmente por una migmatita estromática cuyo paleosoma son esquistos de biotita, con un leucosoma granítico. También contiene anfíbolitas y cantidades menores de gneises y mármoles.

Formación Chazumba: Secuencia fundamentalmente metasedimentaria afectada por un metamorfismo de facies de anfíbolita (bajo) a esquistos verdes (alto). Está constituida principalmente por esquistos de biotita y muscovita con granate, estauroлита y sillimanita; también contiene meta-areniscas.

Formación Cosoltepec. Secuencia principalmente metasedimentaria con algunas bandas de rocas metavolcánicas, afectada por un metamorfismo de facies esquistos verdes (bajo a alto, predominando el primero en los afloramientos estudiados). Está formada por filitas cuarzosas y cuarcitas con algunas bandas o capas de rocas metavolcánicas actualmente esquistos verdes. Contiene láminas tectónicas de metabasitas algunas con estructura de lavas almohadilladas.

Grupo Piaxtla. Conjunto superior considerado como alóctono. De la base a la cima:

Formación Xayacatlán: Secuencia metasedimentaria y metavolcánica con un metamorfismo de facies variables de esquistos azules, eclogita, epidota-anfíbolita; con retrogresión a esquistos verdes (Ortega, 1978a; Ortega y Reyes, 1997; Meza et al., 2003; Talavera et al., 2002). Consiste principalmente de micaesquistos de muscovita con granate y cloritoide, intercalados con anfíbolitas con granate, eclogitas y cantidades menores de esquistos verdes y magnesianos.

Granitoides Esperanza: bajo esta denominación se han incluido rocas metagraníticas y metasedimentarias afectadas parcialmente por un metamorfismo de facies de eclogita y anfíbolita (Ortega, 1978a; Weber et al., 1997; Vega et al., 2004). También han sido incluidos metaleucogranitos con metamorfismo de facies incierta. Las rocas de origen ígneo corresponden actualmente a gneises augen, milonitas y ultramilonitas. Las rocas metasedimentarias corresponden a micaesquistos de muscovita-granate, cuarcitas, meta-areniscas. Entre éstas se encuentran bandas de metabasitas con metamorfismo de facies eclogita.

Otras unidades:

Formación Tecomate: originalmente considerada parte del Grupo Piaxtla, se ha cartografiado en conjunto con la Formación Xayacatlán (ver Figura 4), sobretodo lo que corresponde a su parte inferior metavolcánica. En este trabajo se considera una parte superior principalmente metasedimentaria que conserva el nombre de la formación, de edad Pérmica; y una parte inferior que es mucho más antigua y que aquí nombramos como formación El Rodeo. La Formación Tecomate así acotada, está formada por areniscas, pizarras, conglomerados y calizas afectados por un metamorfismo dinámico de facies de esquistos verdes o inferior.

Formación El Rodeo: secuencia formada por intercalaciones de rocas metasedimentarias y metavolcánicas afectada por un metamorfismo de facies de esquistos verdes. Se considera de edad pre-Ordovícica media. Esta unidad ha sido cartografiada como parte de la Formación Tecomate o junto con la Formación Xayacatlán como Grupo Acateco Indiferenciado.

Unidades Intrusivas:

Granito La Noria o granito Los Hornos: este granito nombrado por Ortega et al. (1999) y por Farfán (1998) respectivamente, está formado principalmente por un granito porfídico con facies equigranulares, cortado por diques aplíticos e intermedios. Este granito presenta un metamorfismo dinámico heterogéneo de grado bajo. Un posible equivalente de este granito es el granito Palo Liso (Hernández y Morales, 2002). La edad de este granito fue obtenida por Yáñez et al. (1991) y es de 371 Ma (Devónico Medio). Este granito parece intrusionar a la Formación El Rodeo pero no a la Formación Tecomate (en el sentido descrito arriba) como se había propuesto.

Tronco de Totoltepec: corresponde a un intrusivo de composición Trondhjemítica (Ortega, 1978a), con un metamorfismo dinámico de grado bajo. Al parecer, sólo está en contacto con su parte inferior con otras unidades del complejo (Formación Tecomate, formación El Rodeo, Formación Cosoltepec). Este contacto es interpretado como una cabalgadura del tronco sobre las otras unidades del complejo (Malone et al., 2002).

Diques San Miguel: Enjambre de intrusivos tabulares que incluyen tonalitas, leucogranitos, granitos de biotita, pegmatitas y aplitas. Estos diques cortan básicamente a la Migmatita Magdalena y a la Formación Chazumba, algunos de ellos son considerados como segregados de la migmatización. Las edades obtenidas en estas rocas son básicamente del Jurásico Medio (Yáñez et al., 1991; Keppie et al., 2003 b).

1.7. Localización del área de trabajo

Las áreas seleccionadas para llevar a cabo el trabajo petrográfico y estructural detallado fueron dos:

- 1) la región ubicada al oriente de Izúcar de Matamoros desde San Juan Epatlán a la ranchería de La Copalera (cartas INEGI E14B62 y E14B63) y desde la carretera Izúcar-Coatzingo al norte hasta los poblados de San Juan Patlanoaya al sur (Figura 5). Esta área está incluida en mapas geológicos realizados por Ramírez (2001) y parcialmente por Hernández y Morales (2002). En esta región afloran de poniente a oriente las formaciones Cosoltepec, Xayacatlán y El Rodeo, con reducidos afloramientos de los Granitoides Esperanza y de un granito similar al Granito La Noria, hacia el sur. Hacia el sureste aflora la cobertura sedimentaria paleozoica y jurásica. Al oriente y sur, se encuentran rocas sedimentarias terciarias correlativas con la Formación Balsas.
- 2) La segunda región estudiada es la parte norte de la carta Tehuizingo (H14B73) la cual había sido previamente cartografiada por Farfán (1998), Ramírez (2001), y parcialmente por Bonilla (2002). En esta región existe un amplio afloramiento de los Granitoides Esperanza al oriente; también afloran las Formaciones Tecomate y

Cosoltepec, así como el Granito La Noria. Existe además un pequeño afloramiento de rocas sedimentarias pérmicas.

Estas regiones se eligieron por su accesibilidad y porque en ellas afloran todas las unidades metamórficas del complejo. La ubicación de ambas regiones se puede visualizar en la Figura 6.

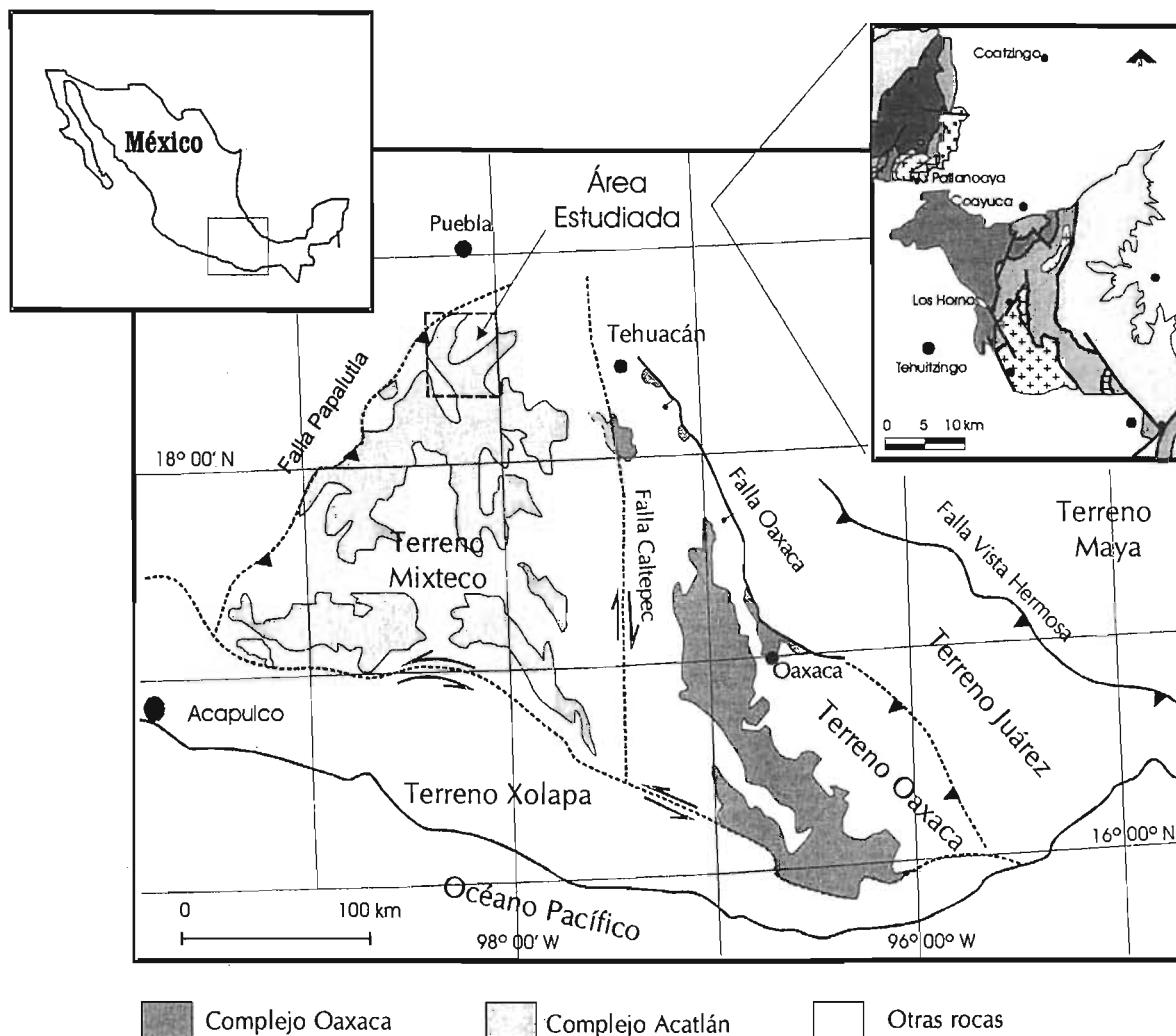


Figura 6. Mapa de localización. Superior izquierda: mapa general de México. Centro: Mapa principal donde se aprecian los afloramientos del Complejo Acatlán y del Complejo Oaxaqueño. Al poniente de los afloramientos del primero se encuentra la Plataforma Guerrero-Morelos. Superior derecha: región estudiada en este trabajo (se presentará con mayor detalle posteriormente). Mapa general tomado de Ortega et al., 1999.

1. 8. Metodología

La metodología utilizada para realizar este trabajo consistió en la realización de secciones y caminamientos donde se tomaron datos estructurales detallados. Asimismo, durante estos recorridos se tomaron muestras para estudios petrográficos y microtectónicos. Se estudiaron alrededor de 350 láminas delgadas con el fin de determinar la mineralogía y fábrica de las rocas.

Para la estimación de las condiciones de metamorfismo y definición de la química mineral se realizaron 20 láminas delgadas de muestras seleccionadas, se pulieron al alto brillo y se cubrieron con una pátina de grafito. Estas muestras se estudiaron en una micosonda electrónica marca CAMECA SX50 del Departamento de Ciencias Planetarias y del Espacio de la Universidad de Arizona. Los elementos analizados fueron Na_2O , K_2O , FeO_{Tot} , SiO_2 , MgO , CaO , Cr_2O_3 , Al_3O_4 , MnO , TiO_2 y ocasionalmente NiO . Los estándares utilizados para la calibración fueron albita (Na), forsterita (Si), diópsida (Mg), anortita (Al), feldespato potásico (K), wollastonita (Ca), rodocrosita (Mn), fayalita (Fe), cromita (Cr), rutilo (Ti). El tiempo de disparo fue de 20 segundos con excepción del Na que se analizó durante 6 segundos:

El cálculo de $\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$ utilizado para los piroxenos es el propuesto por Droop (1987) que se basa en la fórmula $\text{Fe}^{3+} = 2X (1-T/S)$ donde X es el número de oxígenos, T es el número ideal de cationes por fórmula unidad y S es el total de cationes obtenidos cuando todo el hierro se asume como Fe^{2+} . Para la estimación $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ en anfíboles se asumen 13 cationes. Para dicha estimación se utilizó el programa propuesto por Tindle y Webb (1994), ver también Schumacher (1997). El número de oxígenos con que se definieron los minerales son: granate 24; piroxeno 6; mica 22; feldespato 8; epidota 12.5; clorita 28; anfíbol 23, cloritoide 12.

2. Descripción de las unidades geológicas.

2.1. Grupo Petlalcingo

Las dos unidades inferiores de este grupo: Migmatita Magdalena y Formación Chazumba, afloran fuera de la región estudiada entre los poblados de Ayú y Totoltepec, y fueron descritas en el marco geológico regional.

2.1.1. Migmatita Magdalena

Se realizaron caminamientos en esta unidad entre los poblados de Ayú y Magdalena. En dicha región, la base de la unidad no aflora ya que es cubierta por rocas más jóvenes. Hacia la cima pasa gradualmente a la Formación Chazumba. En su parte más inferior la unidad está formada por una migmatita estromática con un mesosoma formado por esquistos de biotita, con leucosomas graníticos milimétricos. Hay intercalados horizontes de anfibolitas verde oscuro a negro y escasos horizontes calcáreos. Numerosos diques y cuerpos graníticos cortan a las rocas descritas.

Descripción petrográfica

Las migmatitas estromáticas están formadas por bandas de espesores variables (1-30 cm). El leucosoma es de composición granítica: cuarzo + plagioclasa \pm feldespato + muscovita + granate, con una textura hipidiomórfica de grano grueso. Localmente, se pueden apreciar melanosomas constituidos por bandas oscuras ricas en biotita con cantidades menores de cuarzo, plagioclasa y clorita retrógrada, pueden contener hornblenda; su espesor varía de 0.1 a 3 cm. Las bandas de mesosoma están constituidas de esquistos de biotita formado por cuarzo + plagioclasa + biotita \pm muscovita tardía \pm granate (Figueroa, 2003). Los esquistos gradúan a paragneises en las regiones intermedias de la unidad con una proporción similar entre los neosomas y paleosomas. Su mineralogía es: cuarzo + biotita + muscovita + granate + silimanita.

Además de la estructura estromática (o laminada) se han reconocido también estructuras: nebulítica, schollen, agmatítica (brechas), oftálmica (augen) y ptigmática (Ortega, 1978a; Figueroa, 2003). También se observan en ellas al menos dos fases de plegamiento sobrepuestas.



Figura 7. Afloramiento de la Migmatita Magdalena. Se puede apreciar la parte estromática de la unidad Migmatita Magdalena. Las laminaciones cuarzo-feldespáticas que forman el leucosoma, generalmente con espesores menores a 1 cm, están intercaladas en un mesosoma esquistoso. Se observan zonas ovaladas que corresponden a sistemas de pliegues replegados. En esta zona son comunes los pliegues ptigmáticos. Escala en cm.

Las anfibolitas se presentan como cuerpos de hasta 20 m de espesor, de color verde oscuro. Se intercalan como cuerpos tabulares dentro de la migmatita estromática, donde pueden presentar un boudinage de escala decimétrica a métrica. Las anfibolitas tienen una textura foliada, con cristales de grano fino a medio con una orientación preferente. Están compuestas aproximadamente por un 70 % de anfíbol verde oscuro (edenita y magnesio-hornblenda) y plagioclasa (oligoclasa). Se observan localmente minerales de retrogresión desarrollados a lo largo de la foliación principal y corresponden a actinolita y clorita (a partir de hornblenda), clinzoisita y epidota (a partir de plagioclasa), así como sericita y calcita.

La intercalación de esquistos pelíticos y psamíticos con escasos mármoles y rocas calcáreas sugiere que los protolitos eran sedimentarios marinos tales como limolitas y areniscas con muy pocas calizas, que fueron cortados por diques básicos (orto-anfibolitas).

2.1.2 Formación Chazumba

Se realizaron caminamientos en esta unidad entre los poblados de Magdalena y Cosoltepec. Su base es considerada transicional hacia la Migmatita Magdalena de quien es separada sólo por el proceso de migmatización y hacia la cima el contacto con la Formación Cosoltepec se considera tectónico pero no se estudió en detalle. Esta unidad está formada por micaesquistos con biotita predominante, localmente con silimanita, estaurólita o granate; las rocas anteriores están intercaladas con cuarcitas micáceas.

Descripción petrográfica

En las escasas láminas estudiadas de esta unidad claramente se aprecia una foliación $S1_{Ch}$ fuertemente microplegada (crenulada) y traspuesta por una foliación posterior $S2_{Ch}$ (Figura 8). Hacia la base de la unidad sólo puede observarse con claridad la foliación $S2_{Ch}$ debido a la recristalización más intensa asociada con el evento migmatítico jurásico (Figuroa, 2004). En la mayoría de las láminas estudiadas el granate aparece sólo como relictos, la microestructura indica que estos granates se asocian con $S1_{Ch}$ o quizás son pre- $S1_{Ch}$ pues parecen contener inclusiones no orientadas de muscovita y biotita, aunque no es seguro que éstos cristales de mica no sean un fenómeno de retrogresión posterior.

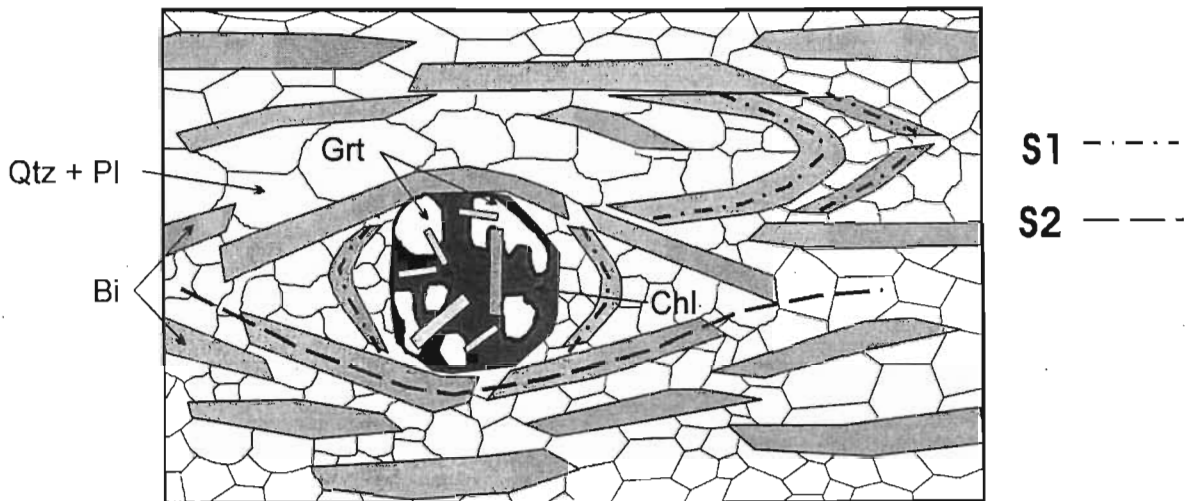


Figura 8. Esquema que muestra relaciones microestructurales típicas de la Formación Chazumba. Micaesquistos de biotita con relictos de granate (blanco), generalmente rodeados por una masa de clorita y con inclusiones (?) no alineadas de muscovita y biotita. En las sombras de presión ocasionalmente pueden apreciarse rastros de la foliación $S1_{Ch}$ que rodeaba al granate, en la matriz de grano grueso pueden apreciarse microplegues crenulados de $S1_{Ch}$. Ambas foliaciones son de grano grueso. En este caso el granate puede interpretarse como sintectónico a $S1_{Ch}$ o como pretectónico a $S1_{Ch}$ si los cristales de biotita y muscovita en su interior son inclusiones.

2.1.3. Formación Cosoltepec

En el área estudiada esta formación aflora en la hoja Coatzingo en una franja con rumbo NE-SW ubicada al poniente. También hay un pequeño afloramiento al oriente de San Miguel Las Minas. También aflora en la parte oriental de la carta Tehuitzingo en una franja semicircular que bordea por las poblaciones de Cerro Gordo y Garzones.

En la carta Coatzingo, la Formación Cosoltepec es sobreyacida de manera tectónica por la Formación Xayacatlán, el contacto es abrupto y aunque las rocas de ambas unidades están muy plegadas no se observa una zona definida con milonitización. En la carta Tehuitzingo, la Formación Cosoltepec subyace tectónicamente a la formación El Rodeo (anteriormente cartografiada como parte de la Formación Tecomate o como parte de la Formación Xayacatlán) como pudo observarse en las cercanías del poblado Cerro Gordo (Figura 9).

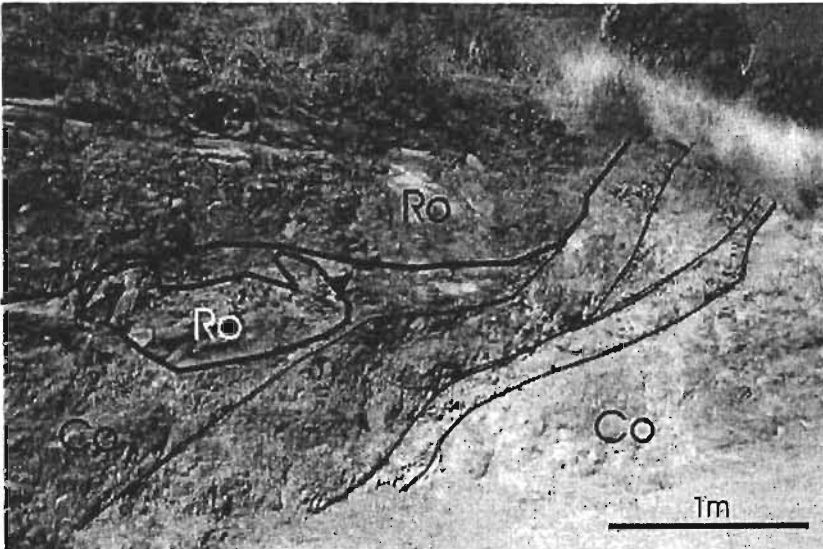


Figura 9. Afloramiento donde se aprecia el contacto entre la formación El Rodeo (Ro) y la Formación Cosoltepec (Co). El contacto es estructural mediante una falla frágil. Fragmentos del bloque superior se hallan atrapados en la unidad inferior. Familias de fallas frágiles asociadas a la falla principal se resaltan. Cerca de Cerro Gordo, viendo al NE 45°.

Al oriente del poblado de San Miguel Minas, se observa a la Formación Cosoltepec cabalgando a los Granitoides Esperanza (Figura 10).



Figura 10. Afloramiento donde se muestra el cabalgamiento de la Formación Cosoltepec (derecha, color oscuro) sobre los Granitoides Esperanza (izquierda, color claro). Arroyo El Otate. Viendo hacia el norte.

Descripción litológica

La Formación Cosoltepec, en la región de Mimilulco, forma cerros de morfología suave, generalmente con una cubierta de suelo cercana a un metro de espesor, por lo que los afloramientos sólo son visibles en cortes de caminos y en arroyos. Normalmente esta formación es más resistente a la erosión que las formaciones Xayacatlán y Tecomate, por lo que tiene una topografía sobresaliente con elevaciones de hasta 1520 msnm. En la región de Tehuizingo, el área donde se encuentra esta formación, va ascendiendo topográficamente de oeste a este, desde aproximadamente 1500 hasta 1800 m. Los cortes de la carretera que va de Izúcar a Coatzingo permitieron estudiar de manera detallada la petrología y estructura de esta formación. En dicha región la Formación Cosoltepec está formada por intercalaciones de filitas cuarzosas de color crema a gris verdoso, con capas de cuarcitas de espesores centimétricos a decimétricos; localmente pueden tener algunos metros de espesor. Los estratos más cuarcíticos en ocasiones están boudinados pues han resultado más competentes al aplastamiento que las filitas que los encajonan. Son comunes lentes de cuarzo formados por segregación metamórfica, con espesores centimétricos. En la sección se pudo observar un bloque de rocas metavolcánicas de unos 40 m de longitud, envuelto en la foliación de las filitas encajonantes. En la parte intermedia aflora un metaconglomerado verdoso con matriz filítica (Figura 11), con clastos de cuarcita muy similar a la de las capas, los clastos son decimétricos a centimétricos, varían de elongados a subredondeados y algunos son cortados por vetillas extensionales rellenas de cuarzo.

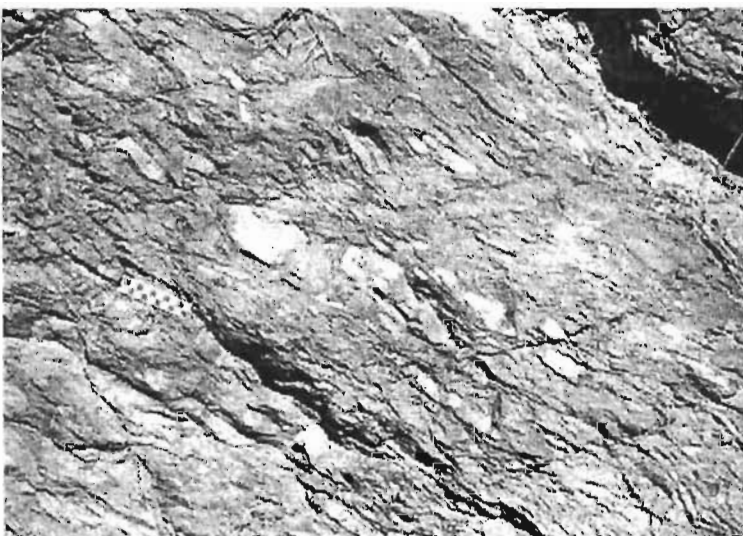


Figura 11. Metaconglomerados dentro de la parte media de la Formación Cosoltepec. Se aprecian clastos de cuarcita blanca elongados paralelamente a la foliación en una matriz de cuarcita.

Ascendiendo estructuralmente, se encuentran escasas y delgadas intercalaciones de filonitas negras entre capas y lentes de

cuarcitas (Figura 12). Estos estratos delgados corresponden a horizontes donde ha sido más intenso el fenómeno de presión-solución. La unidad continúa con intercalaciones de filitas

cuarcosas de color crema con capas de cuarcita, hasta ser cubierta de manera tectónica por la Formación Xayacatlán.

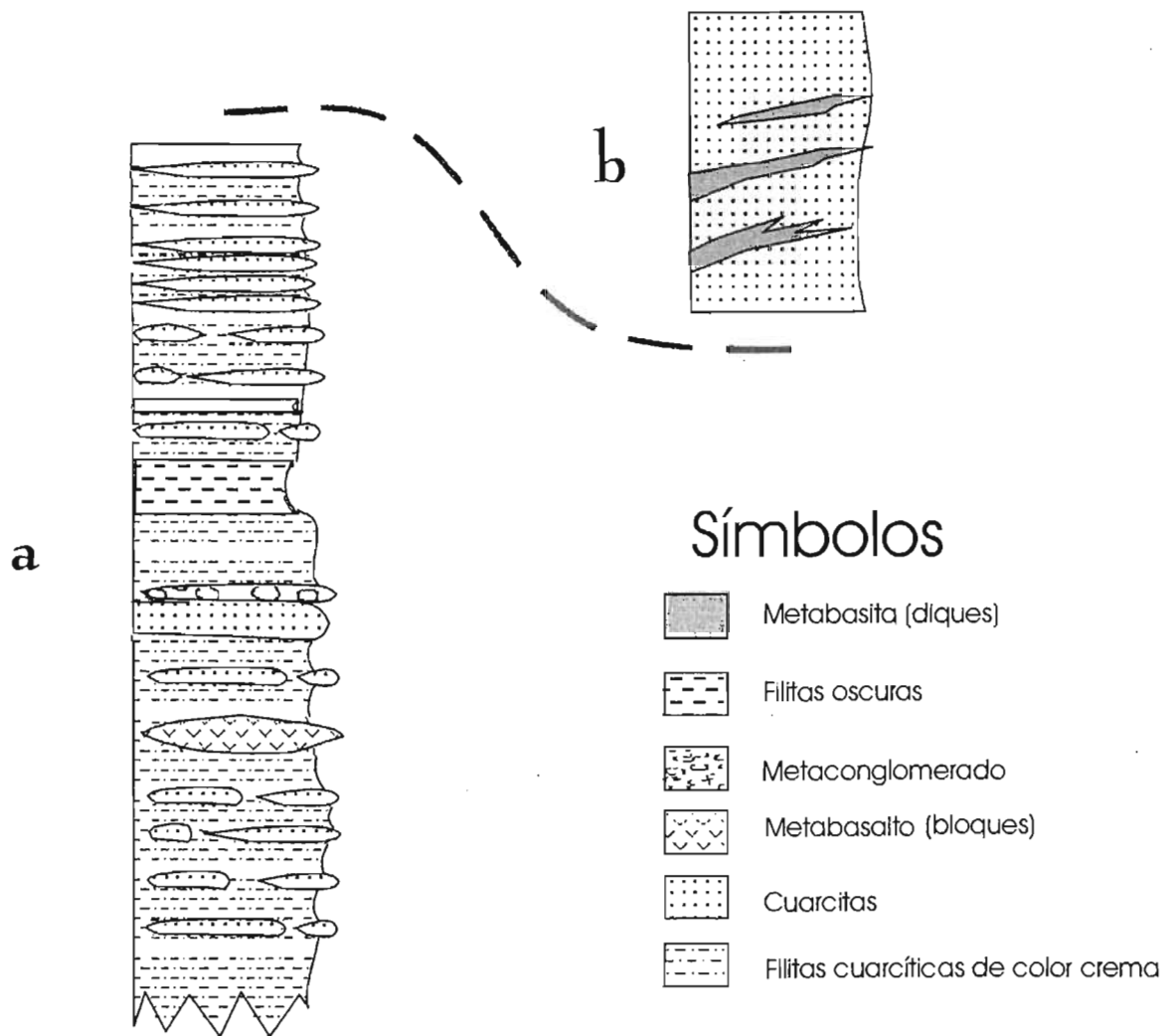


Figura 12. Columna estratigráfica esquemática de la Formación Cosoltepec en: a) región de Mimilulco y b) Oriente de San Miguel Las Minas. Se sugiere que la sección de b) pudiera corresponder a una parte estructuralmente superior de la unidad.

En las secciones realizadas al occidente de San Miguel Minas, la Formación Cosoltepec es muy similar a la descrita antes, es decir, filitas de color crema intercaladas con capas delgadas de cuarcita. Sin embargo, a lo largo de la cañada El Otate, aflora en contacto tectónico con los Granitoides Esperanza y es cubierta por una secuencia sedimentaria ligeramente metamorfoseada. Ahí, la formación está constituida principalmente de cuarcitas con un gran espesor, cuya foliación es cortada por diques de rocas máficas metamorfoseados (Figura 13).

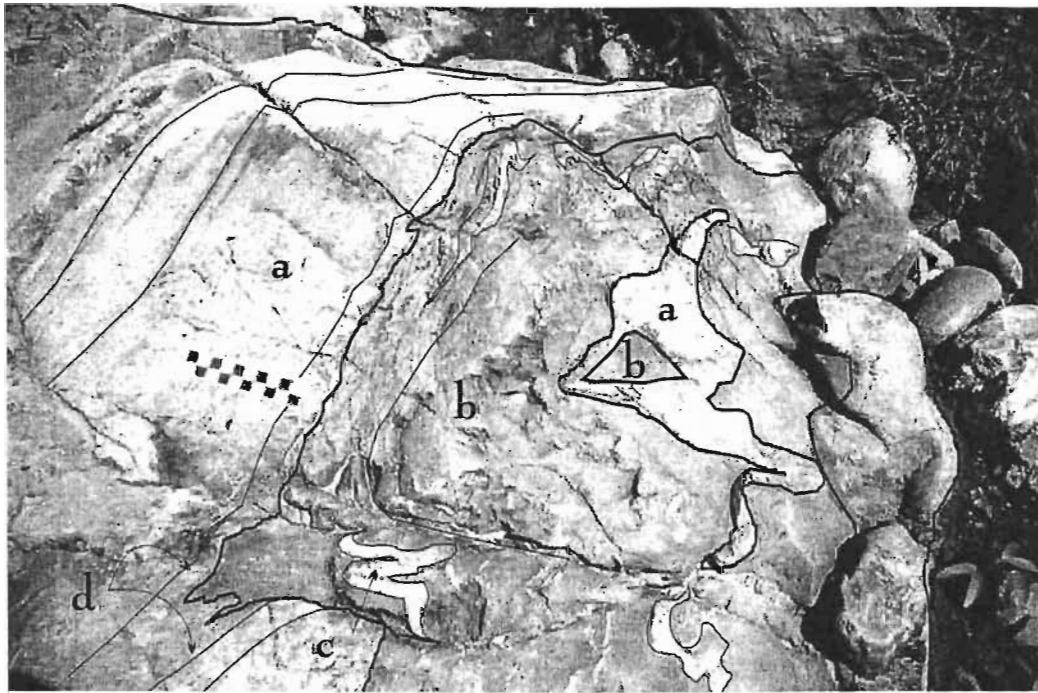


Figura 13. Afloramiento de cuarcitas (a) y diques de metabasitas (b) en la Formación Cosoltepec. La metabasita sigue y localmente corta la foliación (d) de la cuarcita y a su vez posee una foliación paralela a ella. c) corresponde a vetas de cuarzo Formación Cosoltepec (cañada El Otate) (escala en centímetros).

Algunos diques de diabasa sin metamorfismo o deformación penetrativa cortan a la Formación Cosoltepec, fuera de ellos no se observó en ningún otro afloramiento alguna roca granítica claramente intrusiva dentro de esta unidad.

Edad

La edad de la Formación Cosoltepec no ha sido determinada, pues no se han encontrado fósiles y la información isotópica es limitada y confusa. Se ha sugerido que la edad puede variar del Cámbrico (?) al Ordovícico, debido a que es cabalgada por el Grupo Piaxtla atribuido al Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano, a la presencia de los zircones detríticos del Cámbrico Temprano (Ramírez, 2001; Ramírez et al., 2000) y a que es cubierta en discordancia por la Formación Tecomate de probable edad Devónica (Ramírez, 2001.).

Una edad de 452 ± 22 Ma (Rb-Sr, roca total, edad mínima; Armstrong en Ortega et al., 1999) fue determinada en una de las láminas tectónicas de rocas volcánicas atrapadas en Cosoltepec. Campa y López (2000) reportan una edad de 288 ± 13 Ma obtenida mediante el

método Ar-Ar en una lava almohadillada cubierta por radiolaritas y cuarcitas. Dicha edad fue obtenida en la región de Nuevo Paraíso, La Montaña, Guerrero.

Para poder evaluar el significado de las edades obtenidas en los bloques tectónicos habría que definir el mecanismo mediante el cual quedaron atrapados en la Formación Cosoltepec. Estos bloques ¿existían antes que se depositaran las rocas de la Formación Cosoltepec y fueron deslizados durante su depósito?; ¿Representan magmatismo contemporáneo con la sedimentación de dicha formación?, por ejemplo, en un ambiente extensional; ¿Representan ofiolitas obducidas sobre Cosoltepec que quedaron atrapadas tectónicamente?; ¿Son fragmentos del piso oceánico sobre el cual se depositaron las rocas de la Formación Cosoltepec?. La presencia de los diques metamorfoseados descritos sugiere que existió un volcanismo quizás contemporáneo con parte de la sedimentación, el cual pudo emplazarse a favor de fallas normales y luego fluir sobre los sedimentos más recientes. Hasta que no se realicen más estudios geoquímicos y geocronológicos estas preguntas no pueden contestarse de manera argumentada y sólo pueden plantearse las hipótesis mencionadas.

Se han realizado estudios de zirrones detríticos en rocas de la Formación Cosoltepec (Ramírez et al., 2000; Talavera et al., en prensa). Ramírez et al. (2000) indican la presencia de zirrones detríticos de 560 Ma provenientes de una cuarcita de la Formación Cosoltepec de la región de Izúcar de Matamoros. Talavera et al. (en prensa) describen tres conjuntos de edades jóvenes ~ 410, ~394 y ~345 Ma, indicando que la edad mínima más confiable hasta el momento es la primera. Con estos datos el depósito de la unidad se considera que ocurrió en el Devónico-Carbonífero (Talavera et al., en prensa). La edad mínima se ha considerado que es limitada por la edad pérmica inferior-media de la Formación Tecomate que la sobreyace, aunque según nuestra apreciación el contacto es tectónico, por lo cual no puede considerarse como limitante.

Los sistemas isotópicos con los que fueron obtenidas las edades de los bloques (Rb-Sr y Ar-Ar) pueden ser reajustados por eventos termales posteriores como se señala en Dickin (1995). Esto indica que las edades obtenidas mediante estos sistemas no necesariamente son las edades de formación de las rocas. La edad más reciente (Carbonífero más tardío) obtenida por Campa y López (2000) es casi idéntica a las obtenidas en el Tronco de Totoltepec y en la Formación Tecomate por Weber et al. (1997), y quizás pudiera atribuirse a efectos termales producidos durante este evento magmático (como fue sugerido por Ramírez, 2001).

Ambiente de formación

Los sedimentos de la Formación Cosoltepec han sido interpretados como de tipo flysch por la alternancia de metapsamitas y metapelitas (Ortega, 1978a). Según Ramírez (2001) la Formación Cosoltepec puede ser interpretada como depósitos turbidíticos, basado en la presencia de laminaciones, gradaciones y pliegues de deslizamiento (*'slump folds'*) en los metasedimentos. Reconoce además que aunque la estratificación gradada es común, la parte con ondulaciones no se ha encontrado. El término flysch originalmente se utilizó para referirse a sedimentos marinos, típicamente turbidíticos y otros sedimentos producidos por flujo gravitatorio, formados en márgenes tectónicos activos. Generalmente tienen cientos o miles de metros de espesor y se extienden por cientos o miles de kilómetros. La mayoría de los flysch y molasas ocurren en cuencas oceánicas remanentes y cuencas periféricas (*'proforeland basins'*), sin embargo, las facies sedimentarias típicas del flysch pueden ocurrir en muchos ambientes tectónicos, incluyendo los que no son orogénicos (Mialli, 2000). El término flysch se refiere también a los mismos sedimentos que eugeosinclinal, pero éste último se refiere a una posición con relación a la actividad tectónica, mientras que flysch se refiere al tiempo del tectonismo mayor. La sedimentación flysch ocurre durante una deformación tectónica mayor de la región. En teoría, los sedimentos de flysch no sólo son el producto de tierras nuevamente emergidas (por la tectónica), sino que también son atrapados durante la continuación de la deformación tectónica. Actualmente no hay acuerdo en como deben usarse los términos de flysch y molasa y se recomienda discontinuar su uso (Mialli, 2000).

Descripción petrográfica

Cuarcitas y metareniscas

Estas rocas están formadas predominantemente por cuarzo de tamaño fino, variable de 0.4 a 0.01 mm y generalmente poseen extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. Además, están ligeramente elongados marcando la foliación $S2_{Co}$. Vetas de cuarzo que cortan las rocas también están deformadas pero tienen cristales de hasta 2.5 mm de largo. Hay cristales de plagioclasa dispersos. Presentan comúnmente dominios de clivaje formados por mica blanca muy fina con escasa clorita.

En la sección de El Otate, las cuarcitas muestran cuarzo de grano muy fino, homogéneo (~ 0.1 mm) y deformado. En estas rocas se observa una foliación continua microscópica ($S1_{Co}$)

marcada por mica blanca y clorita, la cual presenta microplegues de crenulación y desarrollo de dominios de clivaje con concentración de mica blanca formando $S2_{C_0}$. Esta $S2_{C_0}$ es la foliación más visible en muestra de mano y en el afloramiento.

Al oriente del pueblo de Acatlán, las cuarcitas presentan bandas de clivaje de color verde que separan zonas cuarzo-feldespáticas grises. Las bandas de clivaje que marcan $S2_{C_0}$, están formadas por muscovita fina con clorita y escasos minerales opacos prismáticos. La banda gris está formada principalmente por cuarzo granoblástico poligonal (0.1-0.3 mm) con laminaciones muy delgadas de plagioclasa de grano muy fino (0.01-0.03 mm). Estas laminaciones corresponden a $S1_{C_0}$ y muestran un microplegamiento isoclinal con plano axial paralelo a las bandas de clivaje. Sin una observación muy detallada esta muestra parecería tener una estructura muy sencilla con una sola foliación.

En la localidad tipo, las cuarcitas presentan una foliación de crenulación $S2_{C_0}$ marcada por cristales bien desarrollados (de hasta 1.5 mm) de muscovita, biotita y clorita, formando dominios de clivaje que separan bandas ricas en cuarzo con poca plagioclasa. El cuarzo es fino a medio (0.1 a 0.5 mm), es más o menos poligonal a pesar de mostrar extinción ondulante y bordes recrystalizados. Se observan algunos cristales tardíos de biotita que cortan $S2_{C_0}$. La roca también contiene cristales de granate de hasta 1.5 mm con poca alteración a clorita en los bordes. Se observan microplegues isoclinales que doblan los dominios de clivaje $S1_{C_0}$ formando una $S2_{C_0}$ que es la foliación dominante en la roca (Figura 14).

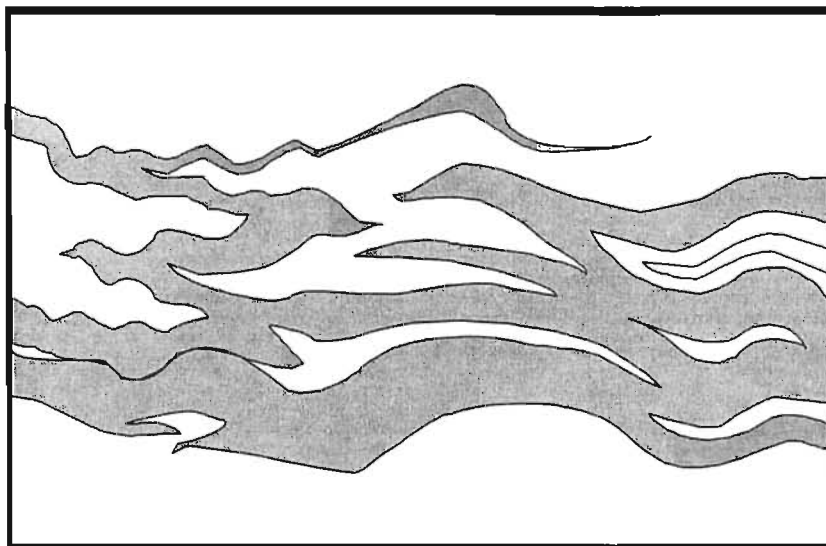


Figura 14. Esquema de la lámina delgada de un micaesquisto de Cosoltepec (área tipo). Se observan bandas de clivaje (gris) y micro-litones (claros) con un plegamiento isoclinal se $S1_{C_0}$ que da lugar a $S2_{C_0}$ (horizontal). Un plegamiento de crenulación abierto dobla $S2_{C_0}$. Paragénesis: cuarzo + muscovita + biotita ± plagioclasa ± granate.

Filitas

Los granos más grandes en las filitas son menores que 0.2 mm, y están dispersos en una matriz de ~ 0.001 mm. Los clastos más comunes son de cuarzo, el cual muestra extinción ondulante y una morfología redondeada, aunque presenta bordes irregulares producto de la recrystalización. En las filitas se han observado varias foliaciones, la primera $S1_{Co}$ corresponde a una foliación continua de grano muy fino que no es visible en muestra de mano. La estructura más común en las filitas de color crema es una foliación espaciada $S2_{Co}$ formada por dominios de clivaje constituidos por sericita + clorita de grano muy fino, los cuales separan microlitones formados por cuarzo, plagioclasas y ocasionalmente turmalina y rutilo (probablemente de origen sedimentario). El espaciamiento de las láminas que forman la foliación es de 1 a 4 mm generalmente. Esta foliación es la más desarrollada en la Formación Cosoltepec.

Algunas de las muestras presentan un plegamiento de cerrado a abierto. Asociado con dicho plegamiento se observa un clivaje de crenulación de plano axial $S3_{Co}$, el cual se desarrolla de manera diferencial principalmente en las capas más micáceas, dejando sin afectar las capas cuarzosas finas. En los dominios de clivaje de $S2_{Co}$ se desarrolla una clara foliación $S3_{Co}$ marcada por laminaciones de color oscuro donde se han concentrado minerales opacos (óxidos de hierro). El mecanismo de deformación que produjo esta textura es principalmente el de presión-solución. En el afloramiento se pueden observar localmente capas negras o café oscuro, de algunos centímetros de espesor, que se caracterizan por una concentración casi completa de micas finas, principalmente muscovita con algo de clorita. También se concentran minerales opacos (hematita y magnetita), que le dan la coloración a la roca. Estos horizontes coinciden con la foliación $S4_{Co}$ y también están formados por presión-solución la cual causó la remoción casi completa del cuarzo.

Filitas verdes

En el caso de las rocas verdes que afloran en el arroyo El Otate, se observa que dichas rocas cortan y siguen la foliación $S2_{Co}$ de las cuarcitas, que conforman el mayor volumen de la formación en esta localidad, por lo que se interpretan como diques de origen ígneo. Posteriormente a su emplazamiento fueron deformadas desarrollando un metamorfismo, foliación ($S3_{Co}$) y al menos dos fases de plegamiento isoclinal.

En sección delgada estas rocas están formadas por actinolita + epidota + albita + clorita + titanita con calcita en gránulos y lentes a lo largo de la foliación. Presenta pseudomorfos de epidota cercanos a 1 mm de longitud que reemplazan completamente a plagioclasas (?). La roca es de grano fino en general menor a 0.1 mm, aunque hay algunos pseudomorfos de epidota de hasta 0.5 mm. Presenta algunas laminaciones menores a 1.5 mm donde predominan el cuarzo y la calcita. Posee una foliación anastomosada, que semeja una estructura S-C.

En rocas verdes de la parte suroeste de Santa Inés Ahuatempan, se observan plagioclasas poiquiloblásticas con inclusiones finas orientadas de clinozoisita y actinolita, las cuales forman una foliación interna microplegada. La paragénesis metamórfica es: plagioclasa + clinozoisita + clorita + actinolita + calcita \pm cuarzo \pm titanita. Se aprecia una zonación de la clinozoisita siendo más ricas en pistachita hacia el centro. Presenta un clivaje continuo marcado por la orientación de cristales de clinozoisita y actinolita, y por la elongación de poiquiloblastos de plagioclasa y cuarzo. Localmente S_{iC_0} (foliación interna = S_{2C_0}) es transversal a S_{eC_0} (foliación externa = S_{3C_0}) debido a la rotación de los poiquiloblastos. También presenta calcita dispersa en la lámina y en lentes, donde se asocia con cuarzo. Estos minerales se interpretan como secundarios, aunque se forman paralelamente a los planos de foliación. El tamaño de grano es muy fino en la matriz (~ 0.03 mm), aunque hay poiquiloblastos de 0.5 mm de epidota y plagioclasa.

Bloques volcánicos

Un bloque de rocas volcánicas de unos 30 m de longitud, que aflora a lo largo de la carretera Izúcar-Coatzingo, posee una forma de huso y en los bordes tiene fragmentos menores también con esa forma, no se aprecia un clivaje interno, sólo en los bordes y entre los bloques cercanos a ellos. Este bloque se encuentra intercalado entre rocas de la Formación Cosoltepec y correspondería a los bloques tectónicos mencionados por Ortega (1993) y Ramírez (2001). En lámina delgada la roca se observa intensamente alterada, con minerales de grano muy fino (Figura 15). Se observan fantasmas de los cristales originales, los cuales parecen que fueron plagioclasas y anfíboles. Estos cristales se hallan aislados en una mesostasis semejante a un vidrio que ha cristalizado a esmectita y clorita. Se observan numerosos minerales opacos

euhedrales dispersos en la mesostasis. Quedan algunos cristales de apatito (?) y titanita quizás relictos de la paragénesis ígnea.

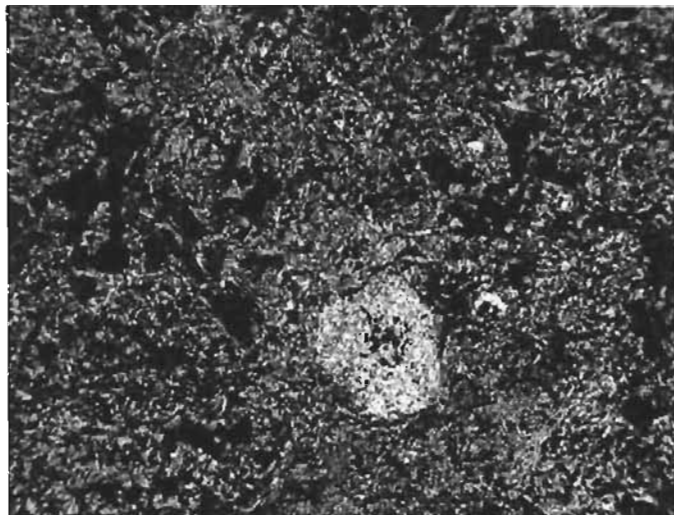


Figura 15. Lámina delgada de una roca volcánica intensamente alterada (metamorfismo retrógrado). Pertenece a un bloque atrapado en Cosoltepec. Se observan fantasmas de plagioclasas (centro) alterados a sericita, de biotita alterados a clorita + opacos, en la matriz clorita + smectita + óxidos de fierro. También hay apatito y titanita accesorios.

2.2. Grupo Piaxtla

El grupo Piaxtla comprende a la Formación Xayacatlán y a los Granitoides Esperanza ambos afectados por metamorfismo de alta presión. Las unidades de este grupo siempre se observan encima de las rocas de la Formación Cosoltepec (Ortega, 1978a; Ramírez, 2001; ver Figura 3) en todas las regiones estudiadas. Dicho contacto ha sido interpretado como una falla de cabalgadura mayor (Ortega, 1981b; Ramírez, 2001) que pone en contacto rocas de afinidad oceánica y con metamorfismo de presión alta de la Formación Xayacatlán sobre rocas epicontinentales con metamorfismo de facies de esquisto verde (bajo a medio) de la Formación Cosoltepec. En este trabajo se incluye dentro de este grupo a una escama tectónica que contiene metabasitas afectadas por un metamorfismo de facies de esquisto azul que se ubican en la región de Ixcamilpa.

2.2.1. Formación Xayacatlán

Definición y relaciones geológicas

La Formación Xayacatlán es una secuencia formada por intercalaciones de micaesquistos y metabasitas (anfíbolita con granate, esquistos verdes y eclogitas), con cantidades menores de cuarcitas y gneises. Serpentinitas y rocas ultramáficas relacionadas ocurren en un área pequeña en la región de Piaxtla y más al oriente en la región de Tlachinola. La mineralogía metamórfica y las texturas de grano grueso indican un metamorfismo original de alta P/T. Anfíbolitas y esquistos verdes forman la mayor parte de la unidad, sólo localmente se han preservado las rocas de más alta presión (región de Piaxtla).

En la región de Piaxtla, la Formación Xayacatlán sobreyace tectónicamente a la Formación Cosoltepec, encontrándose en el contacto una zona de esquistos verdes (rocas verdes Inopilco). Es a su vez sobreyacida por gneises miloníticos con granate atribuidos a los Granitoides Esperanza. Asimismo, en dicha región sus rocas son intrusionadas por diques de leucogranito milonitizado. En la región de Mimilulco, la formación aflora a lo largo de 5 km (aproximadamente perpendicular al rumbo de la foliación). Ahí, las rocas de la Formación Xayacatlán también cabalgan a las de la Formación Cosoltepec. Como se mencionó antes, el contacto es abrupto y, aunque se observa deformación por plegamiento y cizalla, no hay una zona milonítica claramente definida en ninguna de las dos formaciones. Hacia el este, es

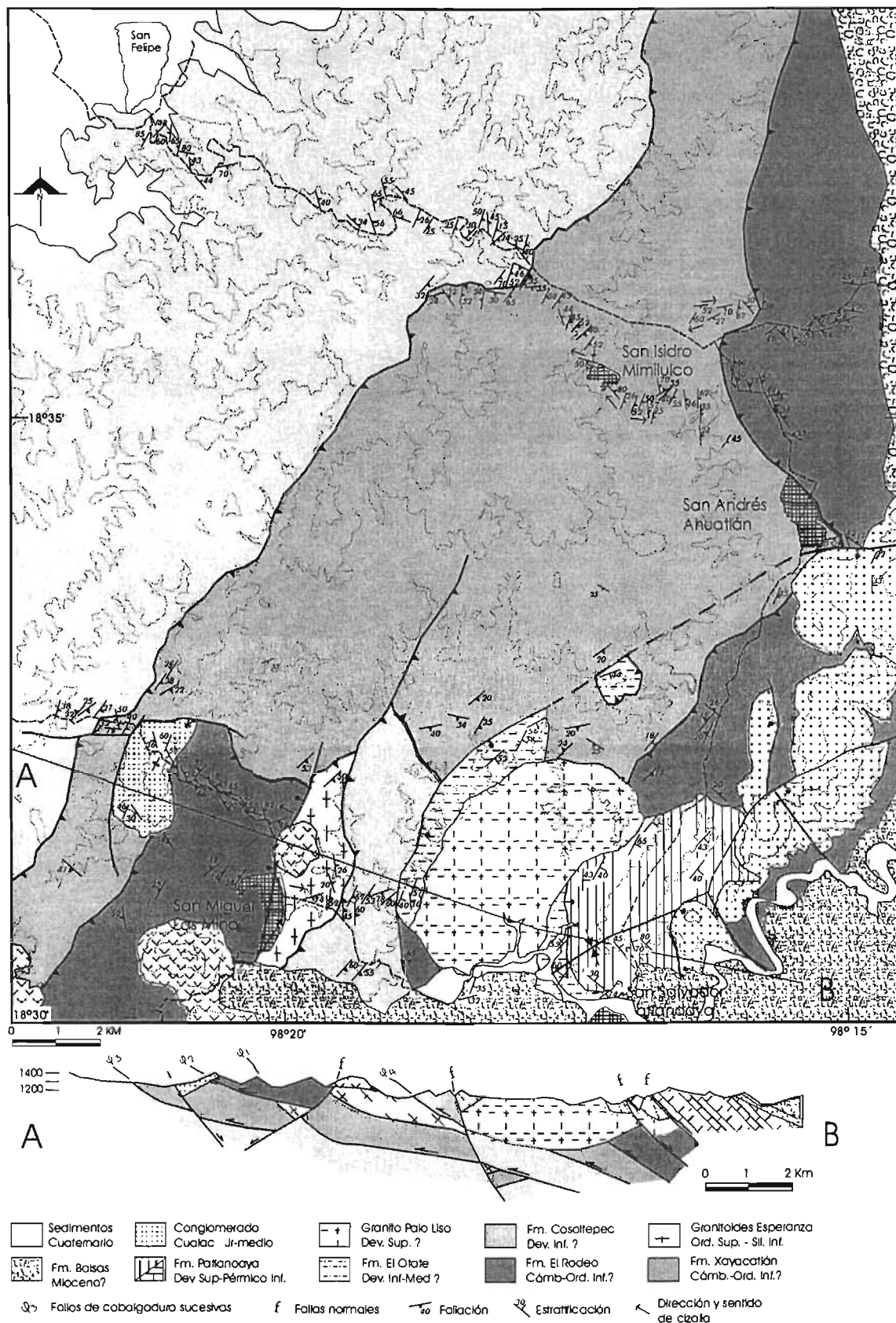
cubierta de manera tectónica por la formación El Rodeo. Esta misma relación se ha observado al sur de Acatlán y en las cercanías de Olinalá. En la región de San Miguel Las Minas, la unidad es cabalgada por una cuña de gneises augen atribuidos a los Granitoides Esperanza. El contacto entre la Formación Tecomate (actualmente El Rodeo) con la Formación Xayacatlán ha sido considerado también una discordancia (Ortega 1979, 1981b; Ramírez, 2001). La Formación Xayacatlán también es localmente sobrecubierta por secuencias jurásicas (conglomerado Cualac), por ejemplo, en la región al poniente de San Miguel Las Minas.

Las formaciones Xayacatlán y El Rodeo (ésta última, originalmente la parte inferior de la Formación Tecomate) han sido confundidas en ciertas localidades. La diferencia más conspicua entre ambas formaciones es el grado mayor de metamorfismo de la Formación Xayacatlán, donde comúnmente se desarrolla granate tanto en metabasitas como en micaesquistos, mientras que en la formación El Rodeo es muy raro. Otra diferencia es el grado de cristalización de los minerales, por ejemplo en los micaesquistos de Xayacatlán el grano varía de medio a grueso ($>$ a 1 mm) mientras que en El Rodeo se trata de filitas o micaesquistos de grano fino ($<$ a 0.5 mm).

Descripción de la Formación Xayacatlán

La región de Piaxtla es la única donde se han reportado y encontrado eclogitas '*sensu strictu*' dentro de la Formación Xayacatlán (Ortega, 1975; 1978a; 1981a; 1991; Ortega y Reyes; 1997). Las eclogitas ocurren ahí con una foliación poco desarrollada y una lineación mineral. Sólo se encuentran localmente en lentes de menor deformación siendo rodeadas en su mayor parte por anfibolitas con granate. En la misma zona, son cubiertas estructuralmente por gneises con granate de los Granitoides Esperanza cuya lineación de estiramiento no coincide en orientación con la de las metabasitas. También es cortada por diques leucocráticos metamorfoseados y contiene intercalaciones de micaesquistos con granate.

En la región de Mimilulco la parte estructuralmente inferior de la Formación Xayacatlán está formada por intercalaciones de esquistos verdes, anfibolitas con granate y esquistos de fengita con granate. Localmente se observan zonas donde existen intercalaciones de anfibolitas con granate y gneises con granate, las cuales se encuentran intensamente microplegadas. Estas intercalaciones gnéisicas pueden interpretarse como segregaciones



Mapa 1. Geología del área de Mimilulco-Las Minas.

Basado en mapas de: Ramírez (2001), Hernández y Morales (2002), Vachard y Flores de Dios (2002)

Modificado por: Ricardo Vega Granillo.

metamórficas o productos de fusión parcial. Vetas de cuarzo secundario son comunes y se hallan plegadas y boudinadas. Intercaladas en la secuencia se encuentran rocas gneisosas cuarzo-feldespáticas con poco granate y de espesores generalmente menores a 1 m. Se observan fragmentos de las metabasitas dentro de estas rocas, lo que indica un protolito formado por diques graníticos. Hacia la parte media del bloque (al poniente de Mimilulco) predominan los esquistos pelíticos con granate y localmente con cloritoide. En el pueblo de Mimilulco, y hacia el oriente, afloran metabasitas de aspecto masivo con intercalaciones delgadas de esquistos pelíticos. Ahí, aflora un dique granítico con dos micas que posee localmente xenolitos del esquisto. Este dique presenta una foliación milonítica y micropliegues isoclinales y abiertos. La secuencia continúa con intercalaciones de esquistos pelíticos con estructura milonítica, horizontes delgados de metaconglomerado esquistoso con cantos de roca de color negro, metabasitas con granate, micaesquistos cuarzo-feldespáticos bandeados con granate, gneises con granate, gneises cuarzo-feldespáticos sin granate y esquistos verdes de grano más fino.

Los rumbos y echados de la foliación en la Formación Xayacatlán son variables, pero en general tiene rumbos al NE y al NW con echados entre 25° y 70° al NE y SE. Asumiendo un echado promedio de 50° a 30° , y que dicho echado sea similar a la inclinación del contacto inferior, el espesor estructural de la unidad variaría entre unos 3,500 m y 2,250 m.

Descripción petrográfica de las rocas de la Formación Xayacatlán

En este apartado se incluyen descripciones petrográficas de las rocas que componen a la Formación Xayacatlán. También comprende información química de los minerales, obtenida a través de análisis de microsonda electrónica. Las tablas donde se resumen los datos obtenidos, se encuentran en el anexo 1.

Rocas ultrabásicas de la región de Tlachinola

Los afloramientos mayores de rocas ultramáficas ocurren al sureste de la carta Tehuiztzingo, donde aparece un cuerpo de unos 7 km de longitud y 1.5 km de ancho. Una lámina realizada en una roca metamórfica de dicha región muestra que está formada en su gran mayoría por serpentina fibrosa fina (0.3 mm), con cristales orientados de manera sigmoide, semejando foliaciones cruzadas (Figura 16). Existen lentes de clorita café clara, y minerales opacos

dispersos a lo largo de la foliación. Se ha determinado petrográficamente que hay calcita en vetillas siguiendo la foliación.

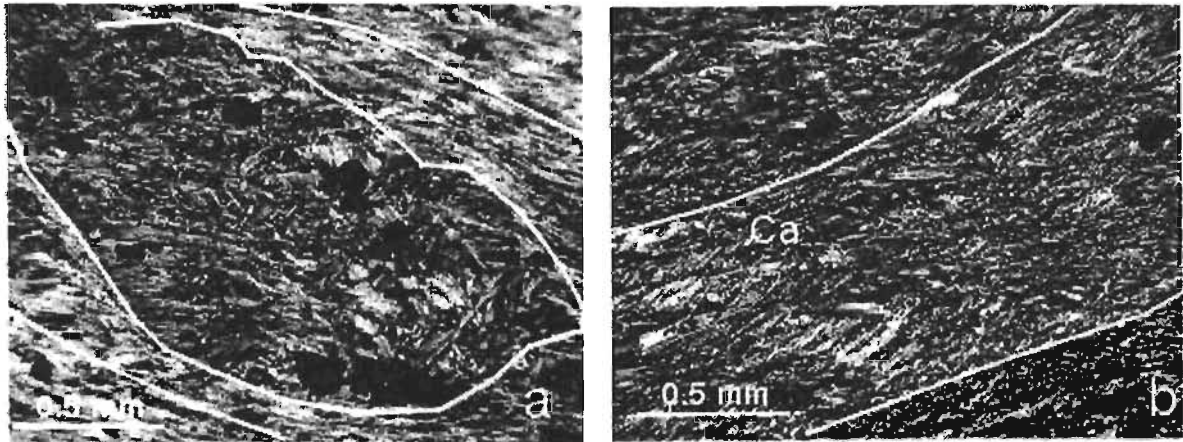


Figura 16. Fotografías de rocas serpentínicas de la región de Tlachinola. a) Serpentinita formada en su gran mayoría por antigorita con una zona con menor deformación donde se aprecian fibras radiales no orientadas y minerales opacos; b) Foliación anastomosada con fibras orientadas en diferentes direcciones respecto a la misma. Cristal de calcita (Ca) y minerales opacos diseminados. Muestra ACA 16 (pueblo de Tlachinola).

Otra muestra fue tomada de un boudin métrico en la región de Tecolutla (Figura 17). En el afloramiento la roca es de color muy oscuro y se ven sus cristales a simple vista, se halla rodeado por serpentinitas. En la lámina se aprecia una roca hecha básicamente de anfíbol (tremolita-actinolita) en un 95 %, con cristales grandes (algunos mayores a 4 mm) de epidota y clinozoisita, estos minerales forman lentes microplegadas. Contiene también cristales escasos de una mica de baja birrefringencia (clorita?). La fábrica es una foliación continua marcada por la orientación de cristales de anfíbol y mica, se aprecia una sola fase de deformación.



Figura 17. Lente sigmoidal de esquistos de tremolita envuelto en serpentinita. Pertenece a la secuencia ultramáfica serpentinizada ubicada al poniente de Tecolutla.

Metaeclogitas de la región de Piaxtla

Las metaeclogitas en muestra de mano son rocas de color oscuro de grano medio a grueso con foliación marcada por la elongación de granos y con lineación mineral. En donde pueden observarse con claridad, los contactos entre el clinopiroxeno sódico, granate, anfíbol y fengita, son rectos (Figura 18) y sugieren equilibrio; sin embargo, en muchos de dichos contactos han ocurrido posteriormente reacciones prógradas o retrógradas. Un ejemplo de transformación prógrada es la zonación del anfíbol, de barroisita en el centro (Ca-Na) a Mg-hornblenda en el borde (Ca). Posteriormente el anfíbol sufre una transformación retrógrada a actinolita (Ca).

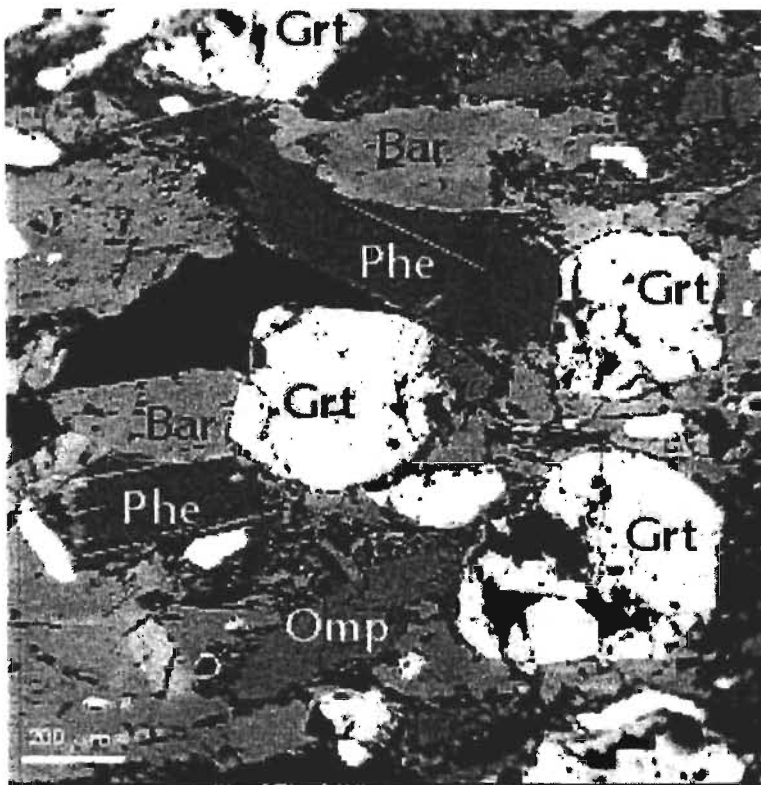


Figura 18. Fotografía tomada con microsonda electrónica (backscattered electron images BEI) donde se aprecian las relaciones texturales de la metaeclogita (ACA 8). Piroxeno onfacítico (Omp) con bordes reducidos de reacción (simplectitas). Granate (Grt) euhedrales a subhedrales. Cristales grandes de phengita (Phe) rodeados localmente por anillos de reacción (biotita + albita). Cristales de barroisita (Bar) grandes y entrelazados con los antes descritos. El cuarzo (Qtz) es accesorio pero estable en la paragénesis. Otro accesorio común es el rutilo (Rt) el cual se encuentra como inclusiones en granate o fuera de ellos en granos más grandes.

Las metaeclogitas están formadas por grandes granates euhedrales a subhedrales de 0.7 mm a 3 mm. El granate contiene un porcentaje mayor de almandino 60.6 %, con cantidades decrecientes de grosularia 25.4 %, piropo 10.8%, andradita 1.8% y espartina 1.4 % (promedio de 37 análisis, muestras ACA 8 y ACA 7) (Figura 19, Tabla 6). En general se aprecia una ligera zonación en el granate con incremento leve de la espartina hacia el centro (hasta cerca de 5 % pero en promedio 3%) y disminución ligera del almandino (de 61 a 59 %) y la grosularia (de 26 a 25 %). Esta zonación del granate se considera como zonación de crecimiento (Spear, 1995) y se ha indicado que el incremento en X_{Alm} con respecto a X_{Mn} está

relacionado con un incremento de temperatura (por ej. Yardley 1977; Woodsworth, 1977). Por esta razón se considera que el granate cristalizó durante un metamorfismo prógrado.

Muestra	ACA 7		ACA 8
	Centro 8 datos	Borde 11 datos	18 datos
% Piropo	9.64	10.76	10.77
% Almandino	59.35	61.04	60.58
% Espesartita	2.96	1.27	1.45
% Andradita	1.74	1.72	1.81
% Uvarovita	0.05	0.10	0.04
% Grosular	26.26	25.10	25.36

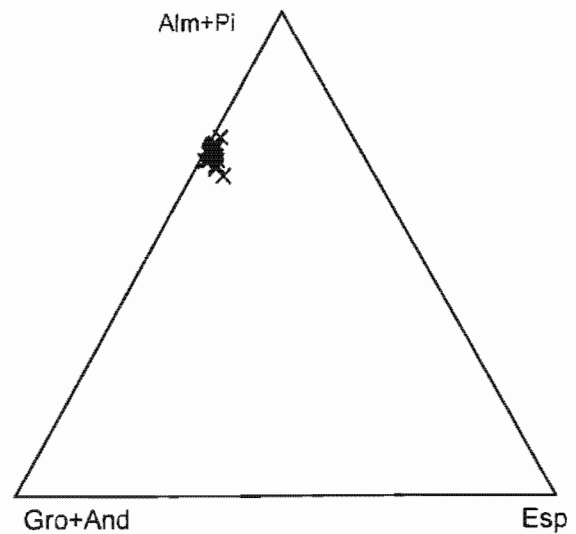


Figura. 18. Diagrama de composición de granate en metaeclogitas de la región de Piaxtla.

Además la roca contiene ~ 5 % de relictos de onfacita (Figura 20, Tabla 7), en cristales anhedrales comúnmente rodeados por halos de simplectitas formadas por anfíbol + plagioclasa.

	ACA 8 Promedio de 15 datos		ACA 7 Promedio de 8 datos	
	promedio	rango	promedio	rango
Jadeíta	31.44	34-29	31.64	28-33
Aegerina	14.41	18-10.5	16.71	13-20
Diópsida	54.15	51-57	51.65	50-53

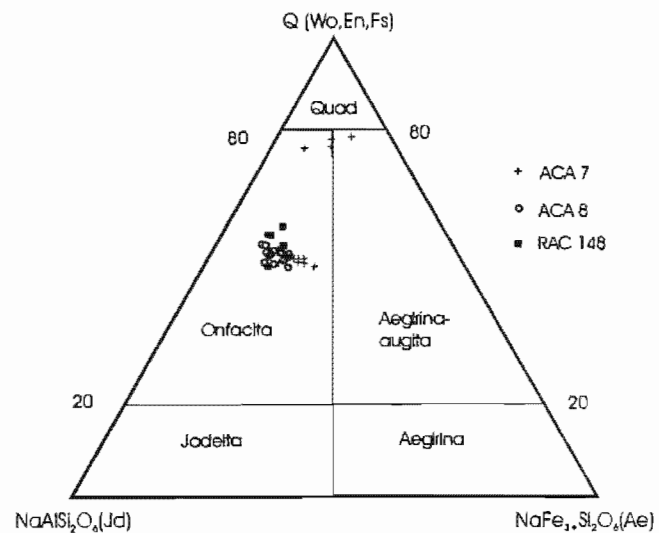
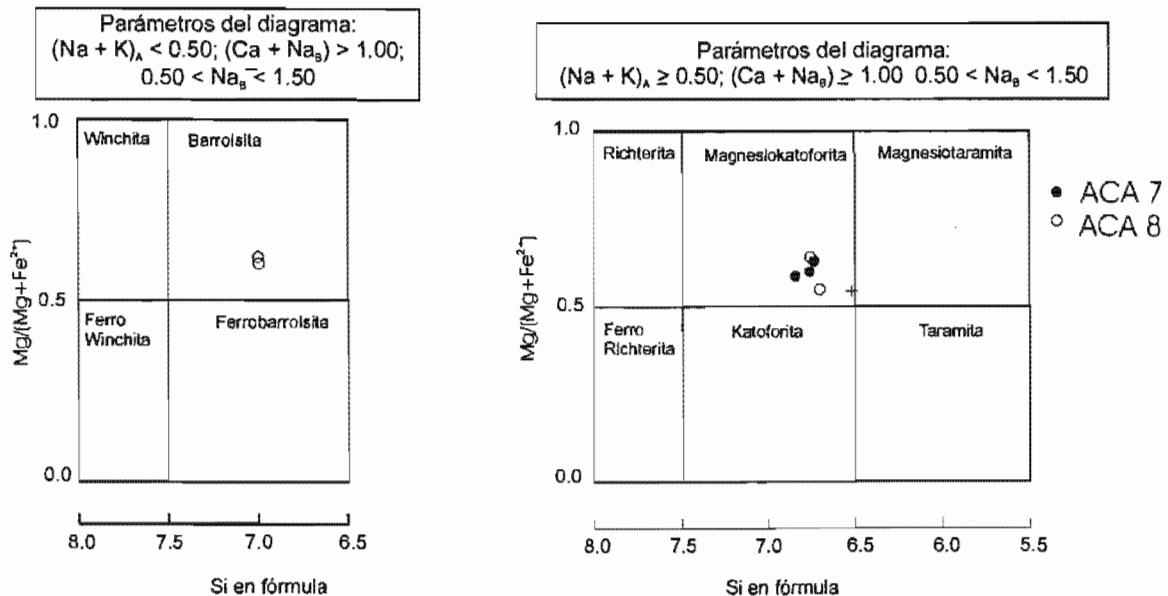


Figura 20. Diagrama de clasificación y composición del piroxeno en metaeclogitas. Muestras ACA 7 y ACA 8. Los datos del centro del campo de la onfacita son los cristales mayores, mientras que los datos cerca del límite superior del campo de la onfacita corresponden a piroxenos secundarios de las simplectitas. (Diagrama de Morimoto et al., 1988)

También presenta cristales prismáticos relativamente grandes de un anfíbol verde con composiciones variables de barroisita a Mg-katoforita (ACA 7 y ACA 8) (Figura 21). Los contactos de este anfíbol con el granate son rectos y localmente no hay signos de reacción (Figura 18).



La roca contiene además cristales aislados de una mica blanca que corresponde en composición a las fengitas (Figura 22). Estas micas fengíticas tienen concentraciones altas de Mg y Si, debido a la sustitución fengítica la cual es $MgSi \leftrightarrow AlAl$. Un promedio de 9 datos en las muestras ACA 7 y 8 presentan 6.57 Si por fórmula unidad (con base en 22 oxígenos). Los cristales de fengita son subhedrales.

Las muestras eclogíticas estudiadas presentan cristales de cuarzo que forman agregados poligonales, con extinción ondulante y subgranos.

Granates, piroxenos y anfíboles contienen inclusiones pequeñas de rutilo (de alrededor de 30-50 μm) aunque en el anfíbol son un poco mayores indicando su cristalización un poco más tardía (alrededor de 200 μm). Las inclusiones de rutilo tienen comúnmente una forma elíptica en planta. Los análisis químicos dentro de este mineral indican un alto grado de pureza con

TiO₂ formando un 99.4 % en peso en promedio, con impurezas muy escasas principalmente de hierro.

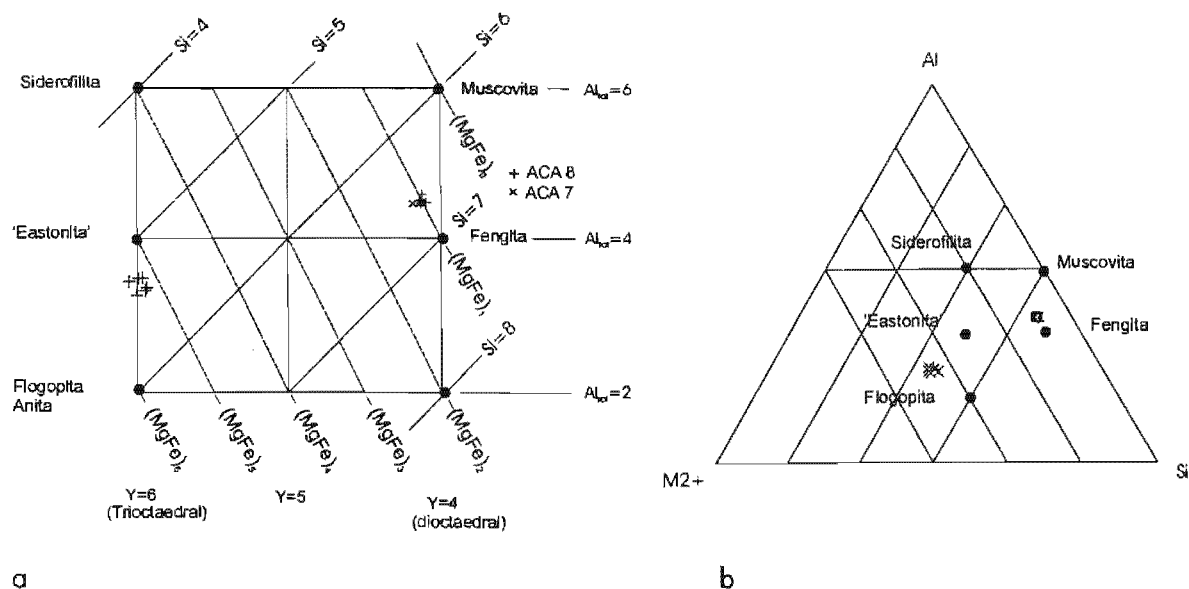


Figura 22. Diagramas de composición de micas en metaeclogita. a) Composiciones de las micas mostrando el número de sitios octaédricos ocupados, 4; trioctaédricos, 6 y átomos de Si, Al y M²⁺ por fórmula unidad; b) gráfico similar en el cual se enfatizan las coordenadas triangulares Si, Al y M²⁺. Se puede apreciar también la clasificación de mica ferro-magnesiánica producida por la transformación de las fengitas. Muestras ACA 7 y 8. (Diagramas de Deer et al., 1996).

La textura de la roca es granoblástica (Figura 18) y las relaciones texturales indican la existencia de una paragénesis formada por: granate + onfacita + anfíbol + cuarzo + fengita + rutilo. No contiene plagioclasa primaria. Esta paragénesis se considera formada durante un evento metamórfico denominado M2_{xo}. El evento metamórfico M1_{xo} en las rocas de esta formación está indicado por sendas de inclusiones dentro de los porfidoblastos. Este evento M1_{xo} no es muy evidente en la región de Piaxtla. Los minerales observados como inclusiones son anfíboles (Mg-katoforita) y cuarzo.

El anfíbol parece mantener una relación estable con el granate sugerida por contactos rectos sin reacción, aunque la observación de las inclusiones indica que cristalizó de manera tardía, dentro de la asociación M2_{xo}. La onfacita y el granate se encuentran en contacto directo sólo localmente, lo más común es que existan uno o varios anillos de reacción entre ambos.

La paragénesis indicada antes, corresponde a la facies de eclogita, la cual se caracteriza por la asociación granate (típicamente piropo y rico en grosularia) + onfacita y la carencia de plagioclasa de cualquier composición (Carswell, 1990). El granate de las eclogitas en el área estudiada corresponde a almandino. Según Mottana et al. (1986) la reacción tipo a la que se atribuye la paragénesis de la eclogita es: plagioclasa + clinopiroxeno \pm olivino \pm ortopiroxeno = granate + onfacita \pm cuarzo. Los autores señalan que estas reacciones son multivariantes y ocurren sobre un amplio rango de condiciones de P-T dentro de los campos de estabilidad de numerosos minerales.

Evento metamórfico M3_{xo} - transformaciones retrógradas

Las relaciones texturales y mineralógicas evidencian la existencia de al menos una fase de metamorfismo retrógrado M3_{xo}, sobrepuesto sobre el metamorfismo progresivo M2_{xo}. La muestra más clara es el desarrollo, entre granates y piroxenos, de una masa simplectítica lamelar formada principalmente por anfíbol y plagioclasa (Figura 23), la cual es radial alrededor de los relictos de piroxeno, siendo este mineral entonces el que mayor retrogresión ha sufrido. Localmente, esta simplectita también está formada por clinopiroxeno, que corresponde a onfacita y aegirina-augita. Los piroxenos secundarios contienen mucho más calcio que los piroxenos primarios (Figura 20).

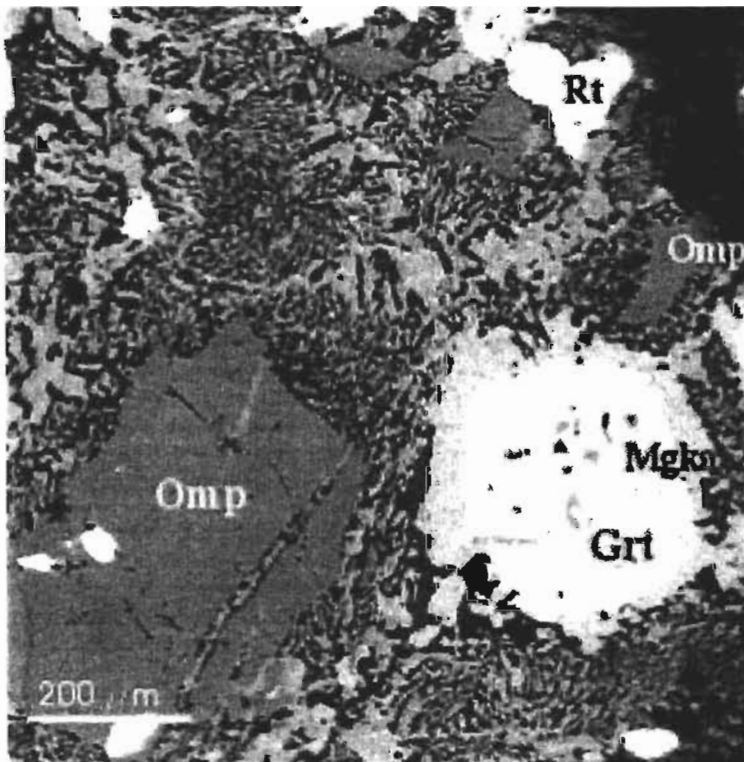


Figura 23. Fotografía con microsonda electrónica (BEI) de metaeclogita (ACA 7). Se aprecian cristales de granate (Grt) rodeados por una corona de hastingita (Ha) y con inclusiones de Mg-katoforita (MgKa) (inclusiones grises). También se ve un cristal grande de onfacita (Omp) con inclusiones de rutilo (Rt) rodeado por un halo simplectítico de Mg-hornblenda + albita (gris y negro en el halo simplectítico). En la matriz se observan cristales más grandes de rutilo y relictos del piroxeno onfacítico.

En la matriz existen cristales muy anhedral (ameboides) de anfíboles cálcicos cuya composición varía de Mg-hornblenda a edenita. Esta composición coincide con la de los anfíboles que forman los lentes más finos. La composición de las plagioclasas que forman las simplectitas lamelares es básicamente albita (Figura 24).

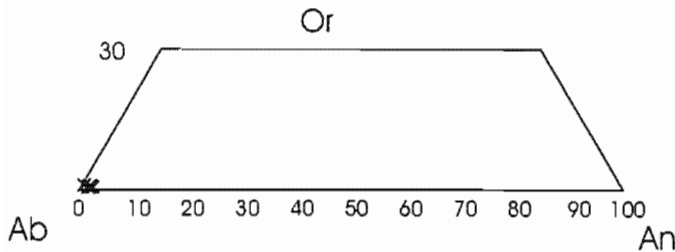


Figura 24. Composición de plagioclasas de las simplectitas. Muestras ACA 7 y 8 (diagrama de Deer et al. 1997).

Alrededor del granate se forman coronas (de 30 a 50 μm de espesor) de un anfíbol verde-azulado (Figura 23) que tiene composiciones variables correspondientes a Fe-pargasita, hastingsita, Mg-hastingsita y Mg-katoforita (Figura 25).

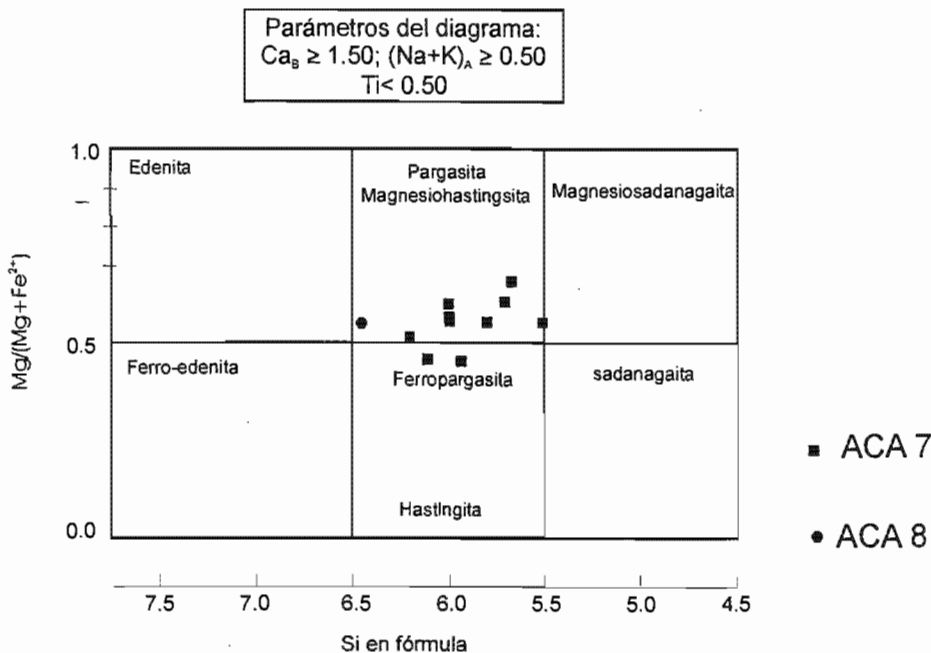


Figura 25. Anfíboles de la corona alrededor de los granates (diagrama de Leake et al., 1997).

Las escasas fengitas presentes en las rocas analizadas muestran un anillo de reacción formado por cristales finos de biotita, que a su vez son bordeados por halos de cuarzo, en contacto con los minerales de la matriz (originalmente piroxenos) o con granate. La composición de las micas se muestra en la Figura 22.

Los gránulos de rutilo inmersos en la matriz muestran halos de reacción, primero a ilmenita y luego a titanita, aunque se encuentran varias distribuciones (Figura 26). Además, la roca contiene escasos y pequeños cristales de epidota, al parecer secundaria.

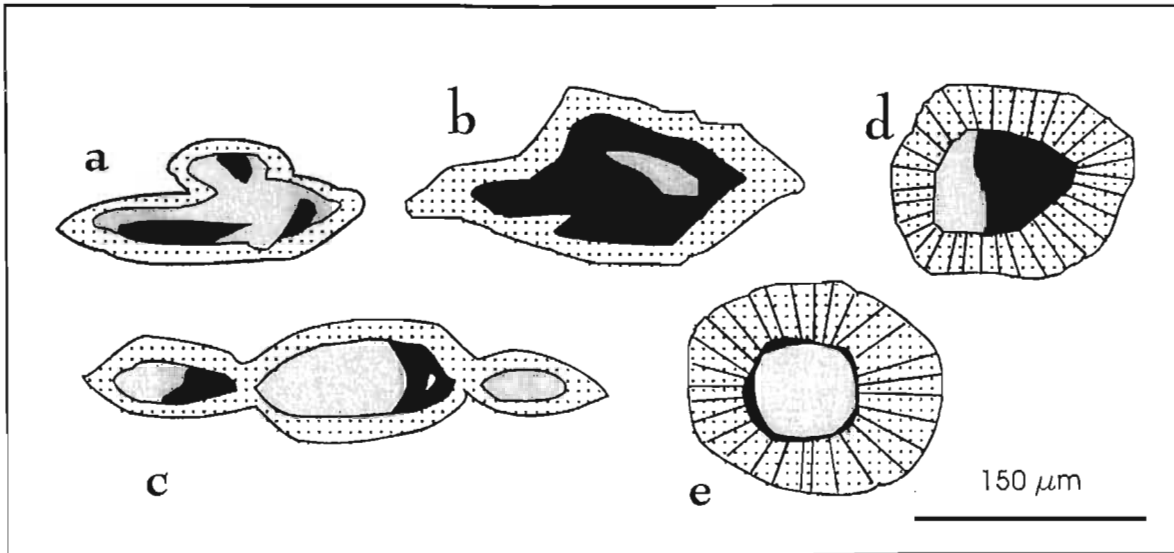


Figura 26. Relaciones entre minerales de titanio, observadas en las metaeclogitas y anfibolitas con granate. Cristales de rutilo (gris), rodeados parcial o totalmente por ilmenita (negro) y ambos a su vez rodeados por titanita. Localmente se observan algunos cristales coalesciendo por su corona (c) y a veces se observa la titanita fibrorradial (d y e).

En otra muestra de anfibolita colectada a unos metros de las de eclogita se puede observar una foliación marcada por la orientación preferente de los anfíboles y la zoisita, ambos de grano grueso ~ 1 mm. Se puede apreciar un grado más avanzado de retrogresión, desapareciendo por completo los piroxenos, sólo quedan simplectitas de anfíbol (hornblenda) + plagioclasa. El granate se encuentra como relictos alterado en una buena parte a epidota + clorita (en algunos granos la alteración es total). El anfíbol es más estable, pero localmente se altera a actinolita + clinozoisita. Todavía queda rutilo pero siempre rodeado por halos de ilmenita o titanita. Algunos de los cristales de anfíbol muestran forma sigmoidal con desarrollo de subgranos (similar a un porfidoclasto tipo σ), indicando que la deformación de la roca fue no-coaxial.

Esquistos verdes de la región de Inopilco

En secciones delgadas realizadas en las cercanías de Inopilco se observa una foliación anastomosada de grano fino (cristales generalmente menores a 0.2 mm) (Figura 27). La

foliación está marcada por la orientación preferente de actinolita + clorita + titanita y epidota con elongación del cuarzo. La paragénesis es: anfíbol verde-azulado + epidota (pistachita) + cuarzo + clorita + albita + titanita. Localmente las rocas pueden tener porfidoblastos de epidota aislados o en grupos. El tamaño fino de estas rocas y su paragénesis formada por minerales típicos de la facies de esquisto verde (sin granates y sin piroxeno), se puede explicar debido a la mayor deformación en la parte basal de la napa y a la mayor y más penetrativa infiltración de fluidos que produjeron simultáneamente, disminución del tamaño de grano por recristalización dinámica y retrogresión de los minerales de más alta presión y temperatura.

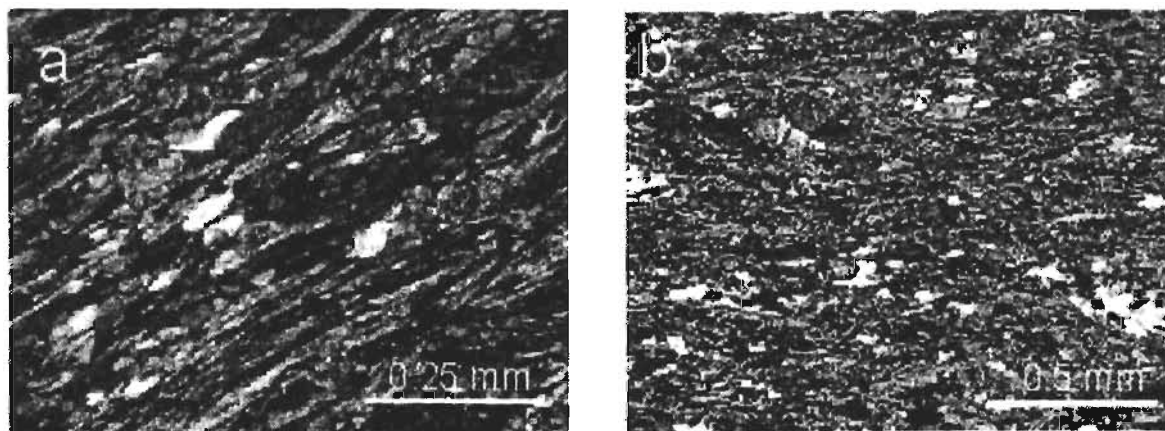


Figura 27. Esquistos verdes de la región de Inopilco. a) Fotografía de lámina delgada, esquisto verde muestra ACA 12, formado por un anfíbol verde-azulado + zoisita + albita + cuarzo. Foliación de grano fino. LP, 10X. b) Esquisto verde formado por la misma paragénesis de la roca anterior. Ondulaciones en la foliación sugieren una textura S-C' que indicaría un sentido de cizalla dextral. LP, 4X.

Metabasitas de la Región de Mimilulco

Se estudiaron varias muestras que se pueden agrupar como metaeclogitas, anfibolitas y esquistos verdes. En el afloramiento las anfibolitas son de color verde oscuro, en muchas de ellas son visibles porfidoblastos de granate de tamaños variables que en ciertos horizontes, alcanzan hasta 1 cm de diámetro (Figura 28). En algunas rocas son visibles porfidoblastos de zoisita y muscovita (Figura 29). Algunas son un agregado de plagioclasas en forma de huso, separadas por una matriz foliada de color verde (Figura 30). En cuanto a la estructura, algunas de estas metabasitas presentan un aspecto masivo por varios metros de espesor; otras se observan foliadas, en horizontes métricos, e intercaladas con las rocas metapelíticas.

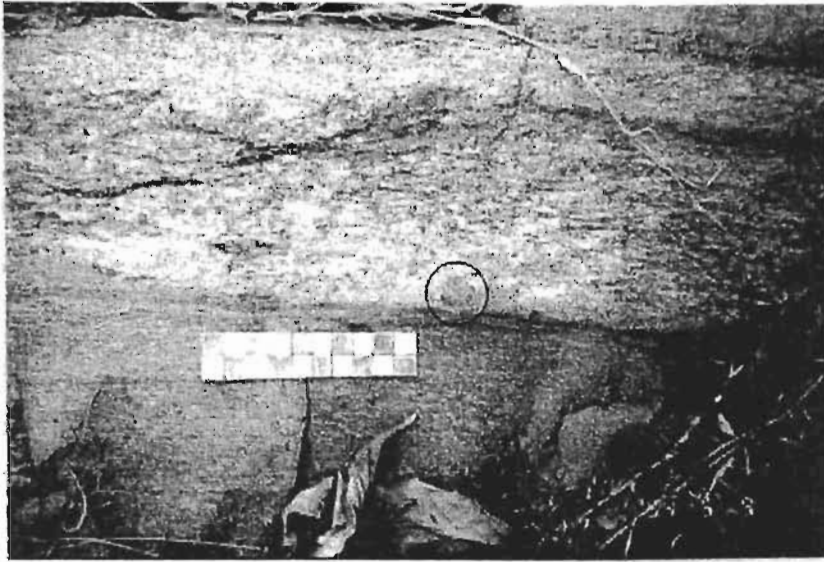


Figura 28. Anfibolitas con granate intercaladas con gneises cuarzo-feldespáticos con granate de la región de Mimilulco. La foliación en ambas rocas es paralela por lo que se interpreta que ambas rocas se deformaron y metamorfosearon al mismo tiempo. Note que granates en la parte gneisosa alcanzan 2 cm de diámetro (círculo).

Metaeclogita

Sólo una de las muestras estudiadas en esta región muestra una textura que indica que se trata de una metaeclogita (Figura 29). La matriz de esta roca está formada por una pasta simplectítica de anfíbol y plagioclasa, los cuales forman cristales entrelazados grandes (hasta 1 mm). Se considera que esta simplectita proviene de la retrogresión de clinopiroxenos como en el caso de las metaeclogitas de Piaxtla. Algunas de estas simplectitas son radiales y tienen centros de zoisita + titanita. En la matriz flotan porfidoblastos de zoisita (2.5 mm) y granate (1 mm). Este último está rodeado y cortado por vetillas de calcita. Algunos granates tienen inclusiones finas de actinolita + cuarzo + calcita. Los cristales de titanita son los minerales accesorios más comunes.

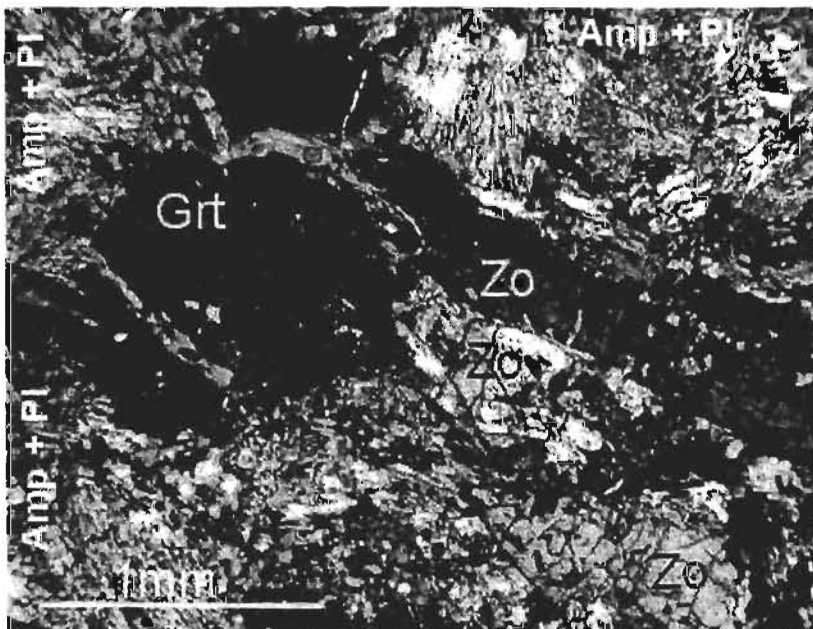


Figura 29. Fotografía en lámina delgada de meta eclogita. Grandes cristales de granate euhedrales asociados con porfidoblastos de zoisita prismática con color de birrefringencia azul. Están rodeados por simplectitas de anfíbol verde + albita. Además hay cristales más pequeños de clinzoisita, clorita y titanita, dispersos en la matriz. Muestra ACA 60. Pionte de Mimilulco. LP, 4X.

Anfibolitas con granate

Estas rocas de grano medio a grueso y de color verde oscuro son las metabasitas más comunes en la región de Mimilulco. La proporción de anfíbol/plagioclasa es variable predominando alguno de estos dos minerales. Algunas anfibolitas contienen una textura poiquilítica formada por plagioclasas con numerosas inclusiones finas (< 0.1 mm), orientadas, de anfíbol, zoisita, granate, poco rutilo y clorita. Las plagioclasas de las anfibolitas tienen una composición prácticamente de albita pura, su forma es sigmoidal y presentan extinción ondulante.

También contienen porfidoblastos de granate rodeados de clorita que los altera. En algunos de estos granates se observa una foliación interna $S_i = S1_{x_{gr}}$ formada por cuarzo, calcita y zoisita; la cual es transversal a $S_e = S2_{x_{gr}}$, aunque hay un sobrecrecimiento del granate contemporáneo con la formación de S_e . También existen porfidoblastos de muscovita y zoisita (> 3 mm). La foliación es continua, fina, con algunas láminas de cuarzo.

En algunos poiquiloblastos de granate (muestra RAC 15) se aprecia que S_i es continua con S_e , pero los granates han rotado, indicando una formación sintectónica (Figuras 31 y 32e). En otras muestras (RAC 20) se aprecian dos generaciones de granate; la primera con cristales grandes mayores a 1 mm, anhedral, con múltiples inclusiones alineadas de zoisita, titanita y cuarzo, las cuales forman una foliación S_i microplegada. La segunda generación de granates se caracteriza por su forma euhedral, su tamaño más pequeño (generalmente menores a 1 mm) y por la reducida o nula presencia de inclusiones (Figuras 30 y 32f). A veces se aprecia un sobrecrecimiento euhedral y con menos inclusiones alrededor de granates helicíficos (Figura 32 a y b). Los granates tardíos localmente se asocian con el desarrollo de cristales grandes de clinozoisita radial y pistachita.

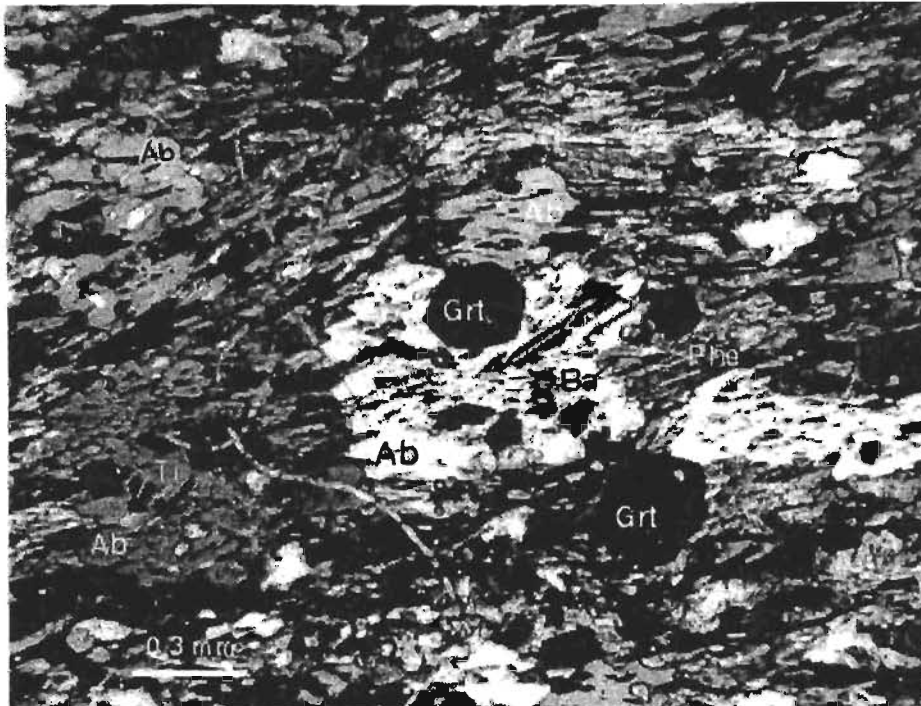


Figura 30. Anfibolita con granate (muestra ACA 67). Esta roca está formada por cristales elongados y entrelazados de albita poiquilíticas que contienen como inclusiones cristales pequeños de zoisita, anfíbol (barroisita), fengita, clorita, granate y titanita. En los bordes de los granos de plagioclasa hay concentraciones de cristales más grandes iguales a los que están incluidos. En general, Si es continua con Se como puede apreciarse, sin embargo, localmente puede notarse que hay una Si anterior, perpendicular a Se (no visible en la foto). LP, 2X.

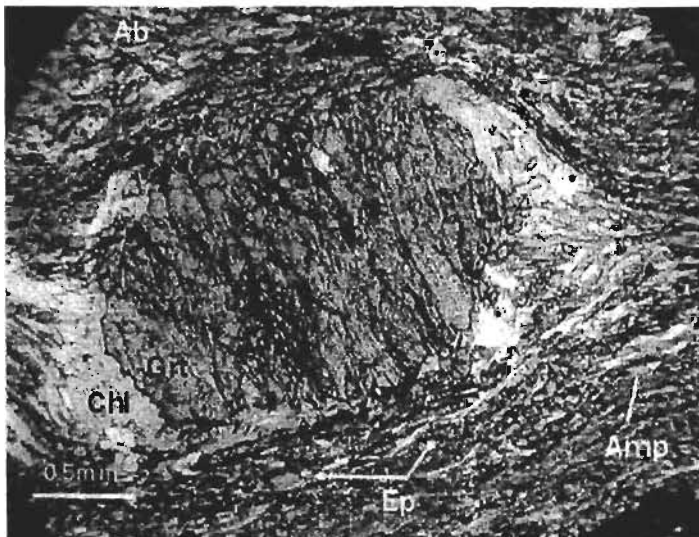
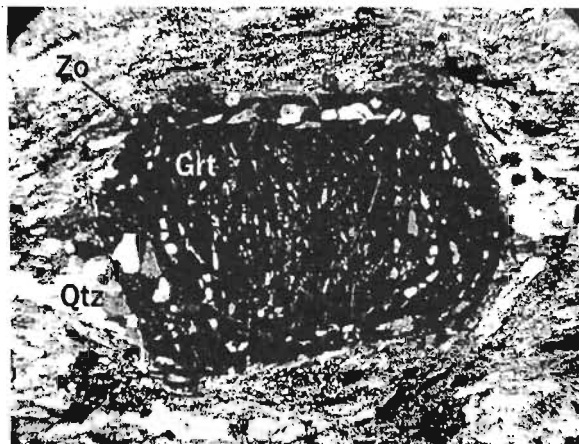
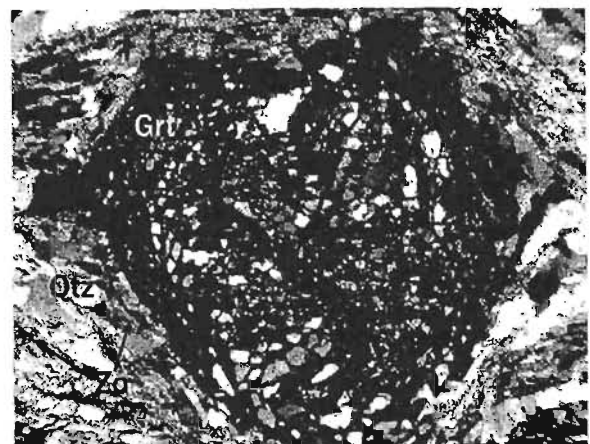


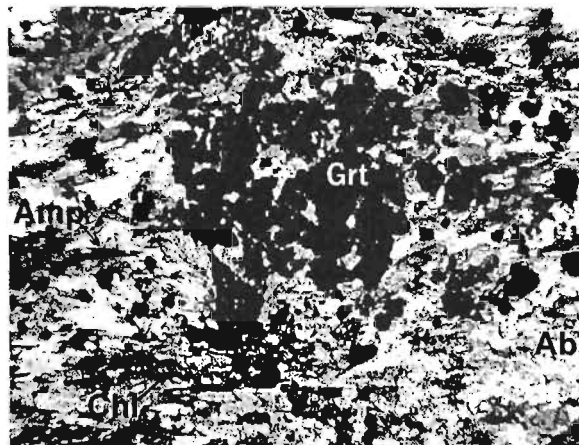
Figura 31. Anfibolita con granate. Esta muestra está formada por una matriz muy fina formada principalmente de un anfíbol verde-azulado (barroisita- Mg-ornblenda-actinolita) asociado con clinozoisita, clorita y albita. Se observa un gran porfiroclasto de granate con sombras de presión sigmoides rellenas parcialmente de clorita (proveniente de la retrogresión del granate) y anfíbol. Una Si es visible en el granate y es perpendicular a Se. Muestra RAC 15. LN, 2X.



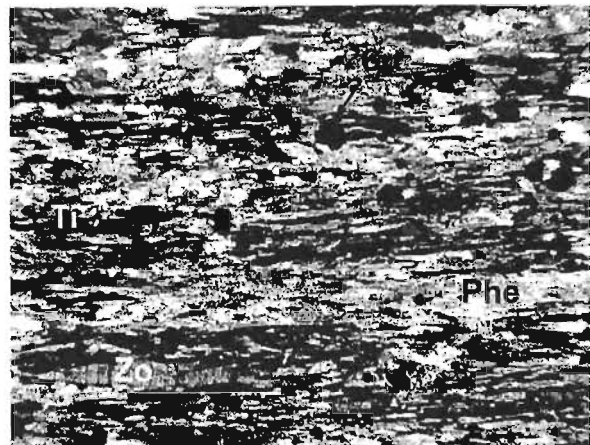
a ————— 1mm LP, 2X



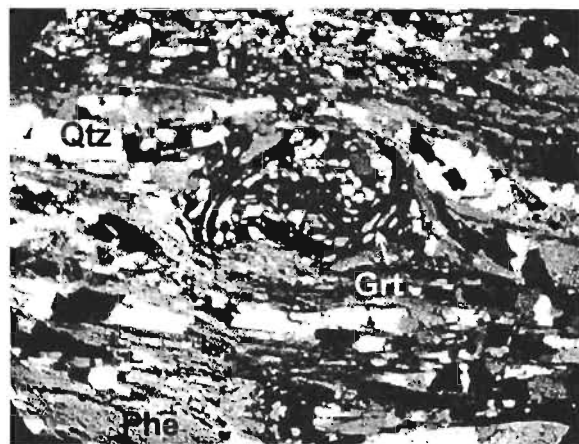
b ————— 1mm LP, 2X



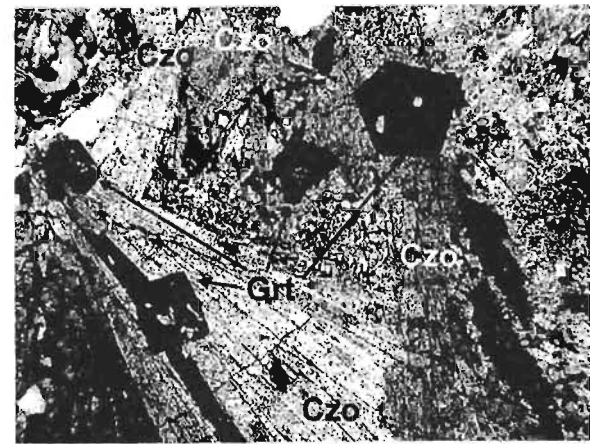
c ————— 1mm LP 2X



d ————— 1mm LP, 2X



e ————— 1mm LP, 2X



f ————— 1mm LP, 2X

Figura 32. Tipos de granate encontrados en metabasitas de la región de Mimilulco. a) gran poiquiloblasto con inclusiones de cuarzo, rutilo y minerales opacos. En su parte central presenta una foliación interna Si (vertical) discordante con la foliación externa Se. En la periferia las inclusiones siguen el contorno del cristal, lo cual se interpreta como un sobrecrecimiento del granate posterior a la deformación D1Xa (muestra ACA 62); b) granate esquelético con múltiples inclusiones de cuarzo, y una zona externa limpia de inclusiones.

Estos cristales se atribuyen a un crecimiento rápido bajo circunstancias de nucleación desfavorable (Barker, 1990). El borde con inclusiones escasas puede indicar un cambio en la tasa de difusión y la tasa de crecimiento cristalino asociadas con un cambio en las condiciones de metamorfismo; c) porfidoblasto anhedral de granate envuelto en una matriz que dejó sombras de presión a su alrededor, está rodeado por granates euhedrales pequeños (muestra ACA 67), estos dos tipos de granate se interpretan como formados durante dos etapas de metamorfismo. d) granates euhedrales pequeños en un esquistos verde de grano fino se interpreta que se formaron en zonas de alta deformación de manera tardía (2ª generación); e) granate esquelético que muestra inclusiones en espiral que indican una rotación aparente, dextral, de aproximadamente 90°. Sus límites están truncados por la foliación externa. Muestra RAC 110; f) granates euhedrales que crecen en una drusa formada por cristales prismáticos radiales de clinozoisita. Estos granates y la clinozoisita que los envuelve son claramente formados en una etapa tardía de metamorfismo. Muestra ACA 67.

Los contenidos promedio de los componentes del granate se muestran en la Tabla 8 y gráficamente en la figura 33. A pesar de su distinta morfología, ambas generaciones de granate tienen una composición similar. Si se compara su composición con la que presentan las rocas eclogíticas de Piaxtla se aprecia un incremento ligero en el contenido de grosularia y espesartina; sin embargo, este incremento puede estar asociado a composiciones diferentes de los protolitos.

Muestra	RAC 20	ACA 67
% Piropo	5.7	5.9
% Almandino	53.4	53.9
% Espesartita	8.3	7.5
% Andradita	1.4	1.4
% Uvarovita	0.06	0.06
% Grosular	31.2	31.2

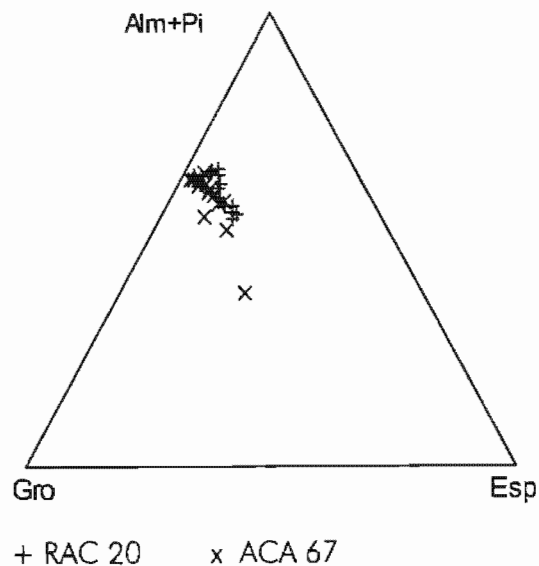


Figura 33. Distribución composicional del granate en anfibolitas de Mimilulco. Se puede apreciar una tendencia del polo espesartínico, la cual se debe a la composición de las partes centrales del granate.

Se realizaron análisis transversales en los granates para establecer su zonación y los resultados se muestran en la Figura 34.

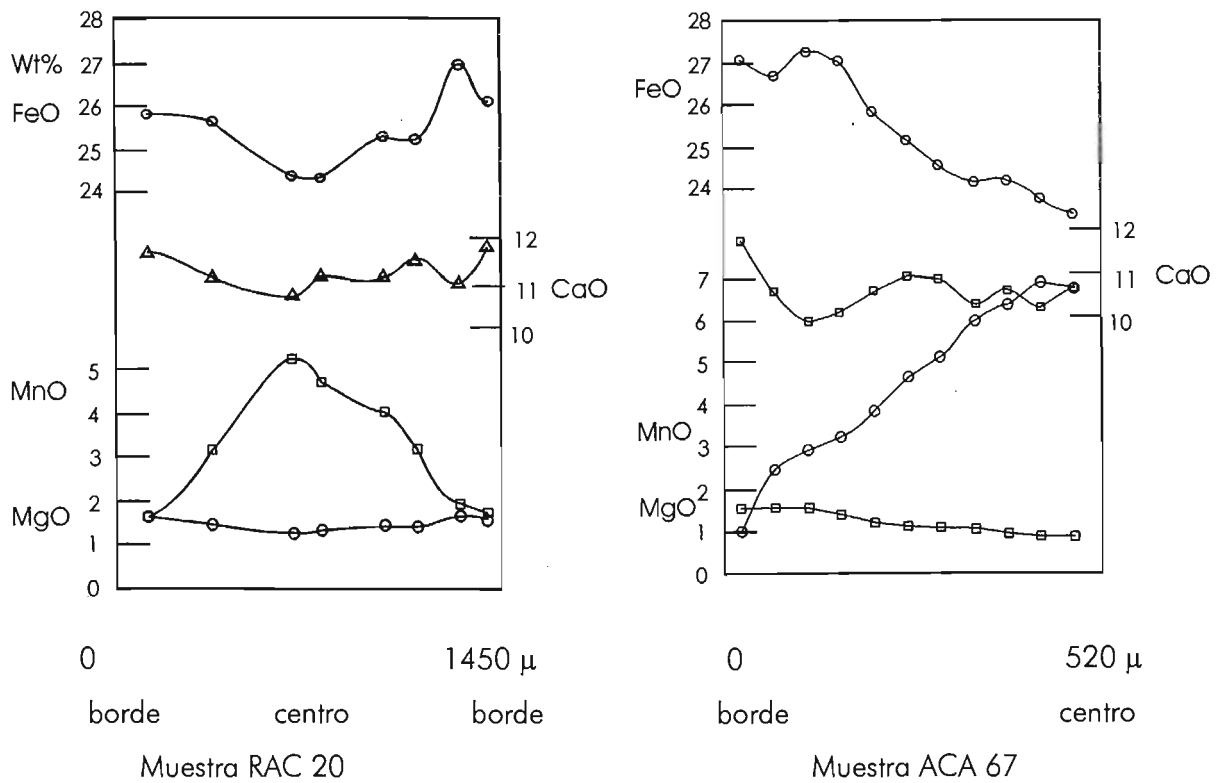


Figura 34. Análisis transversales en cristales de granate. Aunque los análisis realizados en la muestra RAC 20 son pocos y asimétricos, puede apreciarse una forma de campana bien desarrollada para el manganeso, una forma de campana invertida para el Fe, mientras que el Mg se incrementa ligeramente del centro hacia el borde. El Ca tiene un comportamiento más variable aunque en general, similar al del Fe, con excepción del borde, donde el Fe disminuye y el Ca aumenta.

El patrón presente en la Figura 34, con un incremento de centro a borde del FeO y un decremento correspondiente del MnO, es típico de una zonación por crecimiento, la cual ocurre cuando nuevas capas de composición diferente se agregan al cristal en crecimiento (ver por ejemplo Spear, 1995, p. 582). Este tipo de zonación es común en granates metamórficos donde una cinética de difusión lenta previene una homogeneización química completa dentro del grano (Cygan y Lasaga, 1982). Generalmente esta forma de campana del Mn ocurre en facies de esquistos verde y anfibolita (Spear, 1995). Las diferencias composicionales se deben a variación de las condiciones externas (P , T), a cambios locales de la composición en volumen, por ejemplo debido a cristalización fraccionada del granate, o a cambios en la asociación mineral a medida que el metamorfismo procede. Ha sido comprobado que X_{Al} se incrementa durante la cristalización del granate con la temperatura hasta aproximadamente 580°C donde empieza a disminuir. Por otra parte X_{sp} disminuye con el aumento de temperatura y presión (Spear et al., 1990).

Los anfíboles se presentan como cristales prismáticos finos orientados en la foliación (junto con la zoisita) y forman la parte mayor de algunas rocas (Figuras 31 y 32 a). El análisis químico de algunos de estos anfíboles indica que se trata de barroisitas (muestras RAC 20 y ACA 63), es decir, anfíboles calco-sódicos. Otros análisis indican una composición cálcica correspondientes a Fe-actinolita y Fe-hornblenda.

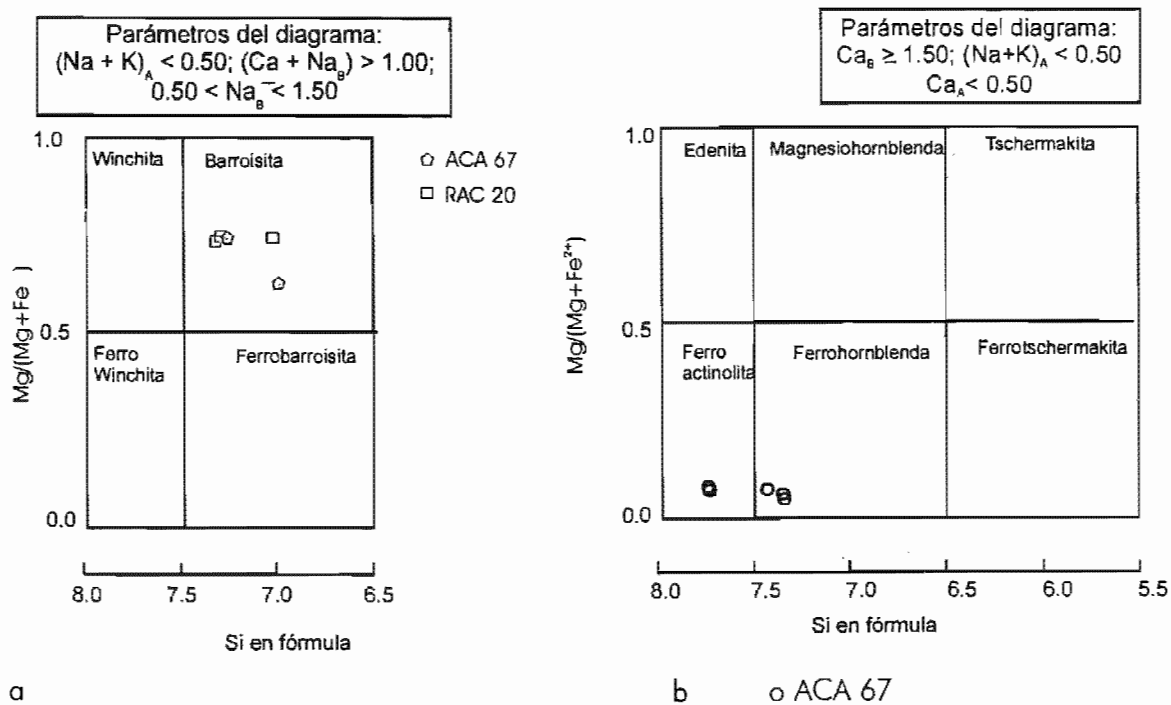


Figura 35. Composición de anfíboles en anfíbolitas de la región de Mimilulco. a) anfíboles calco-sódicos; b) composición de anfíboles cálcicos (diagramas de Leake et al., 1997)

Petrográficamente, ambos tipos de anfíbol son muy parecidos y ocupan posiciones similares con respecto a los demás minerales (como inclusiones en plagioclasas), pero su composición variable de calco-sódico a cálcico puede reflejar el cambio de las condiciones de metamorfismo y puede atribuirse a reacciones que ocurren localmente entre los minerales de la paragénesis.

Las micas blancas presentes en las muestras estudiadas tienen una composición fengítica, la cual es evidente en los diagramas (Figura 36). De hecho, estas micas están más cerca del polo fengítico que las micas analizadas en las rocas eclogíticas. En la Figura 37 se muestra una comparación de la composición de las micas fengíticas de las regiones de Piaxtla, Mimilulco e Ixcamilpa.

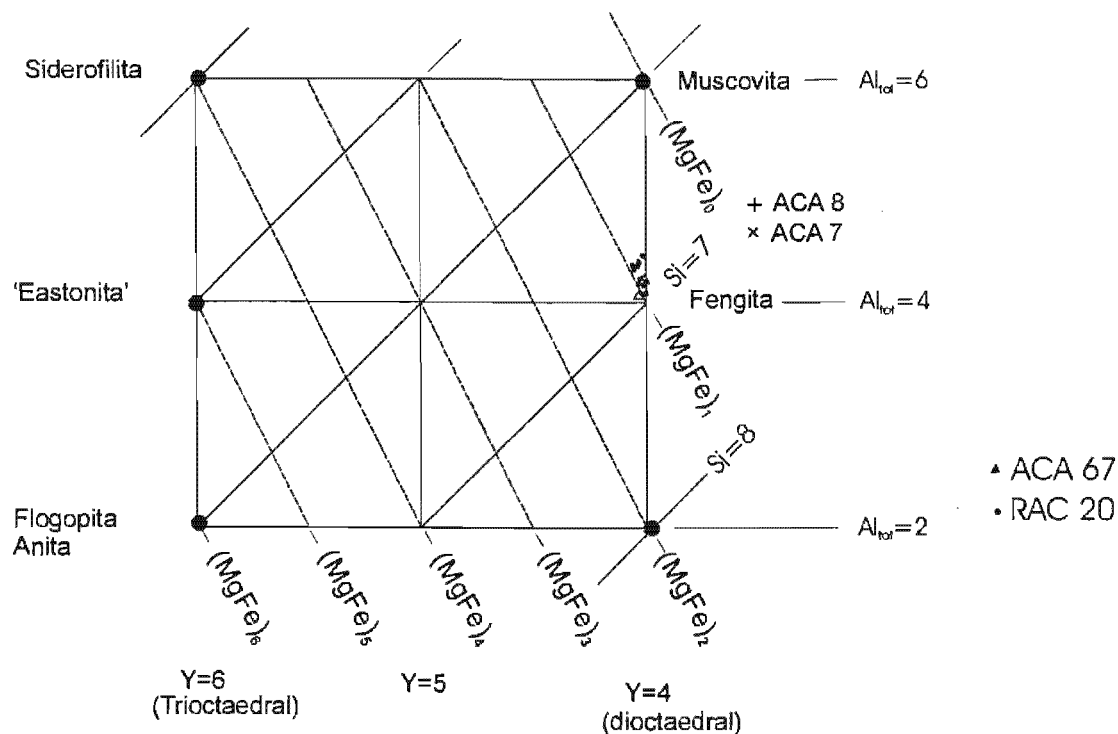


Figura 36. Diagrama donde se aprecia la composición de las micas fengíticas en las anfibolitas de Mimilulco.

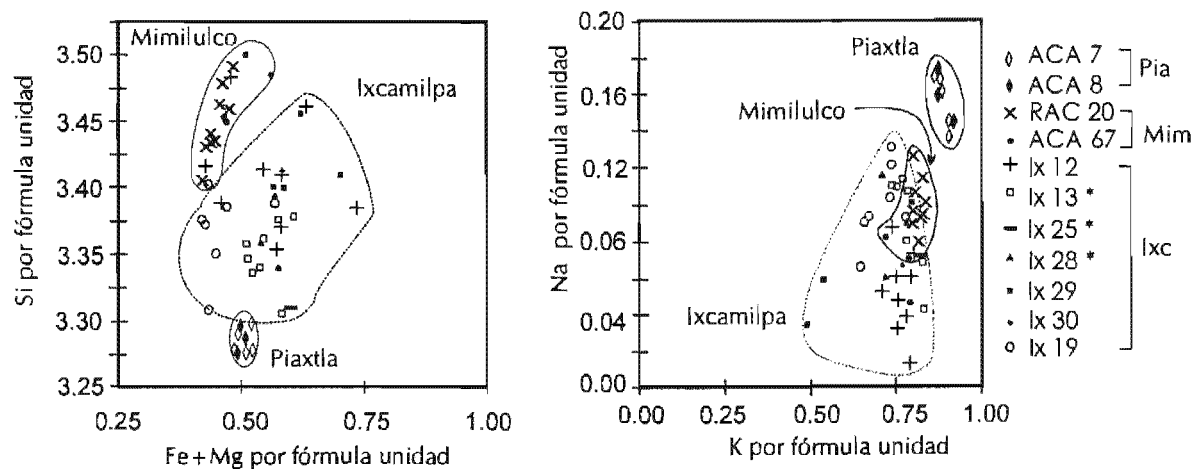


Figura 37. Diagramas de composición de fengitas en las metabasitas de la Formación Xayacatlán en tres distintas áreas: Piaxtla, Mimilulco e Ixcamilpa. En la primer región, afloran eclogitas 'sensu strictu' mientras que en la última se encuentran horizontes y lentes de esquistos azules. En ambas regiones existe una transformación de los minerales de presión mayor. En las rocas de Piaxtla se encontró un menor contenido de Si por unidad de fórmula, pero un mayor contenido de paragonita.

Las cloritas presentes en la roca tienen una relación Fe/Mg \approx 55 y un contenido de Si \approx 5.5, composición correspondiente a cloritas de rocas máficas (Figura 38).

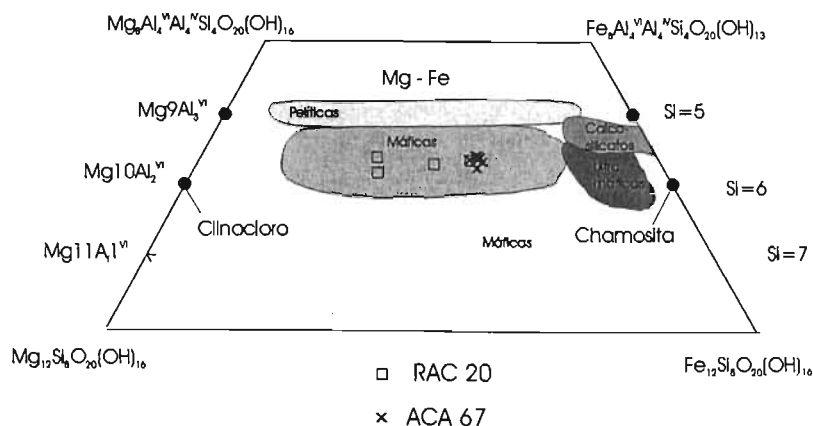


Figura 38. Diagrama composicional de cloritas (Laird, 1988).

Cristales del grupo de la epidota son comunes en estas rocas; se presentan como cristales finos que marcan la foliación, y como inclusiones alineadas dentro de poiquiloblastos de plagioclasa y granate. Tienen un rango de composición muy restringido el cual se muestra en la Figura 39 y en ella se aprecia que corresponden principalmente a clinozoisita-zoisitas.

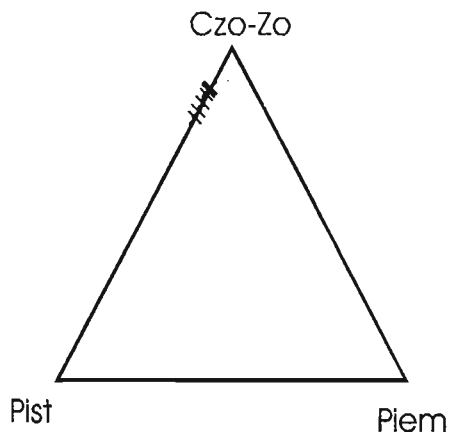


Figura 39. Diagrama composicional de minerales del grupo de la epidota en metabasitas del área de Mimilulco. Los cristales analizados en la región de Piaxtla caen dentro del mismo rango de composición. La zoisita se reconoce por su birrefringencia azul anómala y extinción paralela, mientras que la clinozoisita presenta una birrefringencia amarillo-azul y extinción inclinada.

En la región ubicada al suroeste de Ixcamilpa (La Montaña, Guerrero) afloran anfibolitas con granate muy similares a las de la región de Mimilulco. La paragénesis de dichas rocas es: anfíbol verde-azulado (winchita-barroisita) + zoisita + granate + fengita + pistachita ± titanita. Esos minerales están alineados a lo largo de una foliación S_{2x} .

Esquistos Verdes

Estos horizontes se caracterizan por una foliación fina muy desarrollada, una lineación mineral producida por la orientación de cristales de anfíbol y no se observan granates en muestra de mano (aunque en algunas muestras sí se observan en lámina delgada). Son en general rocas de grano fino (< 0.4 mm) con una foliación continua muy desarrollada, marcada por la orientación de cristales prismáticos de actinolita, zoisita y fengita, con cristales elongados de

albita y cuarzo (Figura 32d). También pueden contener granates pequeños euhedrales a subhedrales estables con el resto de la paragénesis. Se observan cristales de rutilo rodeados por coronas de titanita, aunque también hay cristales aislados de titanita euhedral.

Esquistos magnesianos

De manera muy local, afloran esquistos magnesianos (RAC 21) prácticamente bimineralicos formados por actinolita y clorita orientados, lo cual crea una foliación continua muy desarrollada (Figura 40). El único accesorio en estas rocas es rutilo. Esta foliación presenta al menos dos fases de plegamiento subsoclinal. En algunos de estos esquistos se aprecia el desarrollo de hasta tres foliaciones (RAC 23). Al parecer, debido al carácter dúctil de estas rocas la deformación se ha concentrado en ellas.

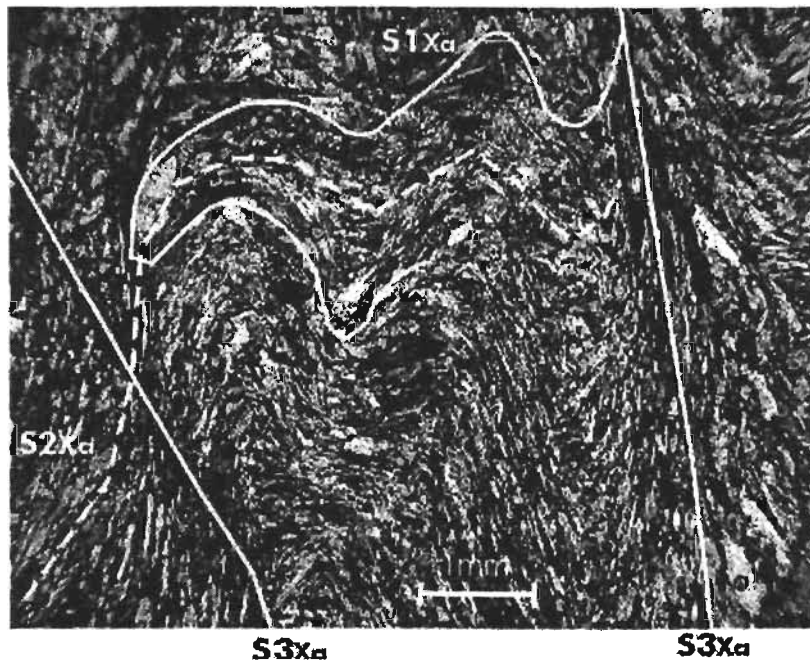


Figura 40. Esquisto magnésiano formado por actinolita + clorita ± rutilo. Grano fino, foliación continua $S1_{x_0}$ formada por la orientación de cristales prismáticos de anfíbol y planos de clorita. Esta foliación está plegada isoclinalmente dos veces (1° plano axial ~ horizontal, 2° ~ vertical). Paralela al plano axial de los plegamientos se forman foliaciones $S2_{x_0}$ y $S3_{x_0}$. LP, 2X.

Horizontes cuarzo-feldespáticos con granate

Estos horizontes (Figura 41) están formados principalmente por cuarzo de grano fino (0.2 mm), producto de recristalización dinámica, con extinción ondulante y subgranos. Poseen también plagioclasas poiquiloblásticas con inclusiones de zoisita. Presenta cristales alargados de mica blanca orientados en la foliación, al igual que la zoisita. Los granates son euhedrales con inclusiones de cuarzo y epidota. Algunos granates son esqueléticos con inclusiones de cuarzo y en general muestran alteración en los bordes a clorita. Su foliación es perfectamente paralela a la de las metabasitas que los encajonan. Se considera que estas rocas corresponden a

segregaciones formadas durante el evento metamórfico principal y se emplazaron a lo largo de la foliación que se estaba desarrollando en ese tiempo ($S_{2_{x_0}}$) en la Formación Xayacatlán.

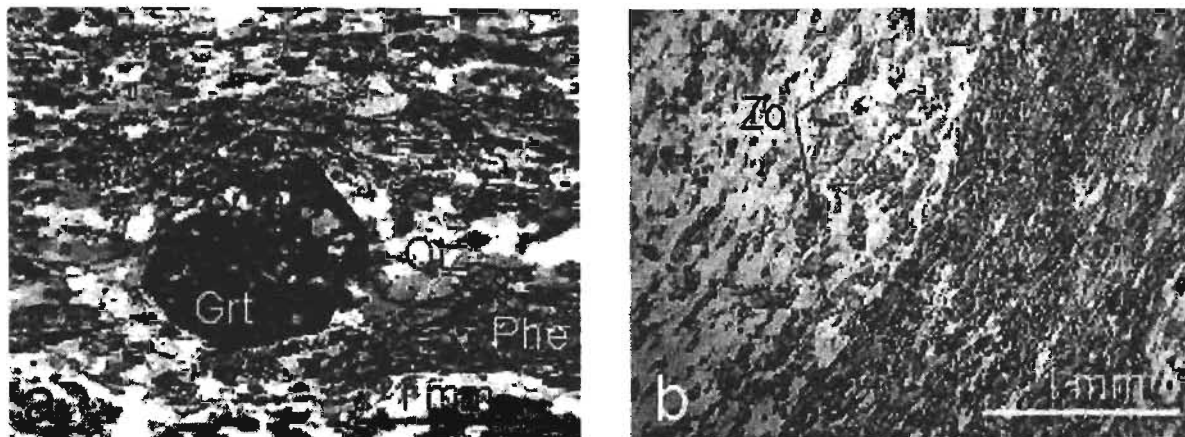


Figura 41. Fotografías de gneis cuarzo-feldespático que forma bandas entre niveles anfibolíticos (Figura 27). a) banda cuarzo-feldespática con porfidoblastos de granate euhedral. Estas bandas son ricas en cuarzo (cristales elongados con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica), porfidoblastos euhedrales de granate con inclusiones de cuarzo (algunos son esqueletales), cristales pequeños de clinozoisita se orientan en la foliación al igual que cristales de fengita y clorita. LP, 4X; b) Contacto entre zonas gneisosas (parte más clara) y zonas anfibolíticas (parte verdosa), la diferencia consiste en la riqueza de anfíboles y plagioclasas existentes en las partes más oscuras. Se puede apreciar que la foliación es exactamente paralela entre ambos horizontes. LN, 4X.

Algunos gneises cuarzo-feldespáticos son de color blanco, se intercalan entre las metabasitas en horizontes decimétricos o métricos y pueden corresponder a diques graníticos metamorfoseados (Figura 42). Poseen grano grueso, con cuarzo poligonal, grandes cristales orientados de fengita, granates euhedrales alterados a clorita, grandes poiquiloblastos (biotita?, anfíbol?) alterados a clorita y zircón accesorio. Hay zonas con grano más fino formadas de plagioclasas, cuarzo, minerales alterados a clorita (granate?, biotita?). Estas zonas ocurren como clastos o enclaves de una roca previa con una foliación más fina transversal a la foliación principal de la roca marcada por la fengita. Esta roca es una cuarcita esquistosa con fengita y granate. Hay una paragénesis previa de grano más fino: plagioclasa + cuarzo + granate + biotita o anfíbol? + fengita \pm zircón (Figura 42 b).

Micaesquistos pelíticos

En sección delgada estas rocas están formadas principalmente de cuarzo y fengita. Es común la presencia de granates mayores de 5 mm que pueden llegar a 1 cm. En algunos horizontes escasos estas rocas presentan cloritoide visible como cristales alargados grandes de color gris oscuro.

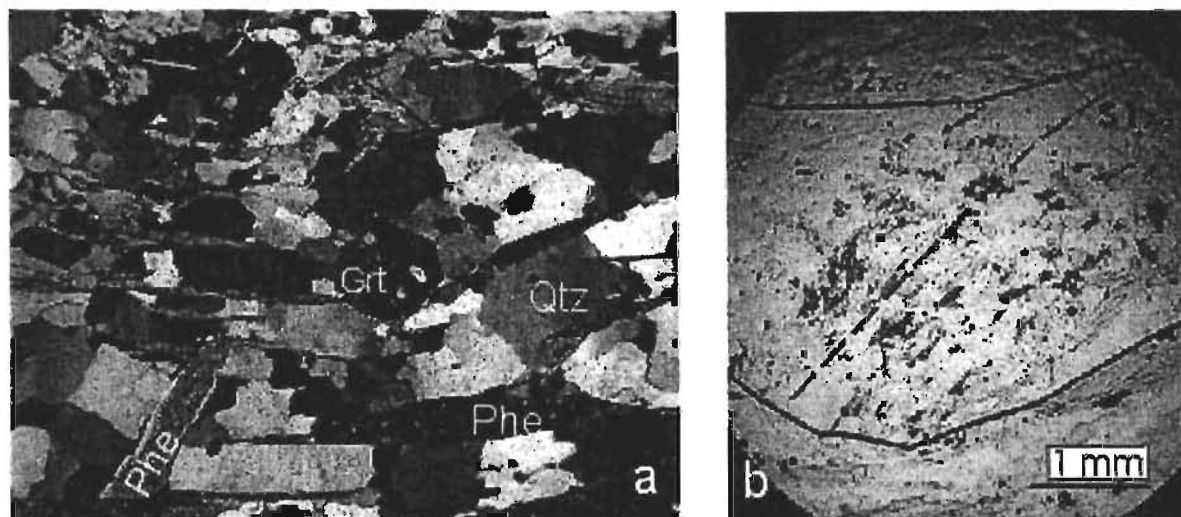


Figura 42. Gneises leucocráticos en lámina delgada. a) Gneis leucocrático donde se observan cristales elongados de cuarzo (extinción ondulante y subgranos), fengita orientada formando la foliación salvo el cristal de la izquierda-abajo que es transversal a la misma; granates euhedrales finos, albita de grano más fino. El cuarzo de la roca presenta límites rectos que indican un proceso de recrystalización estática. LP, 2X; b) Lente sigmoide formado por un agregado de grano fino formado por cuarzo + feldspato + anfíbol verde, muestra una foliación $S1_{x_0}$ diagonal y transectada por $S2_{x_0}$. LN, 2X.

Mediante el estudio petrográfico se pudo apreciar que el cuarzo forma agregados granoblásticos poligonales pero tiene extinción ondulante. Las micas blancas son prismáticas (en general $>1\text{mm}$) y se hallan deformadas, con extinción ondulante y micropliegues. Su composición corresponde a fengitas aunque algunos análisis muestran una composición intermedia entre muscovita y fengita lo cual indica procesos de retrogresión en algunas micas. La componente paragonítica expresada en porcentaje de $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ varía entre 4.3 a 12.9 %, con un promedio de 6.65 % (11 análisis).

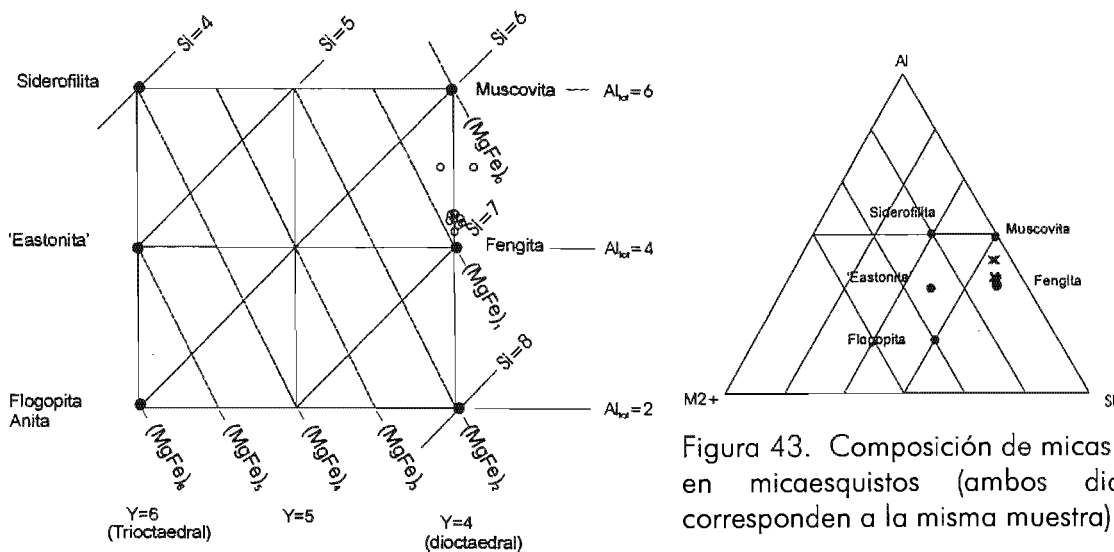


Figura 43. Composición de micas blancas en micaesquistos (ambos diagramas corresponden a la misma muestra).

Hay poiquiloblastos grandes de granate con inclusiones orientadas en una foliación interna ($Si = Si_{x_{al}}$), formados por cuarzo, minerales opacos prismáticos y zircón. La Si de los granates está microplegada. La composición promedio de los granates analizados se muestra en la Tabla 9. A diferencia de las rocas más básicas, los granates de los micaesquistos son más ricos en almandino lo cual es compensado por la disminución de los componentes grosularia y espesartina.

Tabla 9	
% Piropo	4.3
% Almandino	84.2
% Espesartita	2.1
% Andradita	2.0
% Uvarovita	0.1
% Grosular	7.3

Tabla 9. Promedio de composición de granate en micaesquisto de la región de Mimilulco.

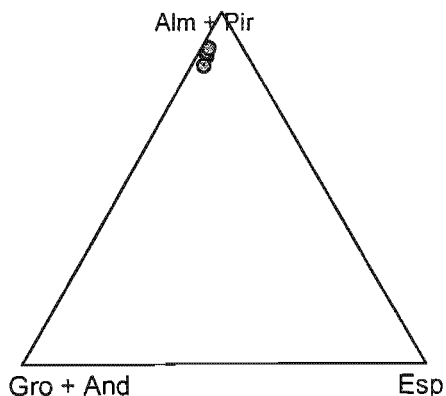
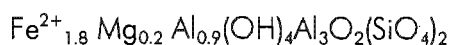


Figura 44. Diagrama de composición de granate en micaesquisto de Mimilulco.

También hay cristales prismáticos grandes de cloritoide, hasta de 1 cm de longitud, con inclusiones alineadas rectas ($Si = Si_{x_{o}}$) de minerales opacos y rutilo. La fórmula estructural obtenida de los análisis realizados (promedio) en este mineral es la siguiente:



El manganeso es prácticamente inexistente en los cloritoides analizados.

También contiene plagioclasas fuertemente deformadas. Estas plagioclasas tienen una composición prácticamente de albita pura (99 % en promedio). Los micaesquistos muestran reacciones de retrogresión de sus minerales originales; por ejemplo, se formó clorita a partir del granate y del cloritoide.. Asimismo, hay clorita fibrorradial formándose dentro de plagioclasas. Asociados a un evento tardío de metamorfismo-deformación se produce recristalización dinámica de cuarzo, mica blanca y clorita.

En algunas muestras (p. ej. RAC 24) se aprecia un intenso hidrotermalismo que provoca desarrollo de clorita masiva o fibrorradial en la matriz, cementando a plagioclasas. La clorita está asociada con calcita. Las plagioclasas elongadas y en forma de huso poseen inclusiones que forman una Si de minerales opacos y titanita (?). Numerosos granates están alterados a biotita y clorita y poseen una Si helicítica formada por epidota muy fina.

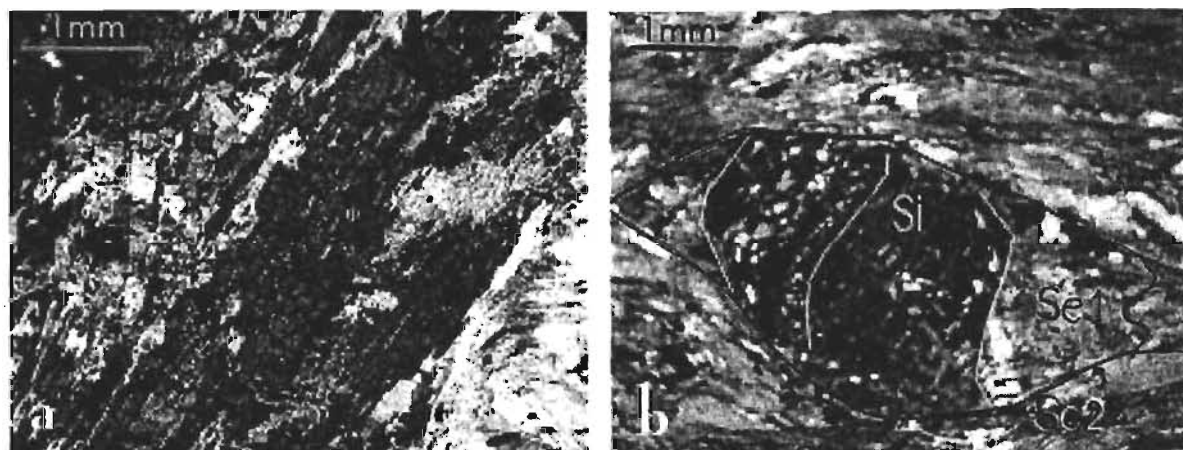


Figura 45. Micaesquistos pelíticos en lámina delgada. a) Micaesquisto con un gran porfidoblasto de cloritoide que contiene inclusiones orientadas de ilmenita, a lo largo de su eje mayor. Está alterado parcialmente a clorita; además se observa fengita crenulada (parte inferior-derecha). LP, 2X; b) Granate con inclusiones plegadas de cuarzo con sombras de presión sigmoides, la fengita en la sombra de presión muestra microplegamientos (derecha de el granate) y corresponde a $Se1 = S1_x$ (probablemente paralela a Si). LP, 2X.

Diques graníticos foliados.

Estas rocas tienen un color crema claro; aparecen generalmente en horizontes de espesor menor a 1 m, los cuales presentan una foliación y generalmente una lineación de estiramiento. Estas rocas están formadas por una masa granular-elongada de cuarzo y feldespatos. Esta foliación, denominada 'fábrica de forma planar', es acentuada por la orientación de cristales de clorita (RAC 5). Los feldespatos se caracterizan por tener en su interior cristales de cuarzo,

los cuales se interpretan como una cristalización por exsolución de una mezcla de plagioclasa + cuarzo, similar a una mirmequita. Passchier y Trouw (1998) indican que esta exsolución puede producirse durante la retrogresión y/o por deformación. Otros accesorios muy escasos son mica blanca y titanita. Estas rocas se interpretan como diques leucocráticos deformados después de su emplazamiento. En el afloramiento, presentan una lineación de estiramiento que no se extiende a las rocas encajonantes. Esto último puede atribuirse a su composición eminentemente cuarzo-feldespática que provoca fricción entre los granos durante la deformación de cizalla, mientras que los esquistos y anfibolitas absorben la deformación por el deslizamiento sobre sus superficies de foliación micáceas. La asociación mineral de algunas de estas rocas es: cuarzo + plagioclasa + feldespato K + mica blanca \pm biotita \pm granate y se considera de origen ígneo. Después que se formó esta asociación, la roca fue afectada por una fase de metamorfismo dinámico que produjo recristalización dinámica del cuarzo y plagioclasas. Los feldespatos quedan como porfidoclastos, el granate y la biotita se alteraron a clorita. Además se desarrolló una textura S-C' indicando una deformación por cizalla simple.

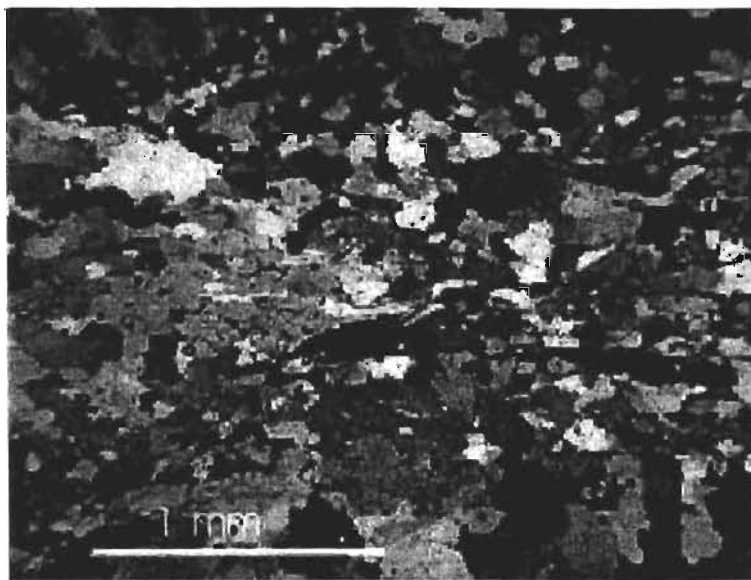


Figura 46. Dique cuarzofeldespático metamorfoseado. Este dique está formado por una masa más o menos granular o ligeramente elongada formada por cuarzo + feldespatos. La plagioclasa al centro-izquierda tiene lentes de exsolución de cuarzo, que son típicas de estas rocas. Cristales de clorita se orientan en la foliación. Contienen además apatito, mica blanca, zircones y pequeños cristales de granate alterados a clorita como accesorios. LP, 2X.

Uno de estos diques, al oriente de Mimilulco, tiene unos 15 m de espesor. Presenta una composición cuarzo-feldespática con mica blanca (localmente tiene biotita), contiene granate en cristales esqueléticos aislados. Presenta una foliación incipiente marcada por la orientación de la mica y la elongación del cuarzo. Los feldespatos no presentan recristalización dinámica. Mediante el método de tinción se pudo determinar que el feldespato es exclusivamente plagioclasa. Además contiene xenolitos de metabasitas los cuales presentan microfallas

antitéticas, así como pliegues isoclinales internos al dique que doblan la foliación milonítica (S-C') antes mencionada. En las charnelas de estos diques se desarrolla una foliación de plano axial.

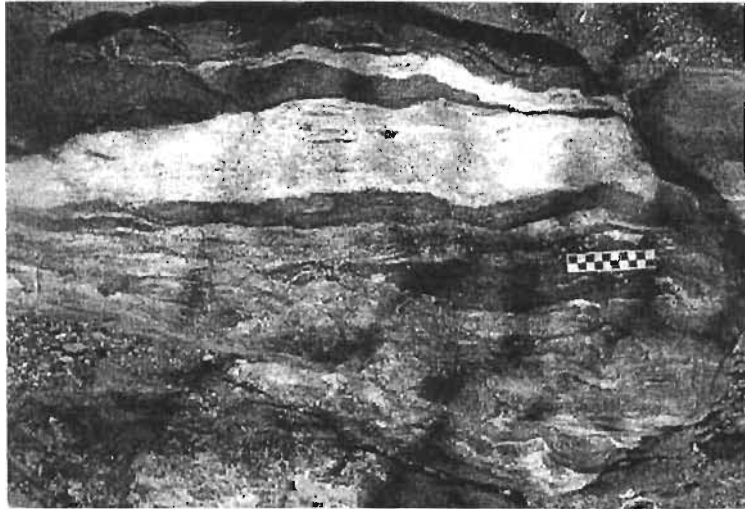


Figura 47. Afloramiento de diques cuarzo-feldespáticos cortando a metabasitas de la Formación Xayacatlán al oriente de Mimilulco. Escala en centímetros.

En la región al suroeste de Ixcamilpa son comunes diques graníticos metamorfoseados intrusivos dentro de las anfibolitas con granate (Figura 48). Posterior a la intrusión se produjo la transformación retrógrada de minerales ígneos dando lugar a la paragénesis: albita + cuarzo + clorita + granate + fengita \pm titanita. Esos minerales están orientados a lo largo de una foliación que corresponde a la foliación S3_{x6}.



Figura 48. Metabasitas de la región al suroeste de Ixcamilpa, cortadas por bandas meta-graníticas que se emplazaron paralelas a la foliación y se hallan a su vez foliadas y plegados isoclinamente. Estos diques se consideran sin-metamórficos y se describirán más adelante. La libreta que sirve de escala mide 24 cm de alto.

Los diques presentan un metamorfismo retrógrado (que transforma los minerales ígneos) asociado con una foliación, además presentan pliegues isoclinales. La roca está formada principalmente por cuarzo y plagioclasa. Los minerales ferromagnesianos originales del granitoide han sido transformados completamente a clorita fibrorradial (Figura 49), observándose los fantasmas como ojos. Estos fantasmas pudieron haber sido de anfíbol (por su morfología). Además, hay granate euhedral que en mi opinión cristalizó durante el

metamorfismo y es estable con la clorita dentro de los fantasmas, su composición se muestra en la Figura 50. La mica, que corresponde a fengita (Figura 51), está orientada en la foliación y presentan un anillo de reacción formado por plagioclasa que le impide estar en contacto con cuarzo (Figura 52). También contiene cristales de zoisita. La asociación descrita indica un metamorfismo regional retrógrado que afectó al granitoide. La paragénesis metamórfica es: cuarzo + fengita + clorita + granate + zoisita + plagioclasa.



Figura 49. Fotografía de lámina delgada de gneis granítico (RAC 81). Se observa un pseudomorfo de anfíbol (?) convertido en clorita fibrosa, con un cristal de granate en su extremo derecho. Asimismo, se pueden apreciar pequeños cristales de epidota. La matriz clara está formada por fengita, cuarzo, plagioclasas. LN, 2X.

Los pequeños granates euhedrales tienen centros con contenidos ricos en espesartina como puede apreciarse en la Tabla 10, pero los bordes son ricos en almandino y grosularia. Los minerales del grupo de la epidota corresponden en un 84 % a clinozoisita – zoisita, 15 % de pistachita y menos de 1 % de piemontita.

Tabla 10. Composición química de granate en metagranito		
	Núcleo	Borde
% Piropo	2.5	5.4
% Almandino	38.5	61.9
% Espesartina	36.3	8.0
% Andradita	1.0	0
% Grosularia	21.6	24.7

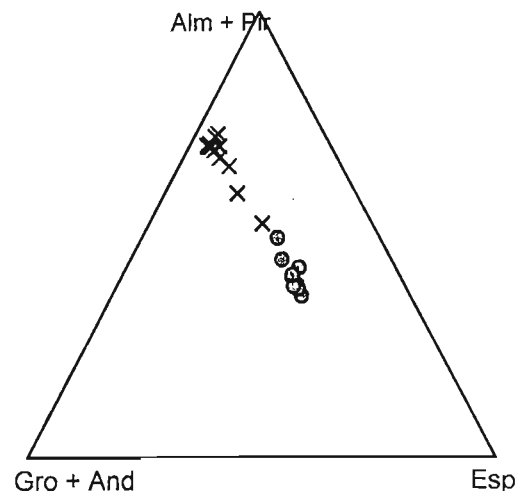


Figura 50. Composición de granates en metagranito. Muestra RAC 81 Los círculos son centros de cristales y las cruces los bordes. Es evidente una variación sistemática de núcleos ricos en espesartina hacia bordes ricos en almandino. Esta variación es distintiva con respecto a granates en otras rocas de la Formación Xayacatlán, tales como las metaeclogitas o anfíbolitas, cuyo contenido de Mn es muy bajo.

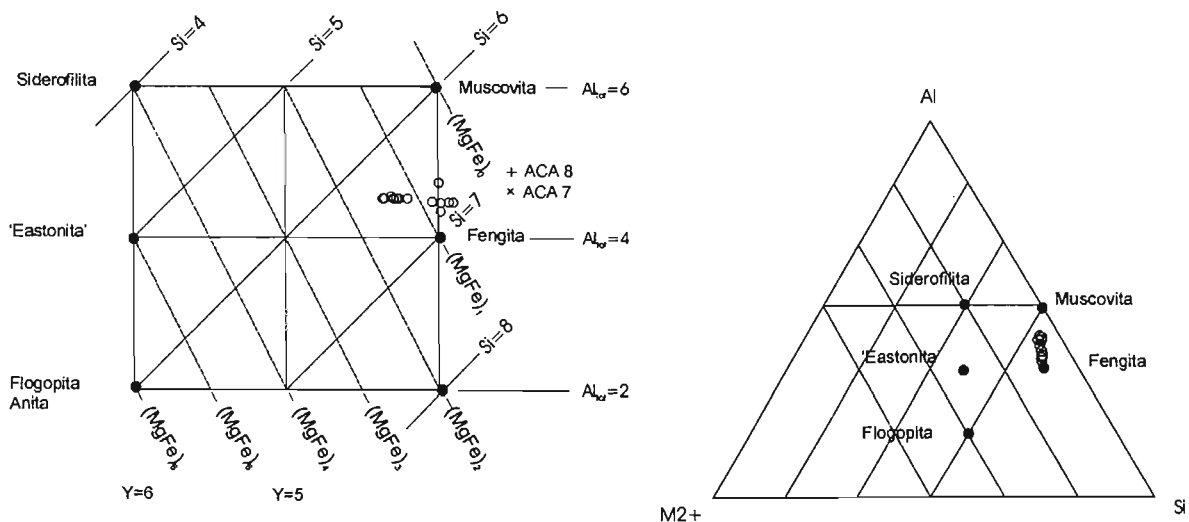


Figura 51. Composición de micas blancas de dique granítico metamorfoseado de la región al suroeste de Ixcamilpa.

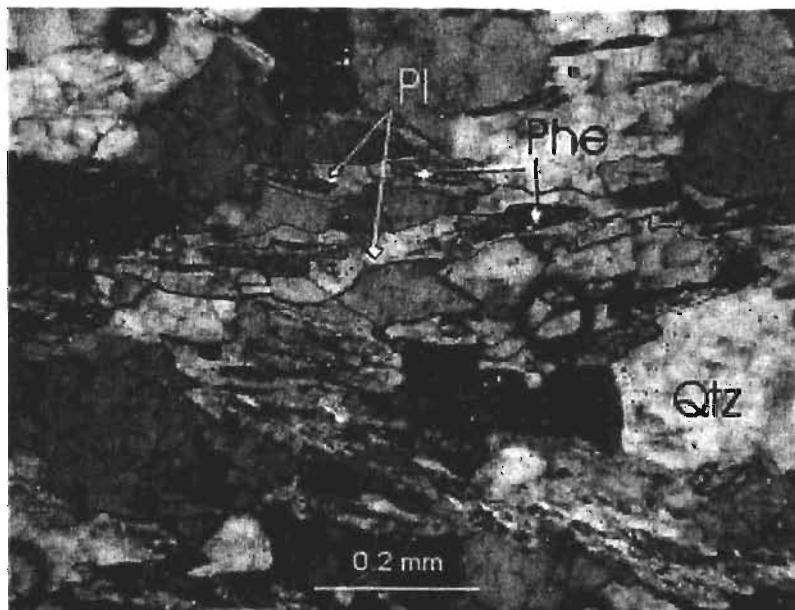


Figura 52. Anillo de reacción de plagioclasa que envuelve las fengitas de la muestra RAC 81 y las separa del cuarzo. LP, 10X.

El dique granítico también presenta grandes cristales de plagioclasa. La composición de estos cristales grandes es distinta a la composición de la plagioclasa en el halo, sin embargo, debido a lo escaso de las mediciones, no es posible saber con certeza si esta diferencia es estadísticamente válida. Una posible explicación es que la diferencia estuviera asociada con errores analíticos, debido a que el halo es muy delgado y pudiera haber interferencia con los minerales adyacentes (cuarzo). Otra posibilidad es que se trate de dos plagioclasas generadas en condiciones físicas distintas. Las diferencias en composición se pueden apreciar en la Tabla 11, y puede resumirse en que las plagioclasas del halo muestran un incremento en el contenido de silicio asociado con una disminución en el aluminio. Ambas tienen porcentajes de albita mayores a 98 %.

Tabla 11. Composición de plagioclasas				
	Plagioclasas grandes		Plagioclasas del halo	
Si	2.969	2.954	3.303	3.197
Al	1.026	1.041	0.669	0.758
Fe ²⁺	0.006	0.008	0.007	0.004
Ca	0.005	0.017	0.007	0.013
Na	1.021	1.006	0.755	0.901
K	0.003	0.001	0.001	0.004
Total	5.029	5.028	4.741	4.876
% Ab	99.204	98.214	98.935	98.234
% An	0.515	1.701	0.912	1.375
% Or	0.281	0.085	0.153	0.391

Tabla 11. Composición de plagioclasas porfidoclásticas y de halo en muestra RAC 81 (dique granítico metamórfico).

Las cloritas que aparecen como alteración de minerales originales ferromagnesianos (anfíbol) tienen una composición un poco más magnésiana y silíceas que otras analizadas previamente. Su composición se presenta en la Figura 51.

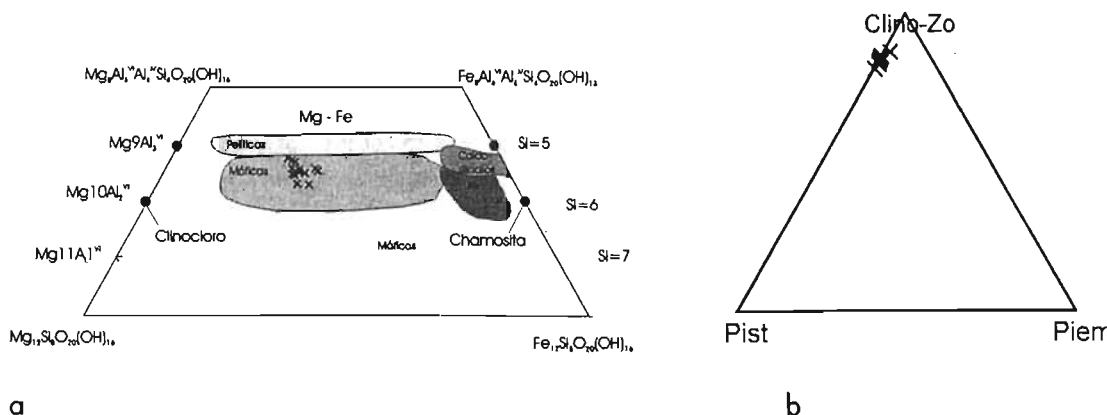


Figura 53. Diagramas composicionales de clorita y epidota. a) Diagrama de composición de clorita; b) Diagrama composicional de minerales del grupo de la epidota. Ambas de la muestra RAC 81 (dique granítico metamórfico).

Los cristales del grupo de la epidota que forman la foliación fina junto con la fengita corresponden en composición a clinozoisita (zoisita) (Figura 53).

2.2.2. Unidad Ixcamilpa

En la región de Ixcamilpa, aflora una sección de metabasitas intercaladas con micaesquistos pelíticos, la cual fue afectada por un metamorfismo de facies de esquistos azules. Las metabasitas incluyen esquistos de glaucófano-epidota y esquistos de barroisita-epidota. Dentro de ellas hay lentes delgadas de metapedernal.

Esquistos de epidota-glaucófano

Los esquistos de epidota-glaucófano están formados por poiquiloblastos de plagioclasa con inclusiones finas de glaucófano, clinozoisita y zoisita. El glaucófano también ocurre en cristales grandes rodeados por halos zonados de winchita-barroisita (Figuras 54 y 56). También contienen pistachita más gruesa pero no es claro que sean inclusiones o alteración. La microestructura de estas muestras es muy compleja, mostrando varias etapas de cristalización-deformación.

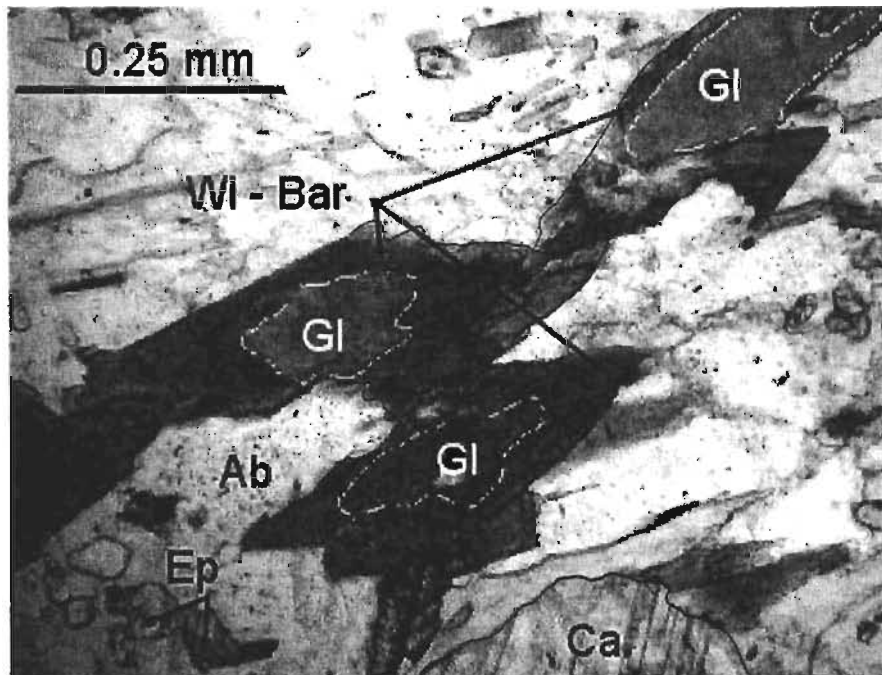


Figura 54. Lámina delgada de esquistos de epidota-glaucófano. Se aprecian cristales de glaucófano (Gla) rodeados por anillos de reacción de winchita-barroisita (Wi-Bar). La matriz blanca son albitas (Ab), hay gránulos de epidota (Ep), y calcita secundaria (Ca). LN, 4X.

Los anfíboles, azules en luz natural, corresponden a glaucófano y en menor proporción a Mg-riebeckita (Figura 55). La transición zonal de los anfíboles vista en las secciones delgadas también se presenta en un nivel de afloramiento, con capas de esquistos de epidota-glaucófano intercalados con esquistos de winchita-barroisita. Los esquistos de epidota-

glaucófano están caracterizados por la asociación: albita + glaucófano + epidota + fengita + clorita ± titanita ± calcita (De la Cruz, 2002).

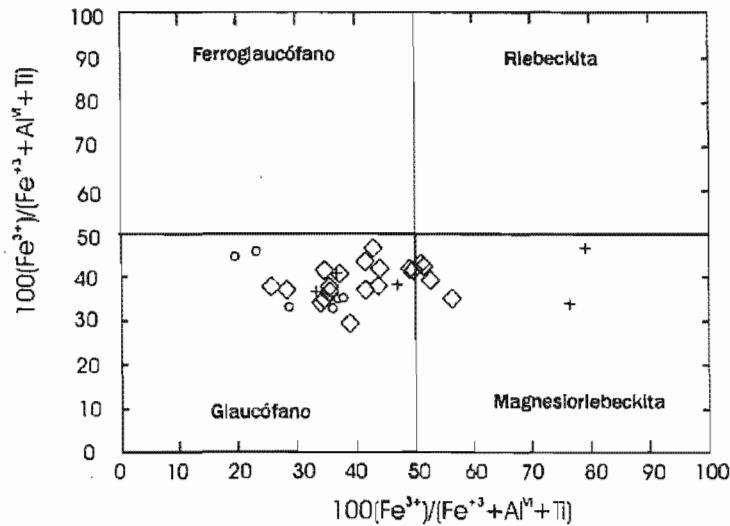


Figura 55. Diagrama de clasificación para anfíboles sódicos en esquistos de epidota - glaucófano. (Diagrama de Leake et al., 1997).

Parámetros del diagrama:
 $(Na + K)_A < 0.50$; $(Ca + Na_B) > 1.00$;
 $0.50 < Na_B^- < 1.50$

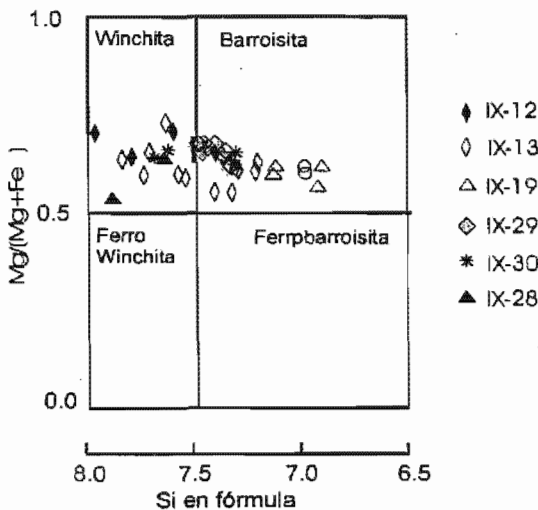


Figura 56. Diagrama de clasificación de anfíboles calcosódicos presentes en los esquistos de epidota-glaucófano. (Diagrama de Leake et al., 1997).

Micaesquistos pelíticos

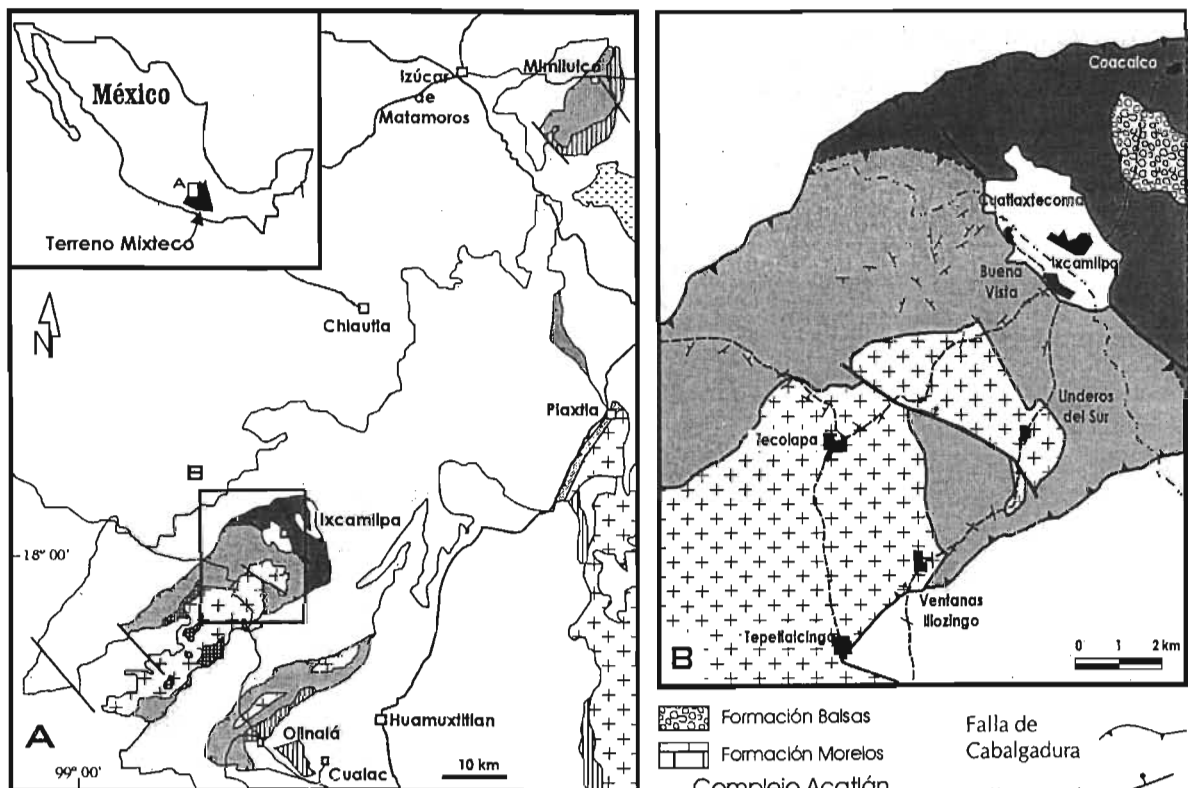
Los micaesquistos pelíticos son rocas de grano fino a medio (0.7 mm o menores) que presentan una foliación de crenulación (S_{2k}) constituida por dominios de clivaje ricos en fengita con cantidades

menores de clorita, éstos dominios son sigmoidales y presentan escalones, definiendo claramente un sentido de cizalla. Además se observa el desarrollo de una foliación diagonal que genera, con la foliación descrita, una estructura S_2/C'_{1k} . En los microlitones se observa cuarzo anhedral con bordes lobulados, extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica; así como cristales aislados de albita. Además, hay vestigios de una foliación S_{1k} marcada por cristales de fengita crenulados. La clorita parece formarse de la biotita que forma la primera foliación junto a la fengita. Las rocas corresponden entonces a micaesquistos

milonitizados. En algunas muestras más micáceas (> 50 % de fengita) se observan cristales pequeños de cloritoide, el cual se orienta a lo largo de $S1_w$. Presentan además introducción hidrotermal de calcita y óxidos de hierro.

Esquistos cuarzo-feldespáticos

Estas rocas son de grano grueso, generalmente están formados por plagioclasa + cuarzo + clorita. La plagioclasa se presenta como grandes poiquiloblastos anhedrales con inclusiones finas de epidota, zircón, minerales opacos y titanita. Estos cristales están elongados y tienen forma sigmoidal. El cuarzo se presenta en agregados irregulares lenticulares, con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. La clorita se presenta como cristales grandes y fibrorradiales.



2.2.3. Granitoides Esperanza

Definición y relaciones geológicas

Los Granitoides Esperanza han sido cartografiados en el núcleo de grandes sinclinatorios, el afloramiento más extenso se encuentra en la región central del área de afloramientos del Complejo Acatlán, donde los Granitoides forman un bloque de aproximadamente 65 km de longitud y unos 10 km de ancho. En general, los afloramientos muestran masas extensas de esta unidad sobreyaciendo a la Formación Xayacatlán, aunque en regiones como la de Olinalá, se pueden encontrar cuerpos lenticulares (escamas tectónicas) dentro de la Formación Xayacatlán. El contacto entre ambas formaciones pudo observarse en la región de Piaxtla y se considera tectónico a diferencia de otros autores que lo han considerado intrusivo. Cabe aclarar que hay cuerpos de metagranitoides intrusionando a la Formación Xayacatlán, sin embargo, en este trabajo, éstos no se consideran parte de los Granitoides Esperanza según la definición que se detalla más adelante.

En el área de estudio, el conjunto mayor asignable a los Granitoides Esperanza ocurre al oriente y norte del poblado de Tehuitzingo donde forman una franja de unos 15 km de ancho y 18 de longitud que se angosta hacia el sur. En dicha región es cabalgado por la formación El Rodeo y su contacto inferior se desconoce. También afloran en una escama tectónica relativamente pequeña al oriente del poblado de San Miguel Minas, donde cabalgan a la Formación Xayacatlán y son a su vez cabalgados por la Formación Cosoltepec (Mapa 1). Además se hallan cubiertos por la Formación El Rodeo.

Descripción geológica

A medida que se han realizado dataciones ha sido posible excluir algunas rocas graníticas de los Granitoides Esperanza. Así, el Tronco de Totoltepec de edad carbonífero y el granito La Noria de edad devónica (ambas datados por Yáñez et al., 1991), fueron excluidos de la suite.

Al oriente de Tehuitzingo se han podido distinguir al menos cinco tipos de rocas que conforman la suite de los Granitoides Esperanza, y quizás el término debería elevarse a la categoría de grupo.

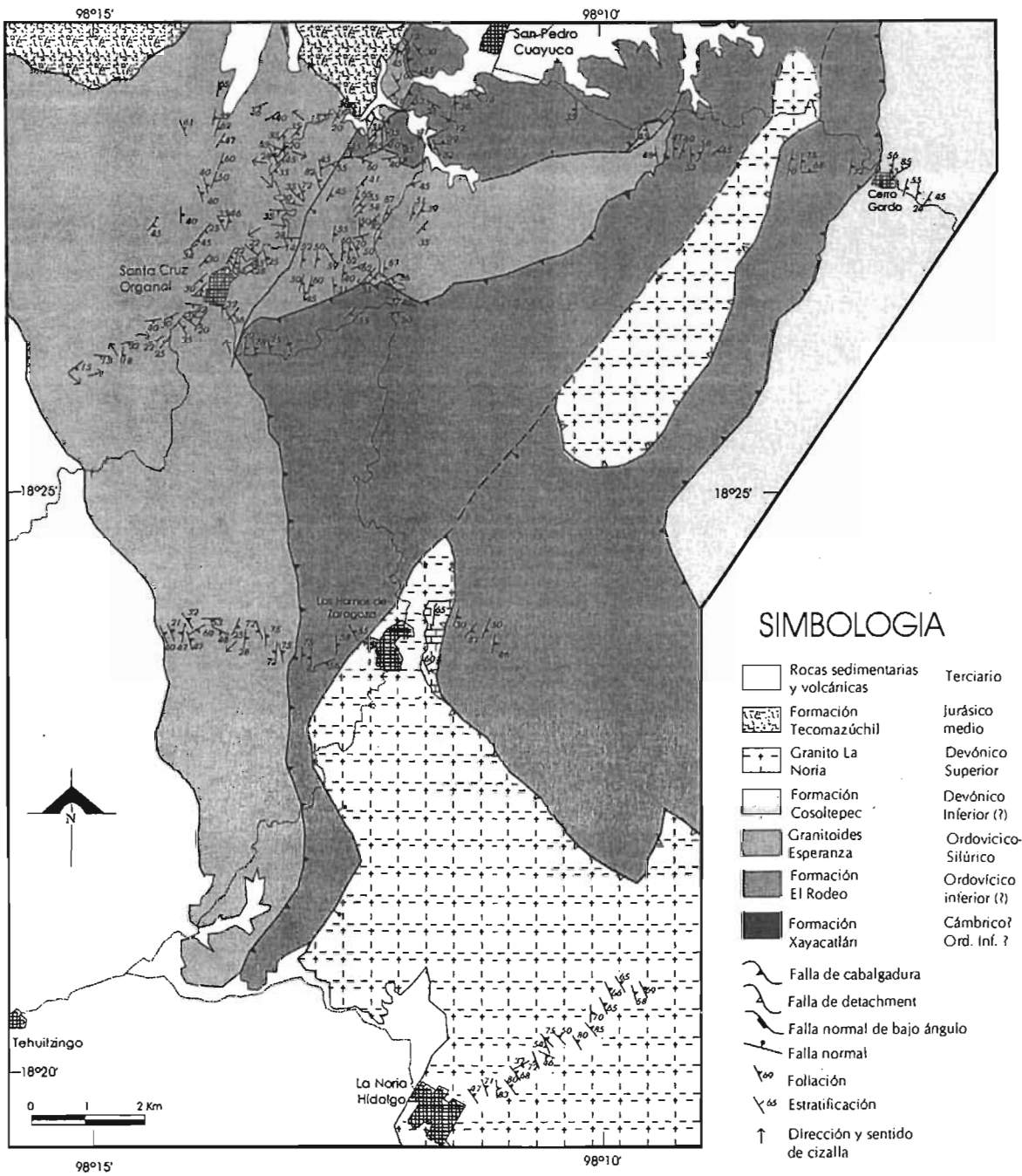
- a) Gneises augen. La base estructural de la unidad está formada por gneises laminados que se caracterizan por contener grandes feldespatos potásicos elongados (Figura

- 57). Hacia la parte superior se encuentran gneises con porfidoclastos menores ('gneises microaugen') intercalados con micaesquistos de muscovita y granate.
- b) Secuencia metasedimentaria. Hacia la parte intermedia del conjunto, se encuentran lentes o bandas formados por rocas metasedimentarias que corresponden a micaesquistos y cuarcitas. Estas rocas ocurren como lentes cuyo tamaño varía desde metros a centenas de metros de espesor, dentro de gneises augen y microaugen. Localmente pudo observarse el carácter intrusivo de dichos gneises en la secuencia metasedimentaria (Figuras 58 y 59). Este carácter también fue indicado por Weber et al. (1997).
 - c) Diques de metabasitas cortan a ambas secuencias y presentan un metamorfismo eclogítico de grano grueso.
 - d) Las rocas anteriores son cortadas por gneises leucocráticos con metamorfismo dinámico y fuertemente plegados. Estos gneises tienen espesores métricos y se intercalan entre los gneises augen y microaugen de manera muy común, pero localmente forman cuerpos mayores cartografiables.
 - e) Las rocas previas son cortadas por escasos diques de composición intermedia a básica con un metamorfismo de facies de esquistos verde.

Además de los conjuntos anteriores, en la región de La Montaña (Guerrero) parece existir un conjunto de gneises graníticos con edades precámbricas (Campa et al. 2002; Talavera et al., en prensa).

En la región de San Miguel Las Minas aflora un gneis cuarzo-feldespático con fengita, clorita y granate. Presenta localmente una estructura foliada lenticular, con lentes formados por cuarzo y feldespato, en partes posee grandes feldespatos potásicos de color rosado.

Al oriente de Tehuiztzingo las foliaciones tienen rumbos predominantes al NE (5-15°) y (40-60°), con echados generalmente bajos (15-40°) hacia el SE.



Mapa 3. Mapa geológico del área de Cuayuca-La Noria

Basado en mapas de: Farfán (1998), Ramírez (2001), Bonilla (2002). Modificado por: Ricardo Vega Granillo.



Figura 57. Afloramiento de gneis augen típico en los Granitoides Esperanza. Pueden apreciarse los grandes feldespatos potásicos que forman los augen.



Figura 58. Contacto intrusivo entre gneises augen (Ga) y micaesquistos que forman parte de la secuencia meta-sedimentaria. Barranca Ajal de Cuayuca.

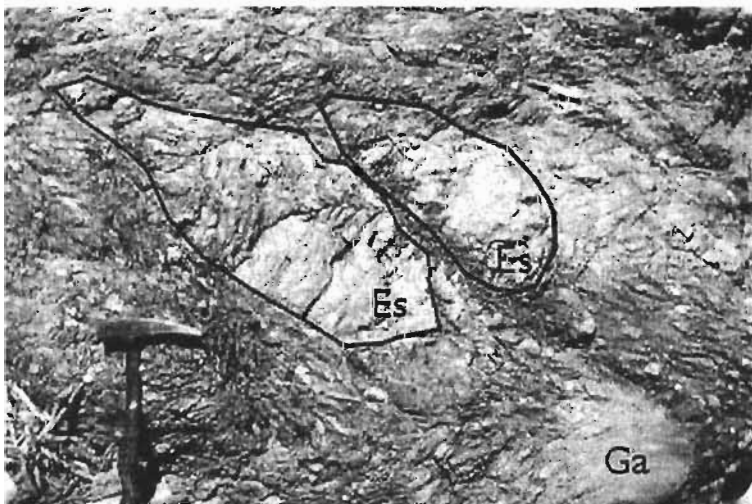


Figura 59. Detalle del contacto entre gneises y micaesquistos. Dentro del bloque de la derecha de la fotografía superior se observan xenolitos de los micaesquistos que forman la roca encajonante. Pueden apreciarse los grandes feldespatos potásicos del gneis augen y que los xenolitos tenían una foliación previa a la foliación del gneis ya que ambas tienen orientaciones distintas.

2.2.3.1. Gneises augen - Unidad Michapa

Las rocas más típicas de los Granitoides Esperanza son gneises augen con megacrystales de feldespato potásico (de 2 a 10 cm) elongados en la foliación y generalmente con mantos de recristalización dinámica (Figuras 57 y 60). En la carta Tehuiztingo afloran en la parte occidental en una franja con orientación aproximada norte-sur (Mapa 3), fueron llamados 'augengneis granítico' por Bonilla (2002); y son incluidos dentro de la 'facies Esperanza' por Farfán (1998). También afloran en la sección tipo, entre San Bernardo y Nuevos Horizontes (Weber et al. 1997). Aparecen como cuerpos más o menos homogéneos y relativamente potentes. Se caracterizan por una foliación bien desarrollada marcada por lentes y laminaciones cuarzo-feldespáticas, así como por la presencia de grandes cristales de feldespato potásico de tamaño variable. Además de los porfidoclastos de feldespato, también hay de plagioclasa, granate y fengita. La matriz está formada por cuarzo y feldespatos ligeramente elongados, marcando la foliación. Se observan fengita y biotita finas orientadas en la foliación, comúnmente la biotita es remplazada parcial o totalmente por clorita. La biotita y la clorita producen en la roca una coloración de gris verdosa a gris oscura.

Los megacrystales de feldespato potásico presentes en los gneises se han interpretado como de probable origen ígneo (Ortega, 1975), aunque también se han interpretado como formado por un influjo metasomático de potasio cuando están en micaesquistos (Weber et al., 1997)(los autores citados separan micaesquistos de augengneises tomando en cuenta el tamaño de los blastos de feldespato, cuando son mayores a 5 cm los cartografiaron como gneises augen). Localmente, se aprecian gneises augen donde se aprecia que el protolito intrusionó secuencias metasedimentarias que carecen de feldespatos grandes (Figuras 58 y 59); además, en ciertos lugares se aprecian enclaves de aplitas con bordes menos deformados de carácter granítico, así como lentes con menor deformación donde se aprecia la textura eminentemente granítica del protolito. Estas observaciones indican que el protolito de los gneises fueron rocas graníticas con facies variables (porfídicas, microporfídicas e hipidiomórficas), las cuales intrusionaron a una secuencia metasedimentaria. Es probable que las rocas graníticas se emplazaron en forma de diques dentro de la secuencia metasedimentaria, o que las rocas de esta última hayan sido envueltas por las masas graníticas (como colgantes del techo), ya que en el afloramiento aparecen intercaladas, después del intenso aplanamiento que han sufrido. Micaesquistos con porfidoclastos de feldespato K, ricos en fengita y granate e intercalados entre los gneises

augen, pudieran interpretarse como formados a partir del mismo granitoide por metasomatismo concentrado en zonas de cizalla. Sin embargo, es claro que algunos micaesquistos provienen de un protolito sedimentario (composición en capas heterogéneas con intercalaciones de metapsamitas).

Existen horizontes limitados más oscuros y de grano muy fino con porfidoclastos aislados, los cuales corresponden a ultramilonitas (Figura 60b). Estas se formaron en zonas de cizalla internas donde se concentró la deformación. Aunque tienen una foliación bien desarrollada estos gneises carecen de una lineación de estiramiento clara, aún en los horizontes ultramiloníticos.

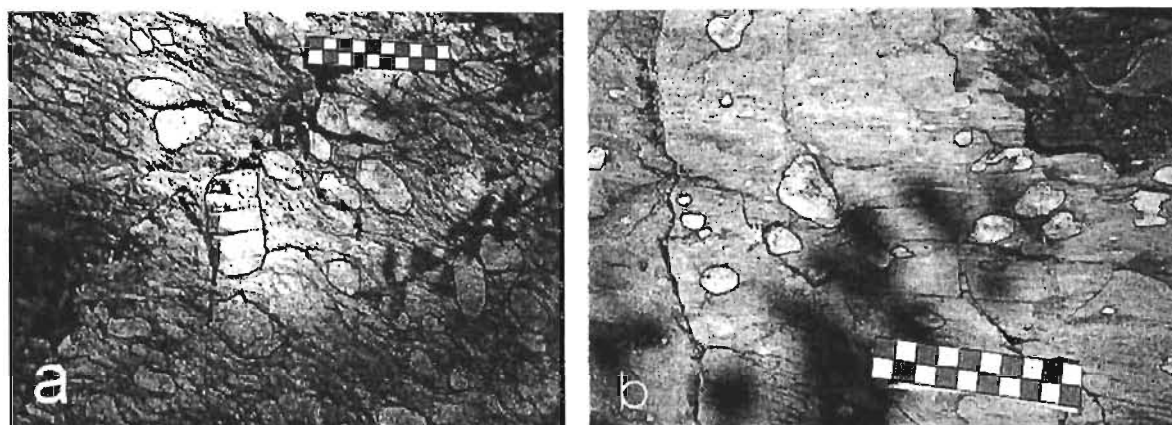


Figura 60. Gneises augen y ultramilonitas augen. a) Fotografía de gneis augen donde se observan grandes porfidoclastos de feldespato potásico en una matriz foliada formada por lentes de cuarzo, cuarzo-feldespatos y micas; b) Bandas decimétricas a métricas de ultramilonita se forman en el gneis anterior, son visibles algunos porfidoclastos muy grandes en una matriz de grano muy fino. En este caso se aprecian algunos porfidoclastos tipo delta. Sección tipo en la carretera federal México 190. Lineación de estiramiento NW 60° SE. El sentido de movimiento se indica con flechas e implica un movimiento del bloque superior hacia el SE (dextral en la fotografía).

En lámina delgada, sus minerales predominantes son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, los cuales se hallan elongados y formando lentes o láminas (Figura 61). Los accesorios más comunes son fengita, epidota y menos biotita que marcan la foliación, así como clorita (de retrogresión). También presenta rutilo incluido en el granate y titanita en la matriz (fuera del granate). Los augen son de microclina u ortoclasa (Figura 62). Algunos presentan lamelas de albita orientadas en la exfoliación, otros tienen inclusiones de cristales de plagioclasa; otros presentan bordes de plagioclasas finas (textura rapakivi). Los feldespatos se encuentran elongados, con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica en los bordes. Están

formados por 96.3 % de ortoclasa en promedio, 3.6 % de albita y trazas de anortita (< 0.1 %). El cuarzo se presenta en cristales finos con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica.

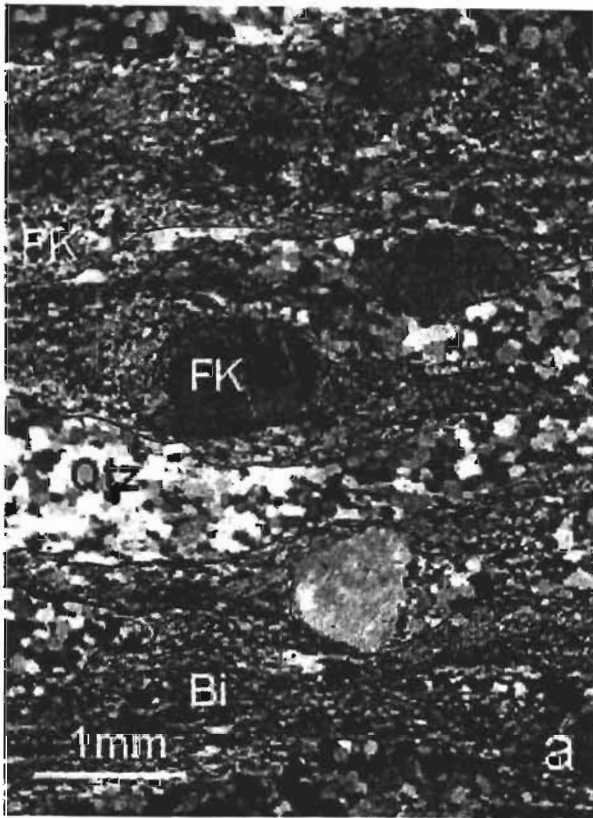


Figura 61. Gneises microaugen en lámina delgada. a) Gneis augen (muestra RAC 121) que aflora cerca de San Miguel Minas. Este gneis presenta láminas ricas en cuarzo de grano fino, bandas de feldespato potásico de grano muy fino formadas por recristalización dinámica, bandas de clivaje ricas en micas (fengita, biotita) y epidota. Se aprecian porfiroclastos de feldespato potásico con mantos de recristalización

dinámica (2X, LP); b) Gneis augen típico con granate (muestra RAC 43), fengita marcando la foliación, zoisita y clinozoisita. El grano generalmente es fino (4X, el ancho de la muestra es aproximadamente 2 mm).

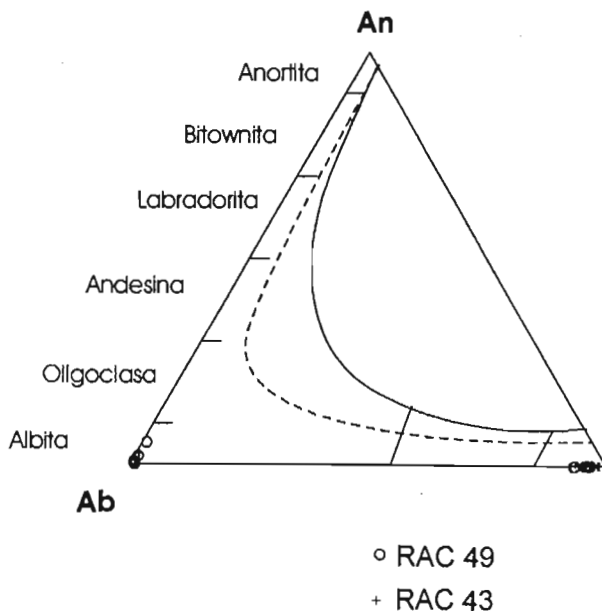


Figura 62. Diagrama de clasificación de feldspatos en gneises augen.

El granate usualmente se presenta en cristales grandes de 1 a 7 mm, anhedrales, de color rosa claro en lámina delgada. Puede contener inclusiones de cuarzo (común), raras de mica blanca y biotita, y muy

pequeñas y escasas de rutilo. En algunas muestras las inclusiones de rutilo semejan tener una orientación formando una foliación interna S_1 . Sin embargo, lo más común es que las inclusiones no estén orientadas. En algunas plagioclasas se encuentran incluidos pequeños cristales de granate euedral (Figura 63). En la Tabla 12 se aprecian los porcentajes de los constituyentes principales del granate y puede apreciarse que principalmente son almandinos con grosularia. Aunque no se realizaron transectas en estos granates puede observarse que los análisis más cercanos al centro de los cristales son más ricos en manganeso y más pobres en grosularia.

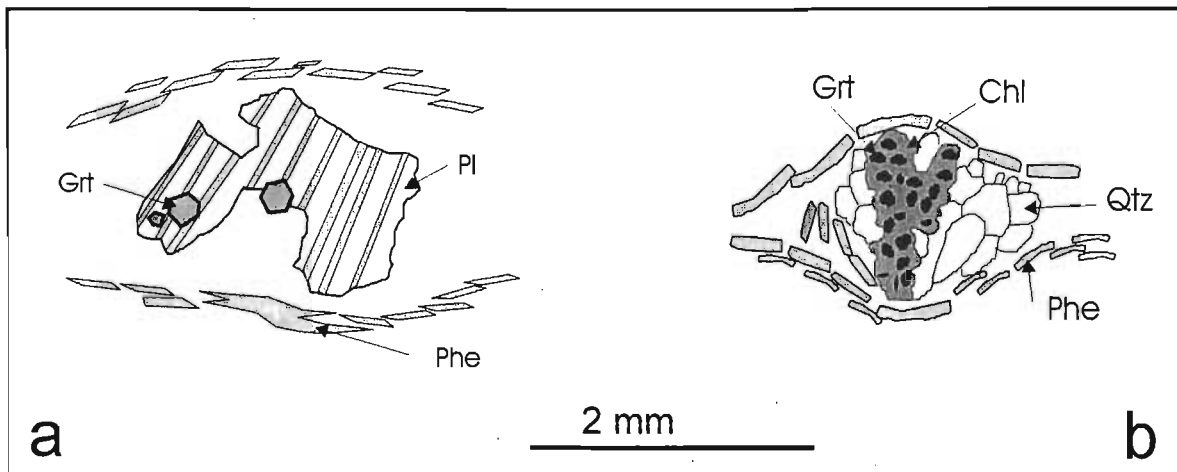


Figura 63. Granates de probable origen ígneo y metamórfico en gneises augen. a) Granates euhedrales incluidos en plagioclasa porfidoclástica. La macla polisintética de la plagioclasa indica su origen ígneo y al envolver ésta los granates sugiere una cristalización simultánea (muestra RAC 39); b) Relictos de granate rodeados por un halo de alteración de clorita; micas orientadas perpendicularmente a la foliación principal sugieren la existencia de una foliación S_{1GE} que envolvía el granate previamente al desarrollo de S_{2GE} (horizontal en la figura).

Tabla 12. Composición promedio de granate en gneises		
	RAC 42	RAC 43
% Piropo	8.574	9.604
% Almandino	50.145	56.887
% Espesartita	11.163	2.791
% Andradita	4.171	2.968
% Uvarovita	0.010	0.199
% Grosularia	25.936	27.552
Total	99.999	100.000

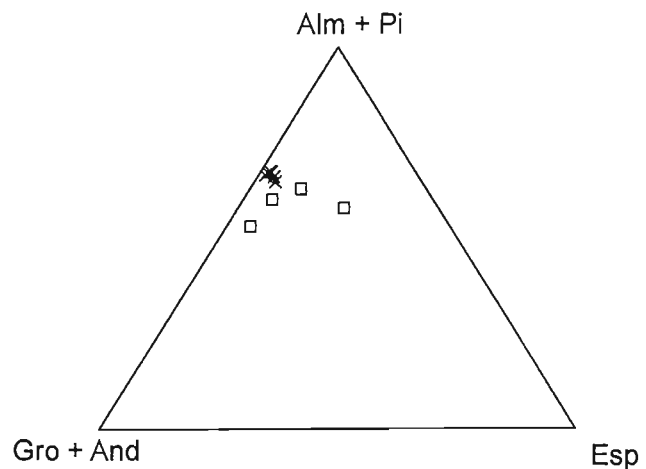


Figura 64. Diagrama de clasificación de granates en gneises augen y microaugen,.

Es difícil precisar el tiempo de cristalización de los granates de estos gneises. Ciertas relaciones de fábrica como la mostrada en la Figura 63a, con cristales euhedrales de granate dentro de porfidoclastos de plagioclasa sugieren una cristalización ígnea para algunos de ellos. Es común que los granitos peraluminosos contengan granate primario asociado con biotita y muscovita (Clarke, 1992). Sin embargo, otros cristales de granate, que son más grandes y anhedrales (redondeados), poseen inclusiones de rutilo (no orientadas) (Figura 63b), lo cual sugiere su cristalización en condiciones de presión alta para formar la paragénesis típica de estos gneises. Por su carencia de inclusiones es difícil precisar el tiempo de cristalización de los granates grandes con respecto a la foliación, pero debieron ser anteriores o simultáneos al desarrollo de $S1_{GE}$ puesto que ésta los rodea (Figura 63b).

En la muestra RAC 42 se aprecia una textura donde granates grandes contienen en su parte central porfidoblastos de clinozoisita (Figura 65). Esta clinozoisita tiene una composición siguiente: 76.5 % de clinozoisita (zoisita), 22.7% de pistachita y sólo 0.8 de piemontita. Esta relación es un tanto enigmática y no es claro si el granate cristalizó alrededor de la clinozoisita, o dicho mineral está remplazando al granate. En algunos núcleos de estos porfidoblastos se encuentra un mineral fantasma cuya composición no pudo determinarse.

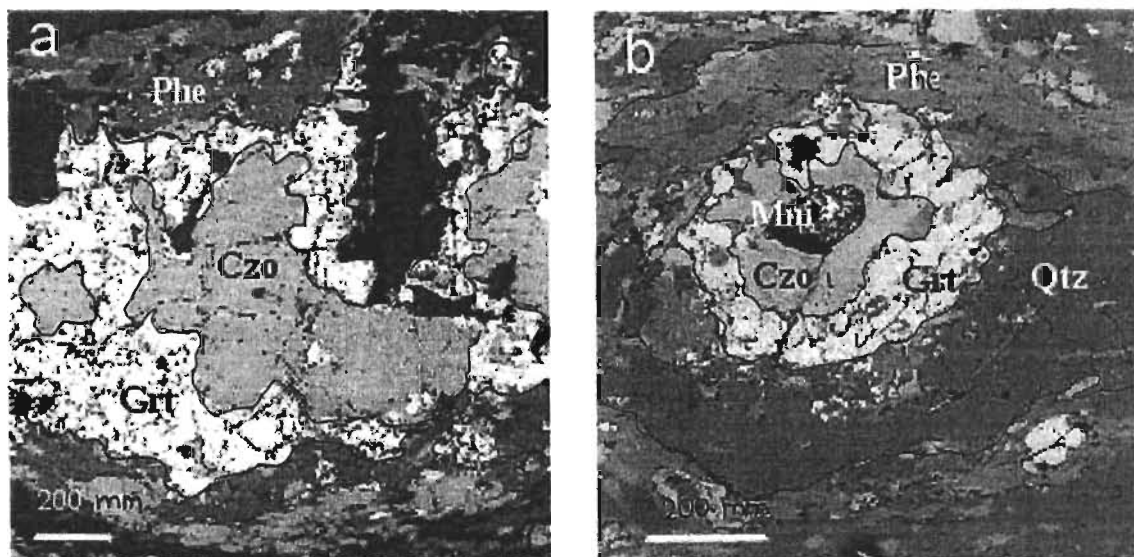


Figura 65. Fotografías con microsonda electrónica (BEI) donde se muestran las relaciones texturales de los granates de un gneis augen. En a) se puede apreciar un centro formado por un cristal grande de clinozoisita (Czo) rodeado por granate; en b) un centro de un mineral no identificado (Mni) alterado a arcillas (quizás un piroxeno), rodeado por un anillo de clinozoisita (Czo) que a su vez es envuelto por granate (Grt). La foliación que envuelve el granate está formada principalmente por fengita (Phe) y cuarzo (Qtz).

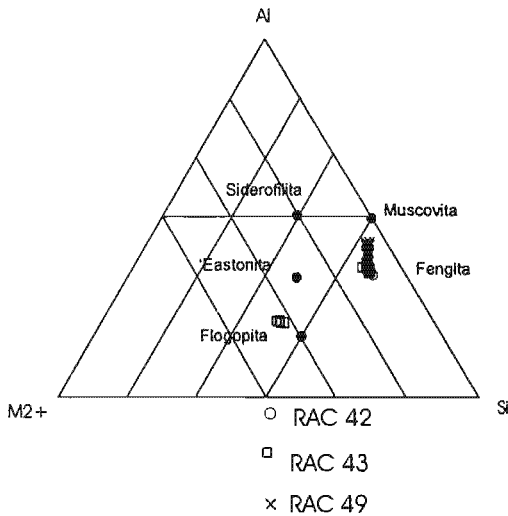


Figura 66. Clasificación de micas de los gneises augen y microaugen. Se aprecia una tendencia desde el polo fengítico hacia el polo de muscovita. Las micas oscuras corresponden a una composición intermedia entre los miembros flogopita y 'eastonita'.

Las micas blancas se presentan como grandes porfidoclastos sigmoidales de hasta 3 mm ('mica fish') y como pequeñas micas finas en la matriz (0.2 mm), en ambos casos orientadas a lo largo de la foliación. Los cristales más grandes presentan extinción ondulante, subgranos y, localmente, "microkinks". En la muestra RAC 49, las micas más grandes tienen una composición intermedia entre muscovita y fengita (Figura 66). Las micas más finas que marcan la última foliación son más fengíticas. Esto podría deberse a que las micas grandes son porfidoclastos provenientes de una paragénesis ígnea que se formó a menor profundidad, mientras que las micas finas se formaron en condiciones de mayor presión. En la muestra RAC 42 las micas se ubican más cerca del polo fengítico, mientras que las de la muestra RAC 43 muestran una tendencia entre fengita y muscovita. Micas negras analizadas de esta última muestra tienen una composición entre flogopita y 'eastonita'.

Además de la epidota asociada al granate, algunas muestras presentan una epidota en gránulos orientados en la matriz. Dichos gránulos tienen una composición promedio de 78.5 % de clinozoisita, 21.1 % de pistachita y 0.4 % de piemontita (RAC 43).

Minerales accesorios en estos gneises son rutilo en pequeños cristales incluidos en el granate o en la fengita y aislados en la matriz; así como titanita, ésta última sólo en la matriz. También pueden observarse cristales aislados de zircón.

2.2.3.2. Secuencia metasedimentaria– Unidad Santa Cruz Organal

Rocas metasedimentarias afloran como lentes de centímetros hasta cientos de metros de espesor intercalados entre los gneises porfidoblásticos y gneises microaugen. Una parte de esta secuencia fue reconocida primero por Farfán (1998) quién les denomina 'Facies Santa Cruz

Organal' y después, Bonilla (2002) denominó a otra parte 'eclogitas y metaeclogitas'. El afloramiento mayor de estas rocas se encuentra al norte del poblado de Santa Cruz Organal por la barranca Ajal de Cuayuca. Como se mencionó, esta secuencia fue intrusionada por las rocas graníticas que son el protolito de los gneises augen (Figura 58 y 59) y por diques básicos. Asimismo, se encuentra cortada por diques de leucogranito (actualmente gneises leucocráticos) y por diques pegmatíticos más tardíos. Aunque los afloramientos no son muy claros, esta secuencia se aprecia como megaboudines dentro del gneis augen. En el afloramiento se observaron bandas o lentes métricos de micaesquistos de fengita con granate, micaesquistos de biotita-muscovita-granate, meta-areniscas y cuarcitas (Figura 67). En los micaesquistos pelíticos localmente se observan bandas generalmente menores a 1 cm de material granítico, formando una migmatita estromática con un intenso microplegamiento ptigmático (Figura 68).



Figura 67. Meta-areniscas intercaladas con micaesquistos y bandas cuarzo-feldespáticas. Muestran un plegamiento isoclinal.

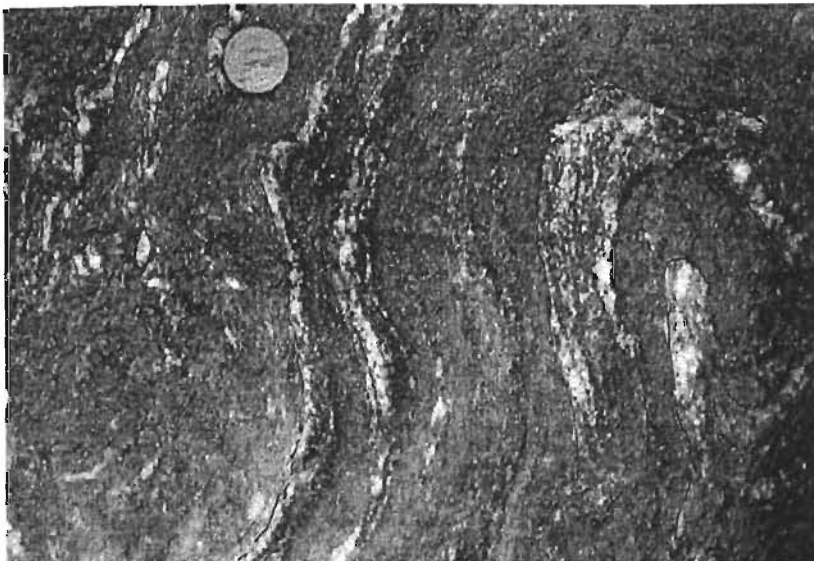


Figura 68. Migmatita Estromática dentro de los Granitoides Esperanza. El melanosoma son micaesquistos con granate, el leucosoma consiste en bandas ricas en cuarzo + feldespatos. Esta estructura es la de una migmatita estromática. La roca presenta también microplegues (ptigmáticos). La moneda tiene cerca de 3 cm de diámetro.

Los micaesquistos de la secuencia metasedimentaria están formados principalmente por mica blanca que corresponde a fengita y se presenta como grandes porfidoclastos de 1.5 a 3 mm. El segundo mineral en porcentaje es el cuarzo de unos 0.4 mm, con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. El granate tiene forma anhedral elongada. Se observan escasos porfidoclastos de plagioclasa con un desarrollo local de mirmequita. La fengita forma bandas de clivaje de unos 3 mm de espesor que separan microlitones ricos en cuarzo. Algunas muestras presentan biotita con inclusiones finas de cuarzo. Presentan además microplegamiento de la foliación. La clorita es el mineral de retrogresión más común, formándose a partir de la biotita, del granate en sus bordes y de un mineral verde del cual sólo quedan rastros escasos. Localmente se presentan zonas sigmoidales ('ojos') formados por minerales granulares finos de biotita, cuarzo y feldespato, que pueden corresponder a fragmentos de rocas (clastos). Uno de estos esquistos contiene el siguiente porcentaje modal: 43 % de fengita, 47 % de cuarzo, 3 % de epidota, 2 % de feldespatos, 3 % de biotita, 1 % de granate, 1 % de clorita. Esta muestra en particular es pobre en granate, pues algunos de estos esquistos pueden tener un porcentaje claramente mayor de dicho mineral, el cual es fácilmente visible en muestra de mano como porfidoblastos.

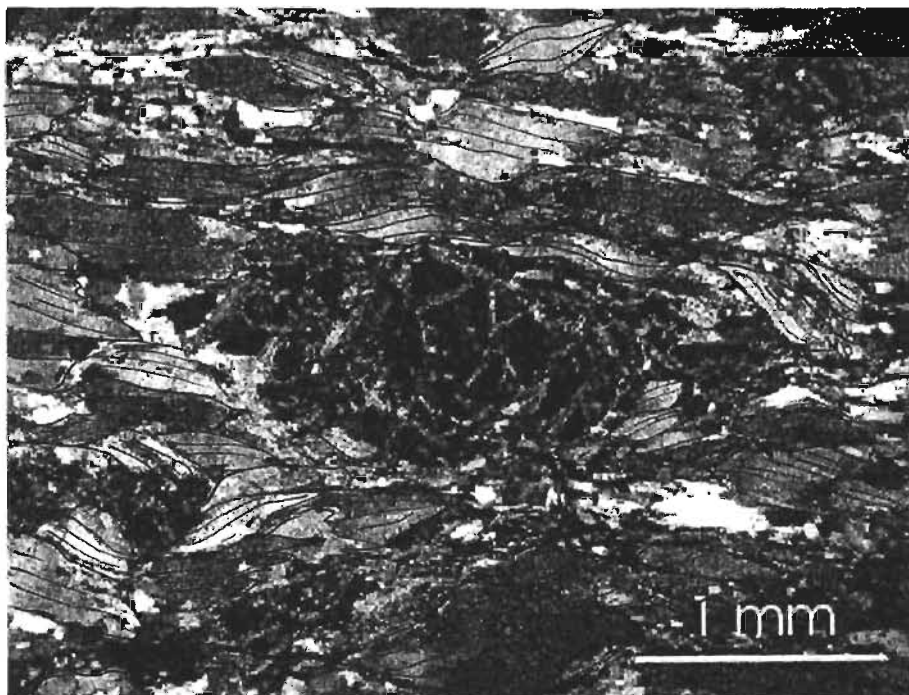


Figura 64. Fotografía de lámina delgada de micaesquisto de fengita con granate. Se observa una composición modal dominada por la muscovita, que se observa sigmoide, con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. En el centro un cristal muy elongado de granate parcialmente alterado a clorita. El resto de la roca es principalmente cuarzo. LP, 2X.

Micaesquistos con biotita-fengita-granate.

Existe un afloramiento pequeño de esta roca al norte de Santa Cruz Organal, se trata de un micaesquisto de color negro, con una foliación bien desarrollada, láminas blancas cuarzo-feldespáticas que siguen o cortan la foliación y muestran un intenso plegamiento isoclinal, localmente con desarrollo de pliegues ptigmáticos. La mineralogía básica de estas rocas es: biotita + granate + fengita + cuarzo + plagioclasa \pm rutilo. La composición modal es: granate 27 %, plagioclasa 21 %, cuarzo 16.5 %, fengita 16.5 %, biotita 15.5 %, minerales opacos 3 %, rutilo 0.7 %.

En lámina delgada se observa que la roca está constituida por cristales grandes y abundantes de granate (> 2 mm) (Figura 70), algunos de ellos con cristales de biotita en el centro, así como pequeñas inclusiones de rutilo. La textura del granate sugiere que éste cristalizó en varias etapas.

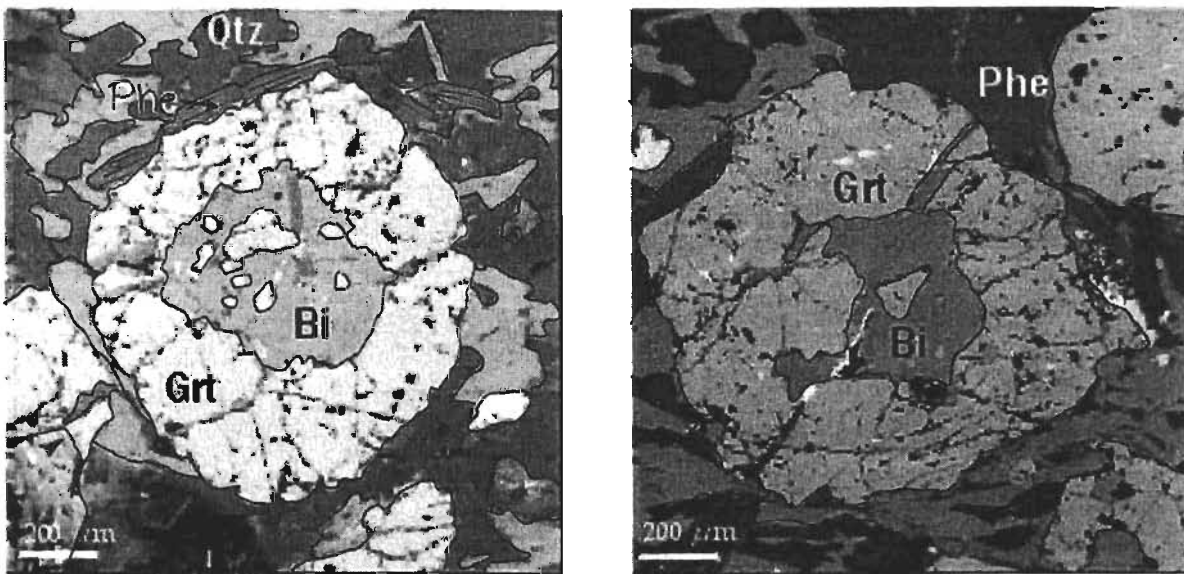


Figura 70. Fotografías en microsonda electrónica (BEI) donde se muestran relaciones texturales de micaesquistos con fengita-biotita-granate. Los granates tienen en su interior cristales de biotita. La matriz está formada por fengita-biotita-plagioclasa y cuarzo.

En algunas muestras se presenta una deformación milonítica más desarrollada, la cual produjo una matriz con grano fino (0.2-0.3 mm), con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica más desarrollados en el cuarzo. Se desarrolló biotita fina por recristalización dinámica, la cual, asociada con clorita, se orienta formando bandas de clivaje C', desarrollando la muestra una fábrica S-C'.

La composición del granate indica que se trata principalmente de almandino con contenidos relativamente importantes de grosularia y piropo (Figura 71 y Tabla 13).

Mineral	Porcentaje
Almandino	62.446 %
Grosularia	20.45 %
Piropo	15.572 %
Espesartina	0.902 %
Andradita	0.572 %
Uvarovita	0.053 %

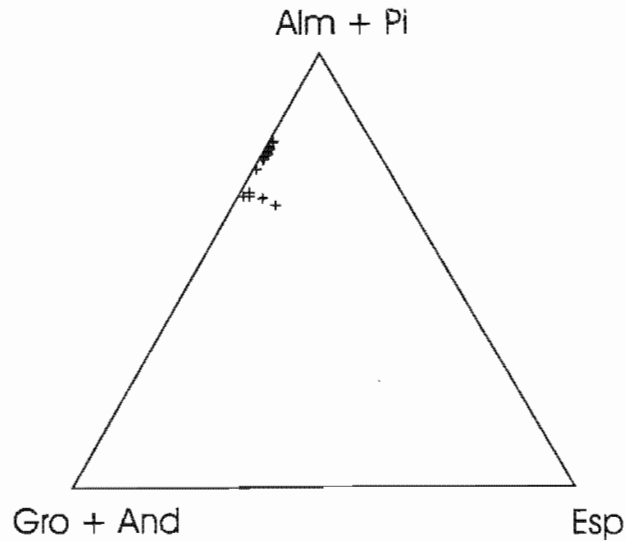


Figura 71. Diagrama de clasificación de granate de micaesquisto con fengita-biotita y granate ACA 39. La Tabla 13 muestra la composición promedio de los granates analizados.

El cuarzo se presenta como cristales finos a gruesos (1 mm) con extinción ondulante leve, y bordes irregulares producto de recristalización dinámica. La biotita se presenta en grandes cristales tabulares (3 mm), subhedrales, orientada siguiendo la foliación.

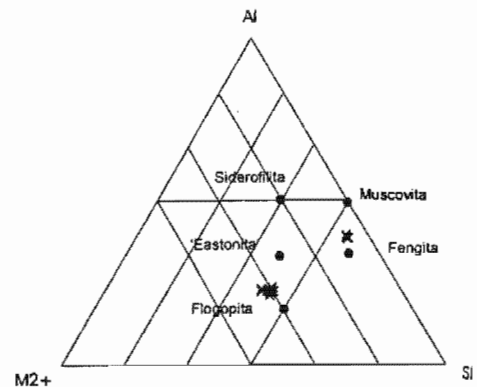
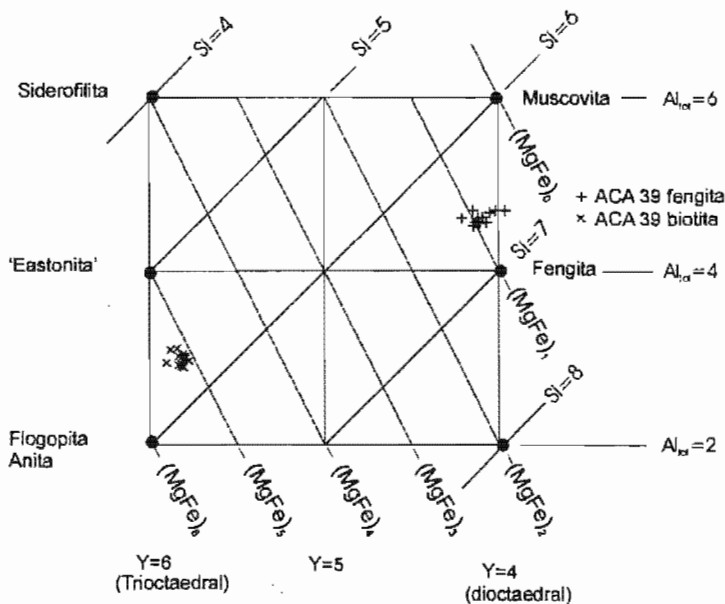


Figura 72. Clasificación de micas muestra ACA 39.

La mica blanca corresponde a una composición cercana al polo fengítico (Figura 72), también se presenta como grandes cristales tabulares, subhedrales, a veces dentro del granate pero principalmente fuera de él.

La plagioclasa aparece como cristales grandes y finos, anhedrales, algunas con macla polisintética. Como signos de deformación presentan extinción ondulante, "microkinks" y plegamiento. Su composición promedio es de 92.5 % de albita, 7.1 % de anortita y 0.4 % de ortoclasa.

2.2.3.3. Diques básicos

Eclogitas con Mg-taramita

Estas rocas se encuentran asociadas con las anteriores; afloran como lentes o láminas escasas, de algunos centímetros a metros de espesor (Figura 73), cortan a los metasedimentos y a los gneises porfidoblásticos y son a su vez, cortadas por gneises leucocráticos. Son rocas de color oscuro de grano grueso visible a simple vista. Un análisis modal en una de estas rocas indica que está formada por anfíbol (verde-azulado) 54 %, granate 28 %, cuarzo, 14 %, rutilo 4 %. Sin embargo, existen amplias variaciones en cuanto a los porcentajes de los minerales, sobretodo en cuanto a la relación anfíbol-granate que son los principales constituyentes de estas rocas. Algunas de estas rocas contienen un clinopiroxeno de composición onfacítica (Figura 75). Otras contienen también fengita y epidota. Algunas contienen plagioclasa que es claramente secundaria ya que atraviesa la roca en forma de venillas o lentes. En general, estas rocas presentan una textura granoblástica con granos relativamente grandes (entre 0.5 y 1.5 mm en promedio). A continuación se describen los minerales de estas rocas con los análisis químicos disponibles. Se ha decidido llamarles eclogita, aunque no coincidan con la definición estricta del término, es decir, una roca formada en más de un 75% de granate + onfacita (Carswell, 1990; Mottana et al., 1990; Desmonds J. y Smulikowski, W., 2004). Estas rocas están formadas principalmente por Mg-taramita, generalmente en proporción mayor a 50% pero menor a 75%. Debido a que no poseen plagioclasa, o ésta es claramente secundaria y muy escasa, no se les puede llamar anfíbolitas, ya que dicho término implica una roca formada en más de un 75% de anfíbol + plagioclasa (Coutinho et al., 2004). Tampoco poseen una esquistosidad clara ni orientación de sus cristales por lo que no aplica el término gneis. Los minerales principales de estas rocas son los anfíboles. Se encuentran como cristales grandes

subhedral, de color verde a verde-azul. Por su morfología y relaciones texturales parecen estar en equilibrio con el granate al cual incluyen parcial o totalmente (Figura 75). Presentan también inclusiones ovaladas o ameboides de cuarzo, localmente desarrollando una textura similar a una simplectita gruesa poco desarrollada. También pueden presentar inclusiones euhedrales de epidota, esferoidales de rutilo y en raras ocasiones de onfacita.



Figura 73. Afloramiento de dique de eclogita con Mg-taramita. Estas rocas forman bandas cuyos límites son paralelos a la foliación general. Cortan a los micaesquistos y presentan un metamorfismo de alta P/T. Presentan lentes y amígdalas formadas por plagioclasa y fengita.

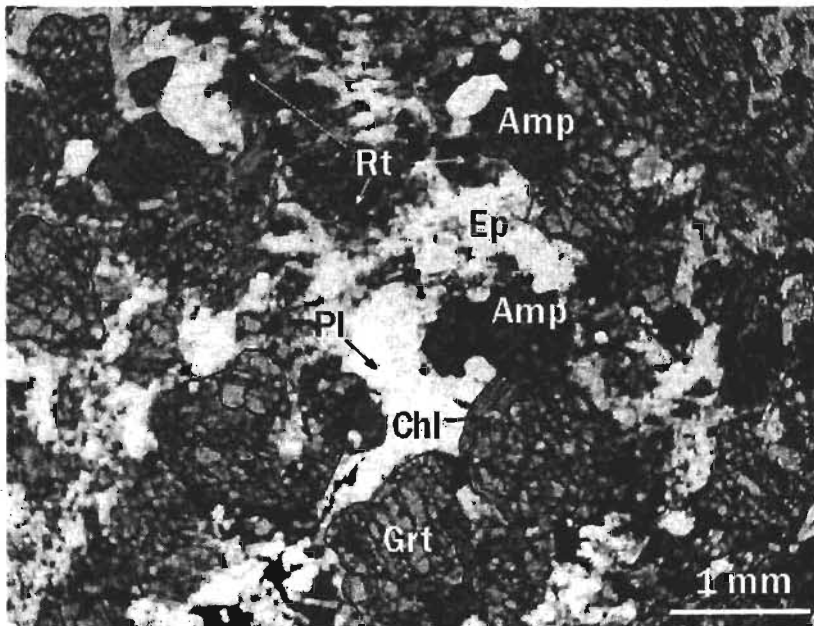


Figura 74. Fotografía de roca de granate - Mg-taramita (RAC 144). Se pueden observar granates fracturados y alterados a clorita, anfíboles (Mg-taramita), en una matriz de plagioclasas, epidota y cuarzo. Hay clorita como alteración de granates y anfíboles. LN, 2X.

Estos anfíboles más grandes tienen una composición que permite clasificarlos como Mg-taramita (límite con Mg-katoforita) (Figura 76), es decir, son anfíboles calco-sódicos, con un

contenido de Na mayor que la barroisita. Las fórmulas generales de la taramita y Mg-taramita son: $\text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_3\text{AlFe}^{3+}\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ y $\text{Na}(\text{NaCa})\text{Mg}_4(\text{Al},\text{Fe}^{3+})\text{Si}_7\text{AlO}_{22}(\text{OH})_2$.

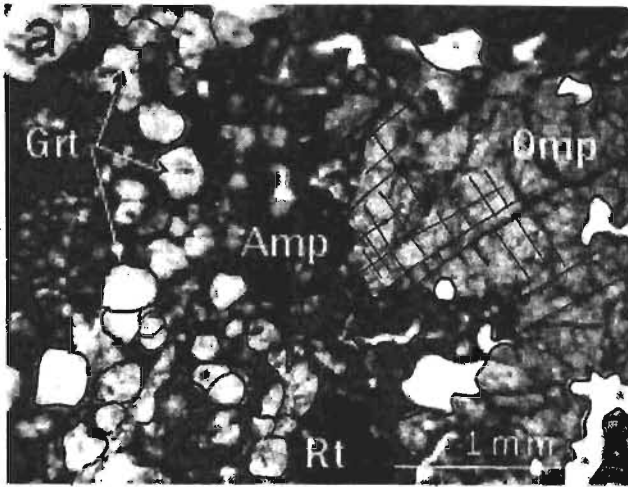
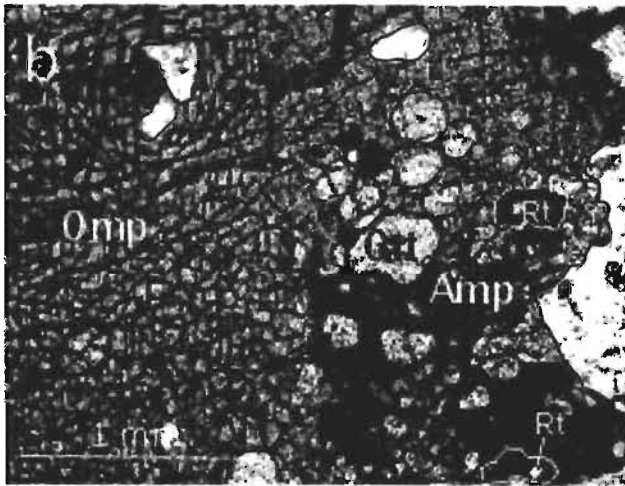


Figura 75. a) Fotografía en lámina delgada de eclogita con Mg-taramita. Se aprecian cristales grandes de onfacita en contacto irregular con cristales grandes de anfíbol que envuelven granos pequeños de granate. El mineral blanco es cuarzo. LN, 2X.; b) Misma roca. Se observan porfidoblastos grandes de onfacita que envuelven cristales pequeños de granate, rutilo y cuarzo. El piroxeno está en contacto con anfíbol (Mg-taramita). LN, 2X.



Este tipo de anfíbol se menciona que es muy raro y que ocurre en gneises alcalinos con metasomatismo de sodio y en eclogitas con metamorfismo retrógrado a facies de anfíbolita, sobre todo en rocas que han sido sometidas a metamorfismo de presión ultra-alta (por ejm. Zhang y Liou, 1998; Xiao 2000). Sin embargo, también se ha encontrado e interpretado como mineral de metamorfismo progresivo hallado en la transición entre esquistos verdes y esquistos azules y como inclusiones en granates de rocas eclogíticas. Asociados con los anfíboles se encuentran granates en cristales medianos a gruesos (0.5 a 0.8 mm), euhedrales a suhedrales, con inclusiones de rutilo muy finas a finas. Estos granates están en equilibrio aparente con el clinopiroxeno y con el anfíbol calco-sódico y comúnmente están incluidos en ellos. Son

principalmente almandinos con grosularia (Figura 77, Tabla 14) pero se distinguen de los granates de los gneises por los contenidos altos en piropro (similar al de los micaesquistos).

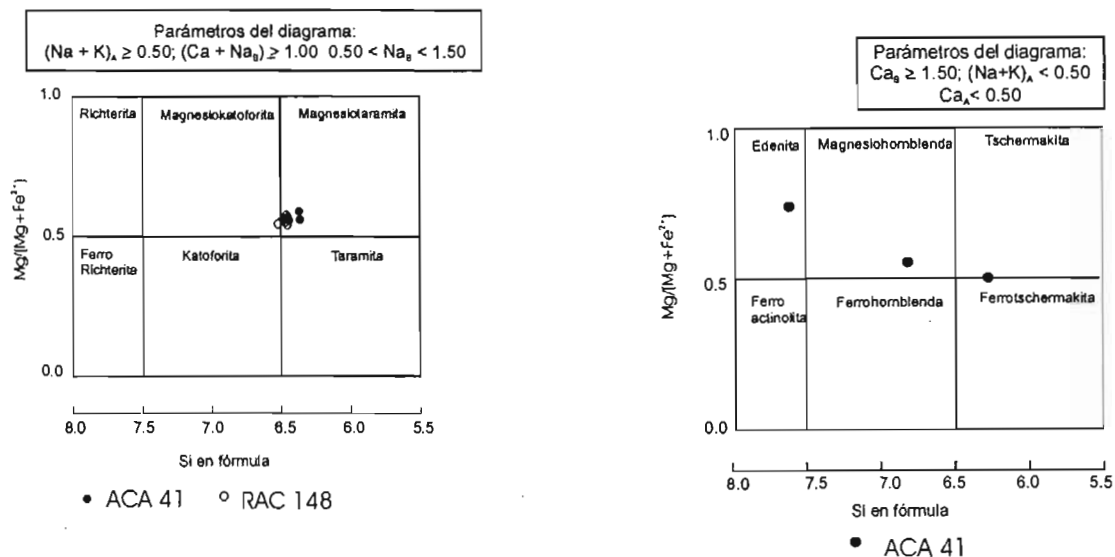


Figura 76. Clasificaciones de anfíboles en eclogitas con Mg-taramita. Izquierda: anfíboles cálcicos; Derecha: anfíboles cálcico-sódicos.

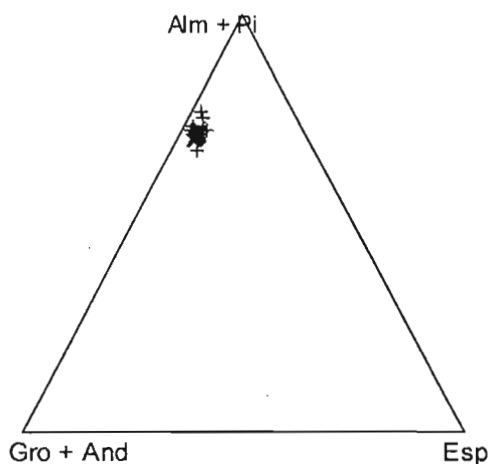


Tabla 14. Composición del granate en eclogita con Mg-taramita

	ACA 41	RAC 148
Almandino	55.2	55.6
Grosular	20.6	20.0
Piropro	17.7	15.2
Espesartita	3.6	4.2
Andradita	2.8	4.7
Uvarovita	0.0	0.0

Figura 77. Diagrama de clasificación de granates en rocas ricas en anfíbol de la región de El Organal.

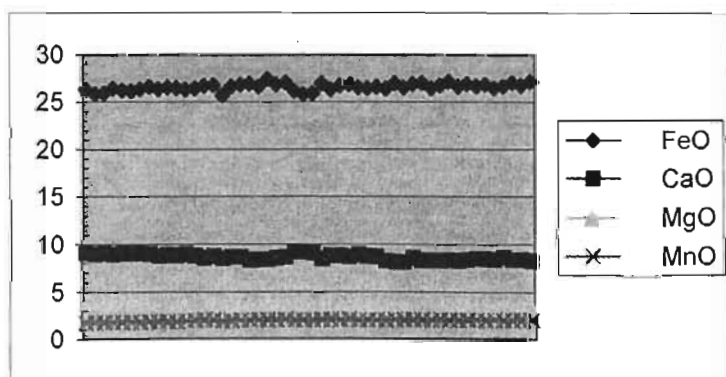


Figura 78. Trayectoria de análisis a través de un granate de roca de granate - onfacita - Mg-Taramita, realizada de borde a borde. El tamaño de estos granates es alrededor de 200 μm . Se aprecia una uniformidad de composición.

Borde centro borde (distancia 90 μm).

Se realizó una serie transversal muy detallada de análisis en un granate de la muestra RAC 148 (50 análisis), con el fin de determinar la variación de los elementos principales del mineral. Lo que puede deducirse de la gráfica obtenida (Figura 78) es que no hay una variación significativa de los elementos al interior del granate, sino que éste es bastante homogéneo. En casos similares donde se ha observado una homogeneización progresiva, ésta ha sido atribuida al incremento de difusión cuando el grado de metamorfismo aumenta (Woodsworth, 1977; Yardley, 1977). Diagramas planos como el de la Figura 78 se han observado en las zonas más altas de sillimanita (grado mayor de la facies de anfíbolita).

Algunas muestras tienen minerales del grupo de la epidota en cristales euhedrales a anhedrales relativamente grandes (0.7 mm). La composición de las epidotas es principalmente de clinozoisita-zoisita (ACA 41, promedio 83 % de clinozoisita) (Figura 79). Este mineral también parece en equilibrio con el anfíbol, que está en contacto sin reacción y en ocasiones lo incluye, sin embargo, localmente se forman anillos de reacción de epidota alrededor del granate y simplectitas de epidota + cuarzo (Figura 80 a, b y c). Las epidotas más ricas en pistachita son las que se encuentran como anillos de reacción (promedio 72 % de clinozoisita).

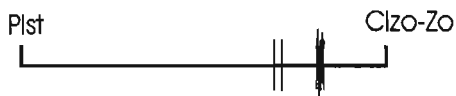


Figura 72. Clasificación de minerales del grupo de la epidota en rocas de granate - Mg-taramita.

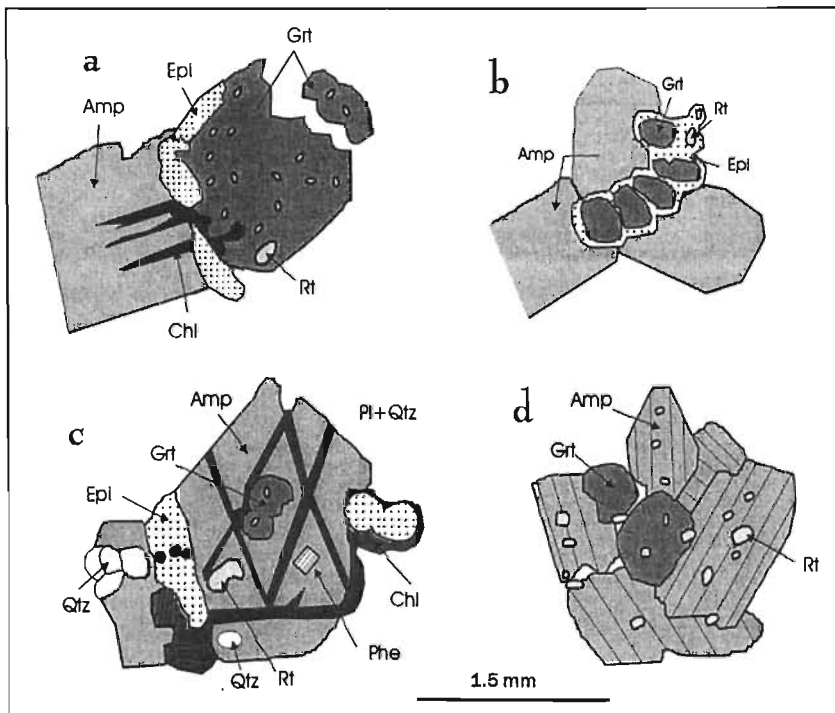


Figura 80. Relaciones texturales de rocas de granate - Mg-taramita. a) Reacciones retrógradas que forman epidota y clorita a partir de granate y anfíbol; b) Anillo de reacción de epidota alrededor de granate en contacto con anfíbol; c) Inclusiones de rutilo, granate, cuarzo y fengita en anfíbol, y minerales de alteración (clorita-epidota); d) Paragénesis típica: anfíbol y granate con inclusiones de rutilo.

La muestra ACA 41 también contiene cristales escasos de mica blanca, la cual se presenta en cristales subhedrales relativamente grandes, dispersos en la paragénesis. Los pocos análisis que se realizaron indica que la composición de esta mica está cerca del polo fengítico.

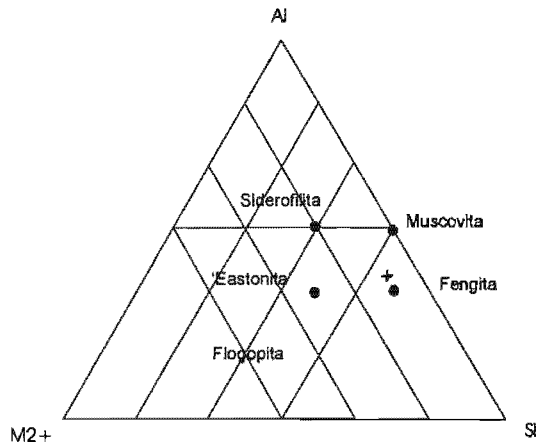


Figura 81. Clasificación de micas en roca de granate – Mg-taramita. Diagrama de Deer et al., 1992.

En una roca rica en anfíbol, con granate (sin epidota, ni mica blanca) (muestra RAC 148), se encontró onfacita. Este mineral se encuentra como porfidoblastos (desde 1 mm hasta 2 cm) claramente visibles en muestra

de mano. Localmente la onfacita es poiquiloblástica englobando cristales menores de granate. Los contactos con el anfíbol varían de rectos, sin reacción visible, a irregulares. En estos últimos el piroxeno parece corroído y existe un desarrollo de simplectitas gruesas de anfíbol + cuarzo. En la misma muestra también aparece una plagioclasa de composición albítica (90.2 % de albita, 9.6 % de anortita), sin embargo esta plagioclasa se presenta como segregados laminares o irregulares, lo cual indica su ingreso tardío en la paragénesis. Además de los minerales mencionados, son comunes las inclusiones de rutilo, tanto en anfíboles como en granate. El rutilo analizado es muy puro, su fórmula indica 0.99 de TiO_2 y 0.01 de hierro, de otros constituyentes sólo tiene trazas.

2.2.3.4. Gneises miloníticos leucocráticos – Unidad El Naranja

Estas rocas han sido denominadas 'metagranito de fengita' por Bonilla (2002). Se trata de gneises miloníticos ricos en mica blanca sin minerales ferromagnesianos. En el afloramiento tienen un color blanco-rosado e intrusionan a los gneises augen. A diferencia de dichos gneises, los gneises leucocráticos presentan una marcada lineación de estiramiento. Estas rocas se presentan como cuerpos tabulares de espesores variables de algunos centímetros a decenas de metros. Es común observar en los afloramientos de estos gneises pliegues isoclinales a subsoclinales de escala métrica a decamétrica, gracias a que destacan por su color blanco del gneis encajonante que es más oscuro.

La mineralogía de estos gneises está constituida por cuarzo que se presenta en cristales anhedrales de 0.8 mm, con extinción ondulante y subgranos, y formando bandas o lentes. Existen bandas de cuarzo más fino (<0.4 mm) formadas por recristalización dinámica (Figura 82c). Hay porfidoclastos de microclinas de \approx 1 a 5 mm de longitud, anhedrales con bordes lobulados recristalizados dinámicamente (Figura 82 d y e). Las plagioclasas son anhedrales, poseen maclas de deformación, se presentan como porfidoclastos y formando bandas finas producto de la recristalización dinámica. Los feldespatos generalmente presentan fracturas diagonales a la foliación principal y sombras de deformación rellenas por cuarzo. También presentan porfidoclastos de fengita (3 mm o menores) con extinción ondulante, "microkinks", rodeados por fengita más fina (0.2 mm) (Figura 82 b y c); ésta última forma la foliación en la roca. Localmente en estos gneises se observa granate en muy poca cantidad. Este granate aparece como cristales de 0.5 mm y está parcialmente alterado a clorita-biotita (Figura 82 a). También se observa zoisita y pistachita en gránulos aislados orientados en la foliación. Como accesorios contiene apatito.

La fábrica se caracteriza por una foliación bien desarrollada formada por láminas y lentes composicionales de mica, intercalados con lentes de cuarzo y cuarzo + feldespatos (con poca fengita y epidota) (Figura 82 c). Estos lentes generalmente tienen espesores menores a 0.5, mm pero algunas alcanzan 1.2 mm. Además de la diferencia en composición de estos lentes también presentan variaciones en el tamaño de grano.

Aunque en estas rocas la foliación milonítica es evidente y presentan de manera constante una lineación de estiramiento, los indicadores del sentido de cizalla no son claros, sugiriendo movimientos contrastantes. Tal es el caso de los porfidoclastos de mica ('mica fish'), esto se debe en parte a un plegamiento ligero de la foliación milonítica.

Los análisis químicos de los minerales realizados en uno de estos gneises leucocráticos se presentan en la Figura 83 , corresponden a la muestra RAC 49.

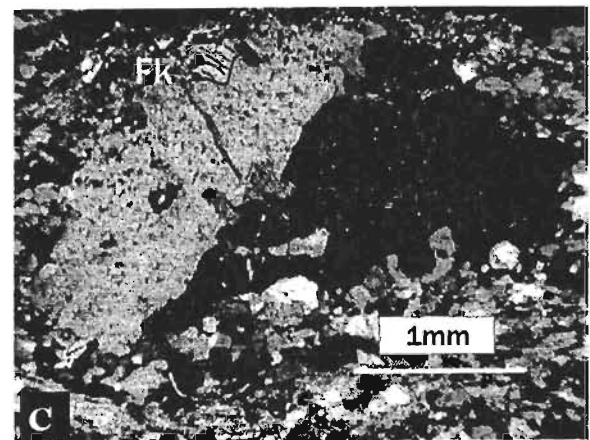
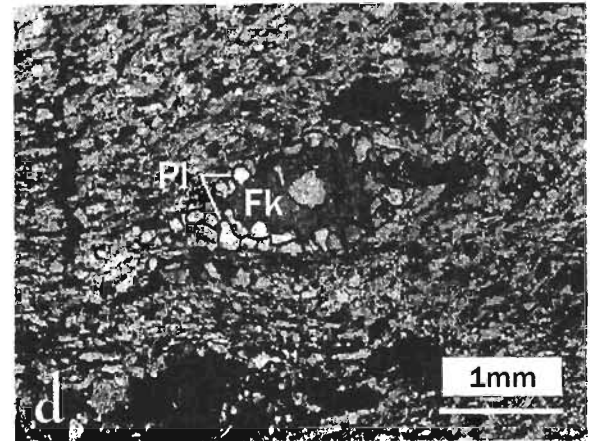
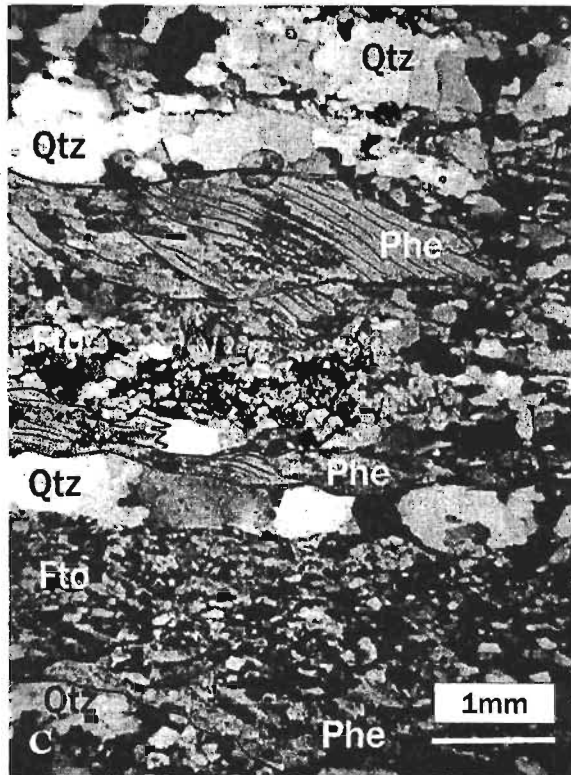
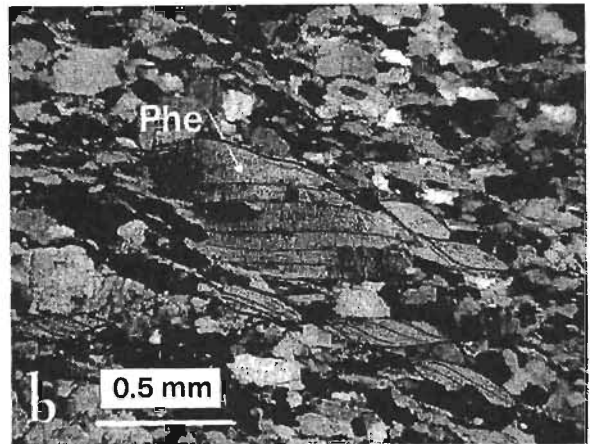
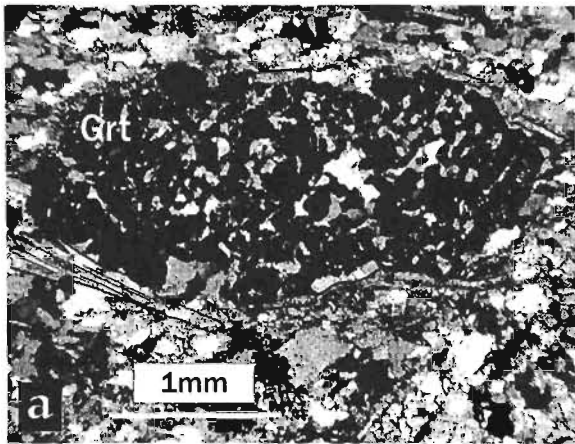


Figura 82. Fotografías de lámina delgada de gneises miloníticos leucocráticos. a) Granate en dique leucocrático foliado. Está elongado de manera cataclástica. Foliación fina marcada por la orientación de muscovita con cuarzo y feldspatos elongados; b) Porfidoclastos de mica ('mica fish') en matriz formada por cuarzo y feldspatos elongados, se observa una foliación S-C' que indica un sentido de cizalla dextral; c) Gneis leucocrático laminado. Láminas de cuarzo de grano grueso y láminas ricas en fengita, con un gran cristal de mica elongado ('mica fish'). La matriz, más fina, está formada por feldspatos y micas formados por recristalización dinámica; d) Porfidoclasto de microclina con inclusión de plagioclasa y textura rapakivi; e) Porfidoclasto de microclina con textura rapakivi heredada. Todas LP, 2X.

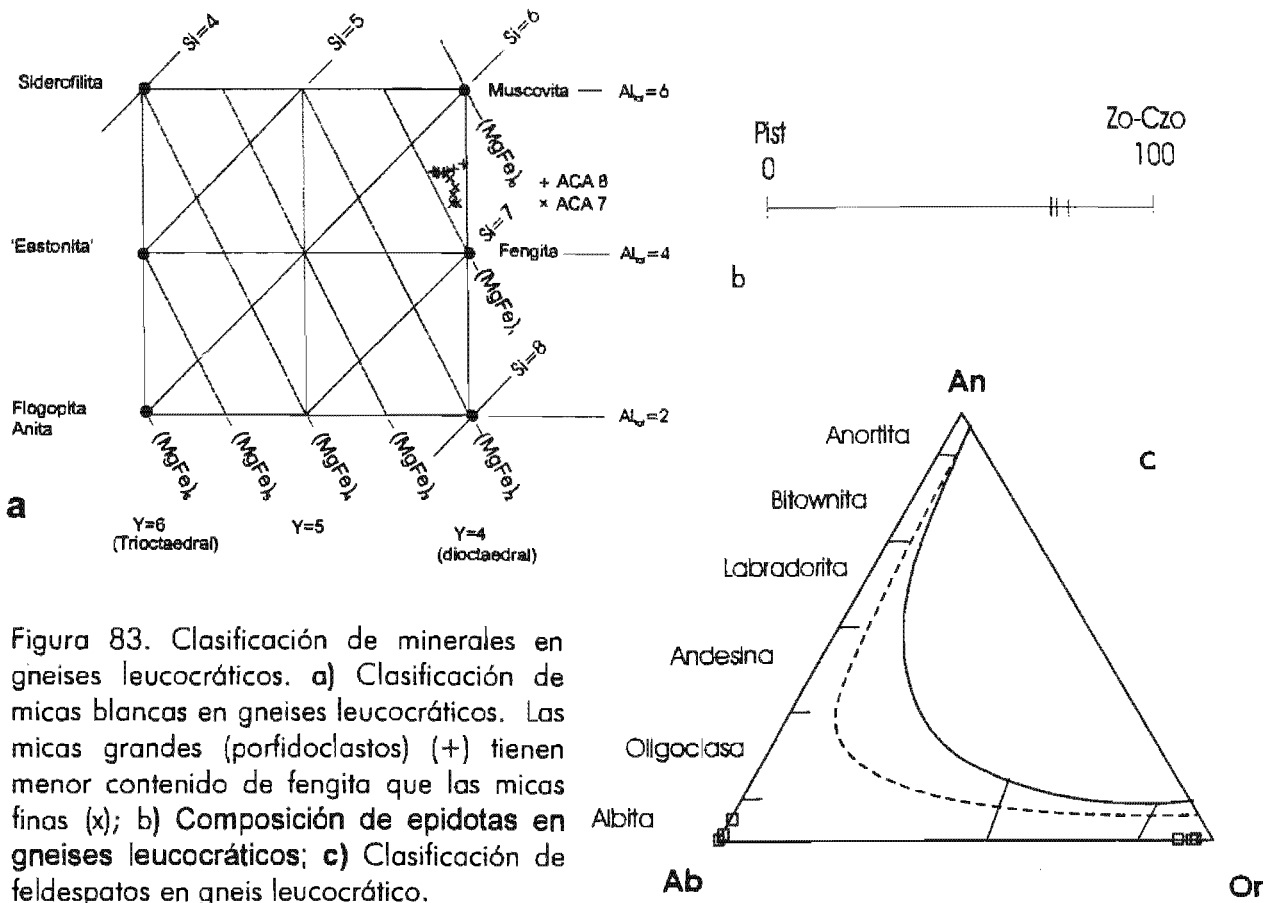


Figura 83. Clasificación de minerales en gneises leucocráticos. a) Clasificación de micas blancas en gneises leucocráticos. Las micas grandes (porfidoclastos) (+) tienen menor contenido de fengita que las micas finas (x); b) Composición de epidotas en gneises leucocráticos; c) Clasificación de feldespatos en gneis leucocrático.

Las fengitas de estos gneises, tienen estadísticamente un contenido menor de Si que las fengitas en los gneises augen (ver anexo con datos de microsonda).

Evento de retrogresión

Al cambiar las condiciones de metamorfismo (disminución de la presión) se produjeron reacciones metamórficas, que se reflejan por el desarrollo limitado de simplectitas a partir del piroxeno o del anfíbol. Por ejemplo, en la muestra RAC 148 se observan sólo escasas simplectitas gruesas de anfíbol + cuarzo, en el contacto con el piroxeno (no en todos los contactos). Este anfíbol es continuo con el anfíbol grande que forma la roca (Mg-taramita). En otra muestra (ACA 41) se observan simplectitas muy finas formadas por anfíbol + cuarzo, que se forman a partir del anfíbol calco-sódico (también Mg-taramita). El anfíbol de retrogresión es cálcico y su composición varía de tschermakita a edenita (Figura 76). En gneises y rocas de granate – anfíbol se observó además la transformación del granate a epidota (clinzoisita). Esto ocurre como anillos de reacción con epidota rodeando el granate o desarrollada en su interior (Figura 80 a, b, c). Por otra parte, algunas rocas estudiadas en detalle muestran evidencias de retrogresión claramente asociada con circulación de fluidos hidrotermales, la cual no es

penetrativa sino que se concentra en zonas de cataclasis. Las evidencias de este metamorfismo retrógrado son: el desarrollo de clorita a partir del granate y del anfíbol, cuarzo de segregación que rellena fracturas en granate, ilmenita como anillos de reacción alrededor de rutilo y óxidos de hierro. También se pueden observar vetillas de clorita, clorita + plagioclasa y vetillas de calcita.

Un mineral de alteración común en los gneises es clorita que forma anillos de reacción alrededor del granate (Figura 84). Este mineral también se forma a partir de la biotita y en ocasiones la reemplaza totalmente. En algunas muestras se puede observar biotita formándose a partir del granate y luego alterándose a clorita. Asimismo, la clorita puede presentarse en vetillas que cortan la foliación asociada con calcita. La plagioclasa muestra alteración a muscovita fina. El rutilo muestra anillos de reacción de ilmenita o titanita.

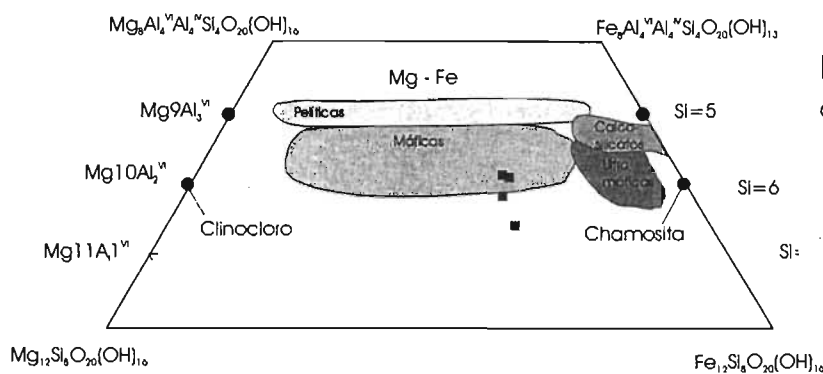


Figura 84. Clasificación de clorita en gneises augen.

Edad de los Granitoides Esperanza

Las edades reportadas para los Granitoides Esperanza (ver marco geológico regional) varían desde el Precámbrico al Misisípico. Las edades precámbricas se han interpretado como la edad de la intrusión (Campa et al., 2002) o una edad heredada en los zircones del intrusivo (Yáñez et al., 1991). De las edades más antiguas (830 y 510 Ma) obtenidas por Fries y Rincón (1965) y Fries et al. (1970) se considera que la primera tiene un rango de error muy grande y que la segunda, obtenida mediante el método de plomo-alfa ($Pb\alpha$), es inútil debido al método. Las edades del Silúrico inferior obtenidas por Halpern et al. (1974) son isócronas de algunos datos. Igualmente, las edades del Ordovícico inferior obtenidas por Ruiz (1979) quien reunió datos de Halpern et al. (1974) y suyos propios para hacer una isócrona con 16 datos, de muestras colectadas en dos localidades distintas, la carretera 190 cercano al kilómetro 262 y al sureste del poblado de Piaxtla.

La edad de Halpern et al. (1974) es similar a la de 425 ± 7 Ma (Robinson et al., 1988; U-Pb en zircón). De las edades obtenidas por Yáñez et al. (1991) se interpreta como edad del metamorfismo y/o intrusión 371 ± 34 Ma (U-Pb en zircón). Otra de 330 ± 5 Ma en muscovita puede interpretarse como el cierre de dicho mineral durante el enfriamiento paulatino. Ortega et al. (1999), señalan que la edad de 371 ± 34 Ma obtenida por Yáñez et al. (1991) corresponde en realidad a un intrusivo postorogénico (Granito La Noria) que intrusión a la Formación Tecomate (aquí considerada como Formación El Rodeo). La edad del Silúrico Tardío obtenida por Yáñez et al. (1991) mediante el método de Sm-Nd tiene un error grande pero es similar a las obtenidas por Halpern et al. (1974) y Robinson, et al. (1988).

De los datos isotópicos, puede concluirse que los Granitoides Esperanza corresponden más bien a una suite formada por rocas de edades distintas, así es probable la existencia de:

- 1) Un conjunto metagranítico con edades grenvillianas (Campa et al., 2002; Talavera et al., en prensa).
- 2) Intrusivos leucocráticos o con dos micas intrusionados entre 478 Ma y 460 Ma (Campa et al., 2002)(ver capítulo de geocronología).
- 3) Intrusivos graníticos con fenocristales de feldespato potásico (actualmente gneises augen) con edad de 440 Ma a 425 Ma (Halpern et al., 1974; Robinson et al., 1988; Ortega et al., 1999; Talavera et al., en prensa).
- 4) Secuencias sedimentarias con edad actualmente desconocida pero que al parecer son pre—440 Ma pues son intrusionados por los granitos porfídicos.
- 5) Diques básicos que cortan a la secuencia metasedimentaria y a los gneises augen.
- 6) Diques y cuerpos leucocráticos de edad hasta ahora desconocida que cortan a todas las unidades anteriores (ver capítulo de geocronología).

Geoquímica.

Se realizó un análisis químico de elementos mayores, menores, traza y algunas tierras raras de la muestra RAC 148 que corresponde a la eclogita con Mg-taramita. Esta roca corresponde a la composición de un basalto según el diagrama TAS (Figura 85a). Se realizó el análisis de la norma CIPW la cual indica que la roca es un basalto con olivino (saturado en sílice) tal y como se muestra en el diagrama de clasificación de Yoder y Tilley (1962) (Figura 85b). La relación Mg/Fe de 0.314 sugiere que se trata de un magma diferenciado.

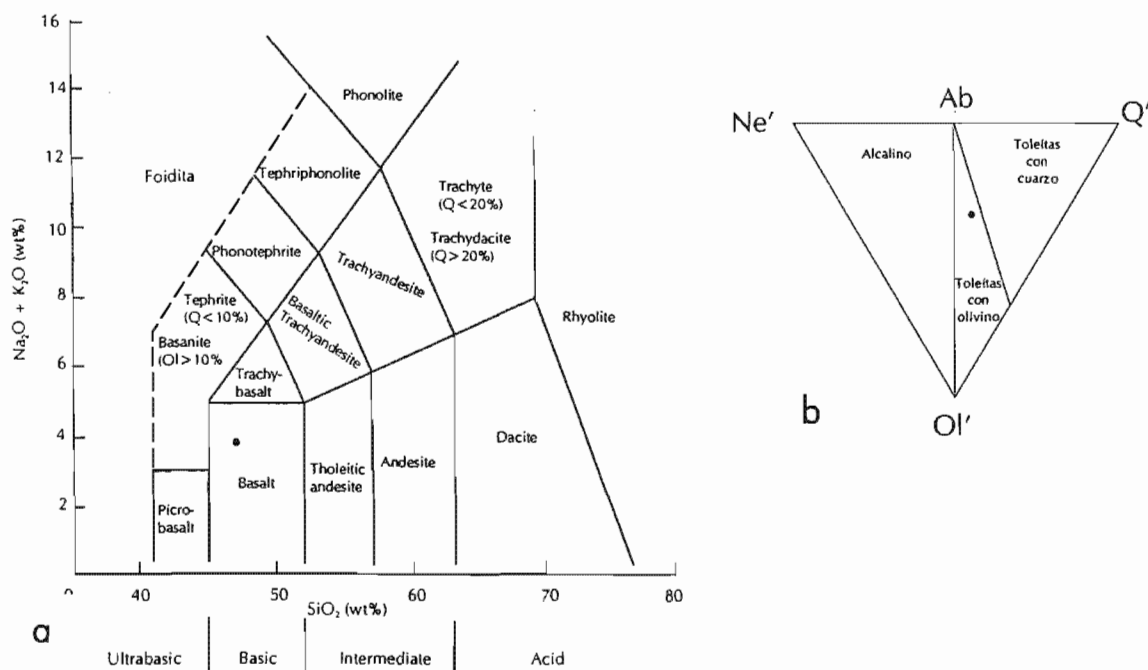
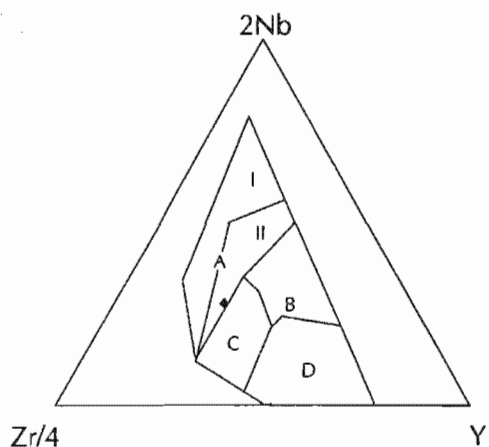


Figura 85. a) Diagrama de clasificación química y nomenclatura de rocas volcánicas usando los álcalis totales contra sílice (TAS) de Le Maitre et al. (1989). Q = Cuarzo normativo; Ol = Olivino normativo; b) Diagrama de clasificación de rocas basálticas según el grado de saturación en sílice. Base de tetrahedro de Yoder y Tilley (1962). Los ápices del triángulo son minerales normativos ajustados: $Ol' = Ol + [0.714 - (Fe/\{Fe+Mg\}0.067)]Hy$; $Ne' = Ne + 0.542 Ab$; $Q' = Q + 0.4 Ab + 0.25 Hy$.

Diagramas de discriminación tectónica

Se aplicó los datos a los diagramas de discriminación tectónica de Meschede (1986) (2Nb, Zr/4, Y) (Figura 86); Pearce y Norry (1989) (Zr, Zr/Y); Pearce y Gale (1977) (Zr/Y y Ti/Y); Pearce (1982) (Ti/Y vs. Nb/Y); Wood, 1980, ((Th-Hf-Ta).



concuera con las observaciones de campo donde la roca se encuentra intercalada entre rocas sedimentarias detríticas, envuelta por rocas graníticas y sus volúmenes son relativamente bajos.

Figura 86. Diagrama de discriminación de Zr-Nb-Y para basaltos (según Meschede, 1986). Los campos son: A, basaltos alcalinos intraplaca; B, basaltos alcalinos intraplaca y tholeitas intraplaca; C, MORB tipo E; D, tholeitas intraplaca y basaltos de arco volcánico; D, MORB-N y basaltos de arco volcánico.

2.3. Formación El Rodeo

Definición y relaciones geológicas

Se nombra en este trabajo como formación El Rodeo a una secuencia formada por intercalaciones de rocas sedimentarias y de origen volcánico que presentan un metamorfismo en la facies de esquisto verde. Farfán (1998) extiende los afloramientos de la Formación Tecomate hacia las regiones de Tehuiztingo, Puebla, y hacia la de Olinalá, Guerrero, atribuyéndoles el nombre de formación Acateco. Hernández y Morales (2002) y Bonilla (2002), los primeros trabajando al sur de Mimilulco, y la segunda al norte de la carta Tehuiztingo, nombran a afloramientos, que correlacionan con la Formación Tecomate, como Formación Ahuatlán. Asimismo, esta secuencia ha sido cartografiada anteriormente como parte de la Formación Tecomate (Ortega et al., 1978a; Ramírez, 2001) o como parte de la Formación Xayacatlán, en este último caso bajo el término de Grupo Acateco Indiferenciado (Rodríguez, 1970; Ortega, 1975). Ramírez (2001) sugiere que los términos formación Acateco y Grupo Acateco Indiferenciado deben ser abandonados debido a que las observaciones de campo muestran que la litología y grado de metamorfismo de las Formaciones Tecomate y Xayacatlán, son muy distintas y no deben ser cartografiadas juntas. En este trabajo se ha decidido separar la Formación El Rodeo tanto de la Formación Xayacatlán como de la Formación Tecomate con base en diferencias litológicas, geoquímicas y de edad que se detallarán más adelante.

En la región al oriente de El Rodeo y norte de Ahuatlán, la formación El Rodeo cubre a la Formación Xayacatlán mediante un contacto que se interpreta como estructural. A su vez, es cubierta en dicha zona por conglomerados de cuarcita de la unidad Conglomerado Cualac y por conglomerados atribuidos a la Formación Balsas. Más al sur, al norte del poblado de Patlanoaya, la secuencia es cubierta en discordancia angular por secuencias sedimentarias que van, al menos, del Misisípico Temprano al Pérmico Temprano (Villaseñor et al. 1987; Brunner, 1987; Vachard et al. 2000). También son cubiertas por secuencias detríticas jurásicas (Conglomerado Cualac). En la misma región, la formación El Rodeo se considera también intrusionados por un granito porfídico denominado Palo Liso (Hernández y Morales, 2002). En la región al oriente de Los Hornos, la secuencia cabalga a rocas sedimentarias pérmicas (Farfán, 1998; Ramírez, 2001) y al granito La Noria. Más al norte, en la región de Cuayuca la unidad cubre estructuralmente a los Granitoides Esperanza (Bonilla, 2002) (Figura 87), así como a la Formación Cosoltepec (Figura 9). En dicha zona, aflora también un granito muy

similar al granito La Noria el cual se encuentra encima estructuralmente de la Formación El Rodeo en su contacto oriental (Figura 88).



Figura 87. Contacto entre rocas esquistosas de la Formación El Rodeo (ER) y gneises leucocráticos de los Granitoides Esperanza (GE). Como puede observarse existe un fuerte fracturamiento en ambas rocas. Pliegues (de arrastre) en la Formación El Rodeo sugieren una dirección de transporte hacia el E. El contacto es desplazado por pequeñas fallas frágiles más o menos verticales. Viendo al S. Camino de Cuayuca a Cerro Gordo.



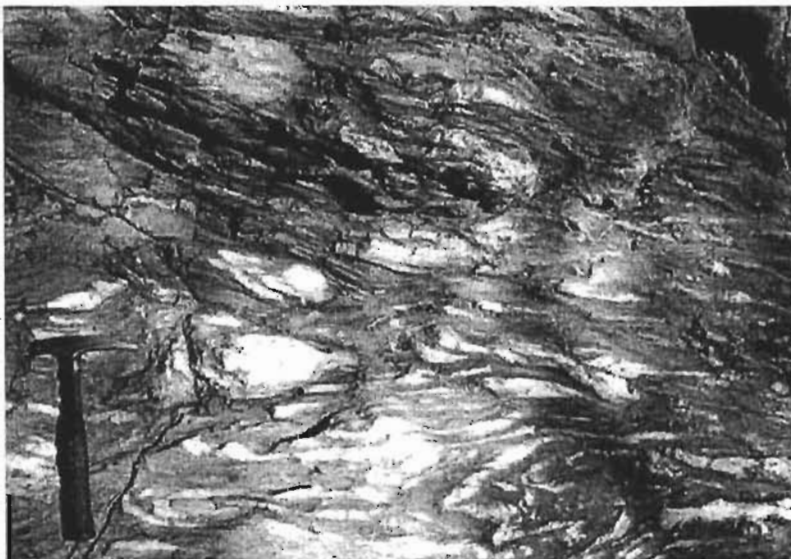
Figura 88. Contacto tectónico entre el Granito La Noria (LN) y la formación El Rodeo (ER). El granito cerca del contacto está cizallado (protomilo-nítico) tiene una foliación y una lineación de estiramiento (aunque no muy clara) orientada al NE 5°. El sentido de movimiento interpretado de los porfidoclastos σ y foliación S-C', es del bloque del techo (Granito La Noria) hacia el SW.

Se han observado diques de rocas graníticas leucocráticas que cortan a la Formación El Rodeo tanto en la región tipo (El Rodeo) como en la región al poniente de Los Hornos. Asimismo, en la región al sur de Acatlán de Osorio, la Formación El Rodeo es cortada por un dique de más de 20 km de longitud y de espesor variable (aproximadamente unos 50 m). Se ha observado, tanto en afloramiento como en lámina delgada, que estos diques presentan una foliación milonítica con un desarrollo marcado a incipiente, además los diques se encuentran boudinados y plegados.

En la región de Acatlán de Osorio y más al oriente (sur del Tronco de Totoltepec), la formación el Rodeo se encuentra en contacto tectónico debajo de la Formación Tecomate con la que comparte una deformación milonítica y al menos una fase de plegamiento posterior. Estas deformaciones (más el metamorfismo de bajo grado de la Formación Tecomate) han producido una relación compleja entre ambas unidades, lo que ha provocado problemas para distinguir las y, por ende, para cartografiarlas.

Descripción litológica

La secuencia consiste en intercalaciones de rocas de color verde hierba, que corresponden a micaesquistos de grano fino, filitas y de esquistos verdes con proporciones menores de cuarcitas y esquistos cuarzo-feldespáticos provenientes de rocas félsicas. En ciertas partes, numerosos lentes de cuarzo de segregación ocurren dentro de los micaesquistos (Figura 89). Se han observado lentes calcáreos, escasos y delgados. Hacia la base estructural, aparecen bandas de rocas que corresponden a anfibolitas de grano más grueso, las cuales se interpreta que



corresponden a diques metamorfoseados de rocas originalmente faneríticas.

Figura 89. Fotografía de filitas de la formación El Rodeo, de color gris-verdoso con numerosos lentes de segregación de cuarzo. Se aprecian al menos dos fases de plegamiento isoclinal. Oriente de Los Hornos.

Petrografía

Esquistos verdes

Estas rocas generalmente presentan un grano muy fino (<0.3 mm). Están formados principalmente por un anfíbol prismático alargado (más o menos aciculares), de color verde claro a verde-azulado. Aunque se desconoce su composición precisa, el análisis petrográfico permite clasificarla como actinolita. Algunas muestras presentan porfidoblastos aislados de este anfíbol (Figura 89 c y d). Cristales alargados de anfíbol crecieron en las sombras de presión de los cristales de anfíbol de mayor tamaño. Asociados con el anfíbol hay cantidades menores de epidota en gránulos muy finos (0.1 mm) y clorita. Los minerales del grupo de la epidota corresponden a clinozoisita. Localmente, dicho mineral se encuentra en agregados de forma esferoidal y probablemente se trata de pseudomorfos de fenocristales de la roca volcánica (volcanoclástica?) original (Figura 90a). Entre los cristales de actinolita y clorita se encuentran granos de cuarzo y plagioclasas elongados, con extinción ondulante. Según el análisis petrográfico dichas plagioclasas corresponden a albita. Un accesorio común en estas rocas es la titanita que también ocurre en cristales pequeños. La foliación de estas rocas en general es continua a espaciada, la segunda con laminillas más ricas en cuarzo y plagioclasa. Dichos minerales pueden ocurrir también como lentes. Algunas de estas rocas (muestra ACA 70) presentan bandas de grano grueso formadas por cuarzo + epidota + actinolita \pm calcita \pm plagioclasa, en ellas hay cristales de epidota de hasta tres milímetros. En resumen, la mineralogía de estas muestras es la típica de la facies de esquisto verde:

Anfíbol verde (actinolita?) + albita + cuarzo + clorita + epidota \pm titanita

La microestructura de estas rocas varía desde una aparentemente simple foliación continua (Figura 90a y b), hasta aquellas muestras que poseen hasta cuatro foliaciones discernibles. La variación de fábricas puede atribuirse a fenómenos de trasposición que borran u obliteran foliaciones preexistentes, o a que en determinadas zonas las foliaciones son paralelas o subparalelas.

Los esquistos de actinolita de grano grueso están formados principalmente por cristales grandes de anfíbol verde a verde-azulado de 1 mm de longitud en promedio, con formas euhedrales a subhedrales y elongados en la foliación (Figura 90b). Se observa como las plagioclasas originales fueron remplazadas parcialmente por epidota de grano fino y a veces sólo se aprecian los pseudomorfos de epidota a partir de las plagioclasas. Esta roca contiene además una matriz de grano fino formada por cuarzo, albita epidota, clorita y anfíbol. Estos minerales

están elongados en la dirección de la foliación. También hay cristales grandes de titanita. Se considera que estas rocas provienen del metamorfismo retrógrado de diques de grano grueso, en donde los minerales ígneos de temperatura alta fueron transformados a minerales metamórficos de temperatura menor. Se considera que la composición de dichos diques era diorítica.

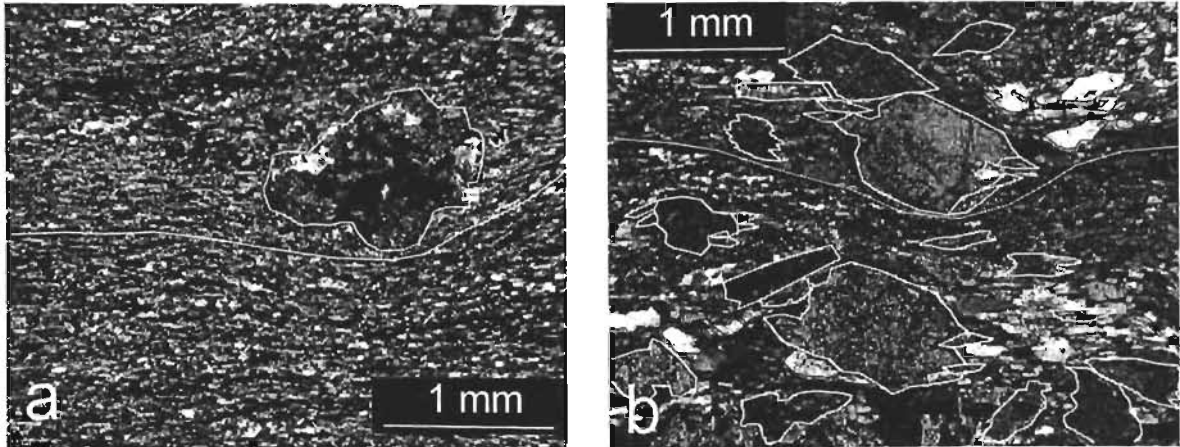


Figura 90. Metabasitas de la formación El Rodeo en lámina delgada. a) esquistos verdes (muestras RAC 27) donde se aprecia una foliación continua de grano muy fino formada por actinolita + clorita + cuarzo + plagioclasa + epidota (zoisita –clinozoisita-pistachita). Se aprecian un porfidoblasto de clinozoisita que probablemente se formó por reemplazo de plagioclasas; b) esquistos de actinolita de grano grueso donde se remarcan cristales de actinolita, en una matriz de plagioclasa + cuarzo. Titanita y clorita se encuentran como accesorios. LP, 4X.

El anfíbol original (hornblenda?) se transformó en actinolita, mientras que las plagioclasas fueron reemplazadas por epidota (Figura 90a). En algunas rocas se encuentran minerales que fueron completamente reemplazados por clorita con lamelas de ilmenita rodeada por titanita, probablemente se trataba de biotitas que sufrieron una exsolución de ilmenita paralela al clivaje, y luego ambos minerales sufrieron una transformación total y parcial a clorita y titanita (Figura 91).

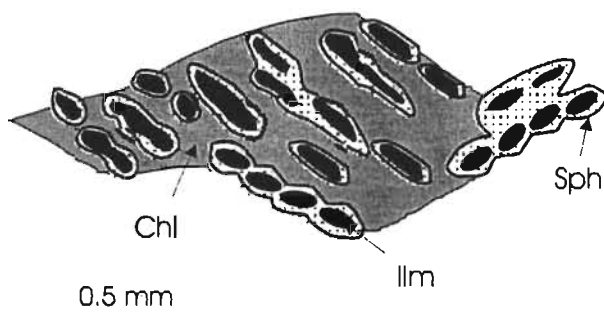


Figura 91. Esquema de mineral fantasma encontrado en metabasitas de la formación El Rodeo. Este mineral se halla completamente alterado a clorita (gris), ilmenita (negro) y titanita (punteado).

Micaesquistos y filitas

Estas rocas muestran en el afloramiento un color gris claro a gris verdoso. En general tienen una mineralogía sencilla compuesta principalmente por cuarzo, muscovita y clorita, y cantidades accesorias de plagioclasa y titanita (Figura 92). El tamaño de grano varía de medio a muy fino. Los esquistos de grano más grueso están en general constituidos por microlitones de cuarzo (0.3 mm de longitud), el cual varía de ligeramente elongado a casi granoblástico, aunque es común que presente extinción ondulante. Generalmente algunas micas (muscovita y clorita) acompañan al cuarzo en los microlitones. Los dominios de clivaje están formados por cristales de muscovita bien orientados, algunos de hasta 1.5 mm pero generalmente menores. Entre ellos se encuentra clorita como rellenando huecos. Un accesorio común es apatito, pero algunas muestras tienen además epidota (zoisita-clinozoisita-pistachita), titanita, turmalina y zircón. Vetillas de calcita tardía cortan algunas de las muestras estudiadas.

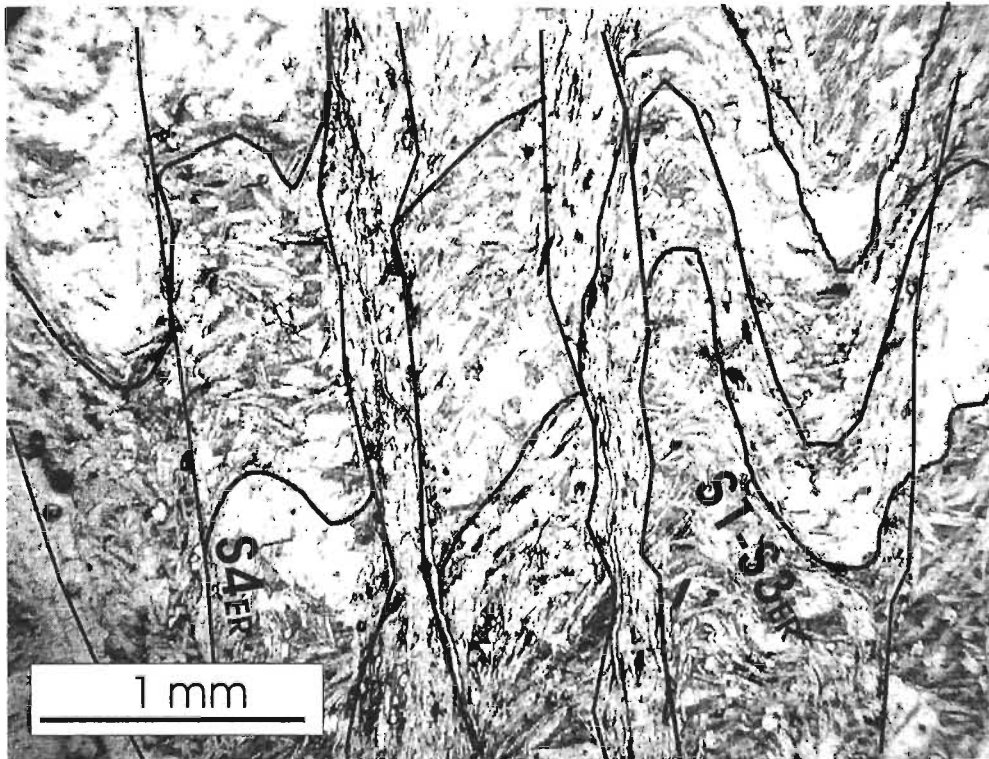


Figura 92. Fotomicrografía de esquistos típicos de la formación El Rodeo. Con luz natural se aprecia que bandas de clivaje de una foliación original están formadas por clorita intercalada con mica blanca. Hay bandas de cuarzo intercaladas con las bandas ricas en mica. Estas bandas que constituyen una foliación (S1-3_{ER}) anterior presentan pliegues y un clivaje espaciado (de crenulación), que en las fotografías es vertical (S4_{ER}). Este clivaje de crenulación se ha formado por presión-solución y han circulado a lo largo del mismo fluidos que han precipitado óxidos de hierro.

En una sola muestra de micaesquistos y filitas de la región de El Rodeo se observó granate de grano muy fino (Figura 93, Tabla 15). En su composición predomina el componente espesartínico, lo cual explica su presencia en estas rocas de grado bajo. En la región de Cuayuca se observaron relictos de un granate de grano más grueso, alterado fuertemente a clorita, dentro de un esquistos de grano fino (0.4 a 0.1 mm de grano promedio). Esta roca presenta dos foliaciones y el granate parece pre o sintectónico a $S1_{ER}$. En la lámina delgada en una roca del contacto entre micaesquistos y gneises leucocráticos se pudo apreciar que la foliación en ambas rocas es paralela y al parecer generada por la misma fase de deformación.

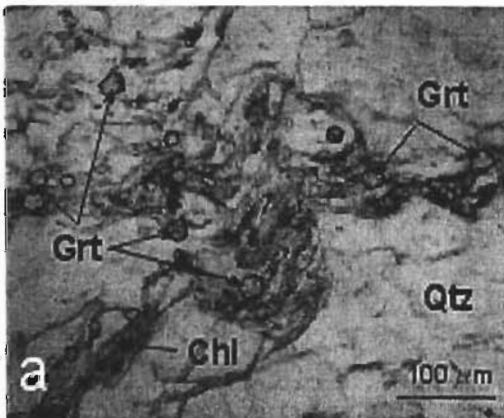


Figura 93. a) Filita con muscovita, clorita y granate, en una matriz rica en cuarzo. Se observan cristales euhedrales (hexagonales) de granate muy pequeños, y también hay epidota. LN, 10X; b) Micaesquisto de la formación El Rodeo tomado del contacto con gneises leucocráticos de los Granitoides Esperanza. Se observan relictos de un granate relativamente grande (porfidoblastos de hasta 1.5 mm), alterado a clorita. Esta roca posee mucho óxido de hierro que se han infiltrado a través de la foliación. Se aprecia una foliación S-C'. LN, 2X.

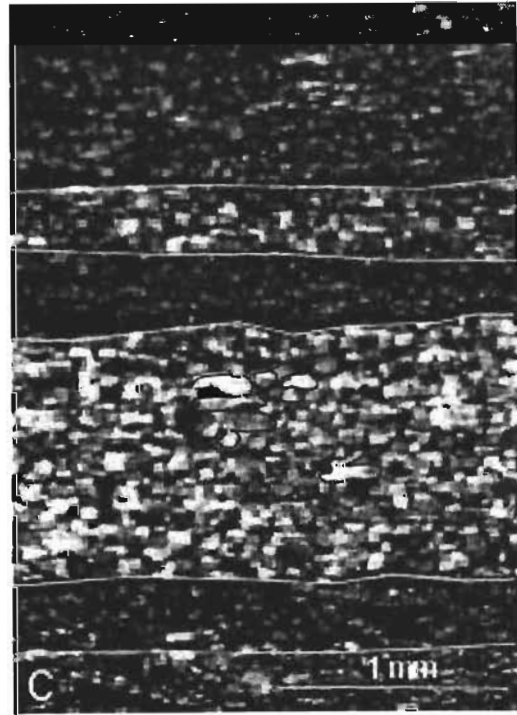
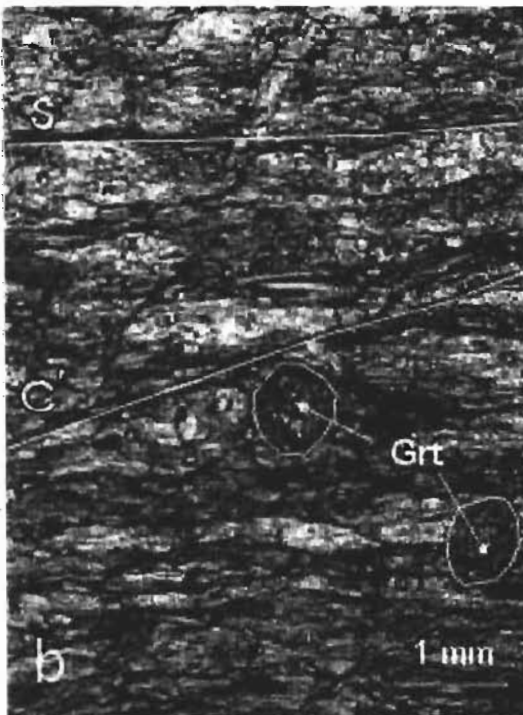
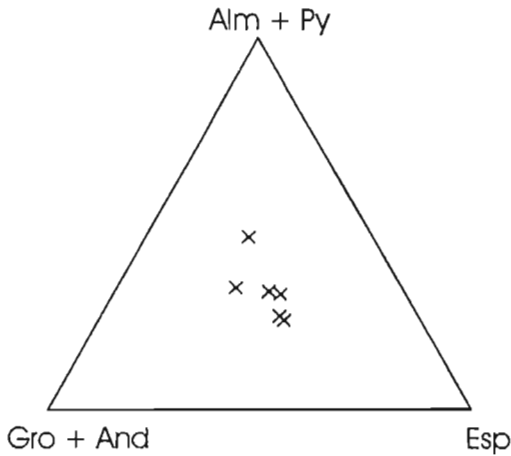


Figura 93 c) Cuarzita filítica (muestra ACA 74) se aprecian microlitones ricos en cuarzo (con menor proporción de plagioclasas) y bandas de clivaje ricas en mica (muscovita + epidota + clorita + óxidos de hierro ± titanita ± zircon). Largo de foto igual a 7 mm. LP, 2X.



Composición	Promedio (%)
Espesartina	35.86
Grosularia	32.18
Almandino	30.34
Piropo	1.50

Figura 94. Diagrama de composición de granate en filita cuarzosa de la Formación El Rodeo.

Las micas, muy pequeñas en esta muestra, tienen una composición intermedia entre muscovita y fengita (Figura 95).

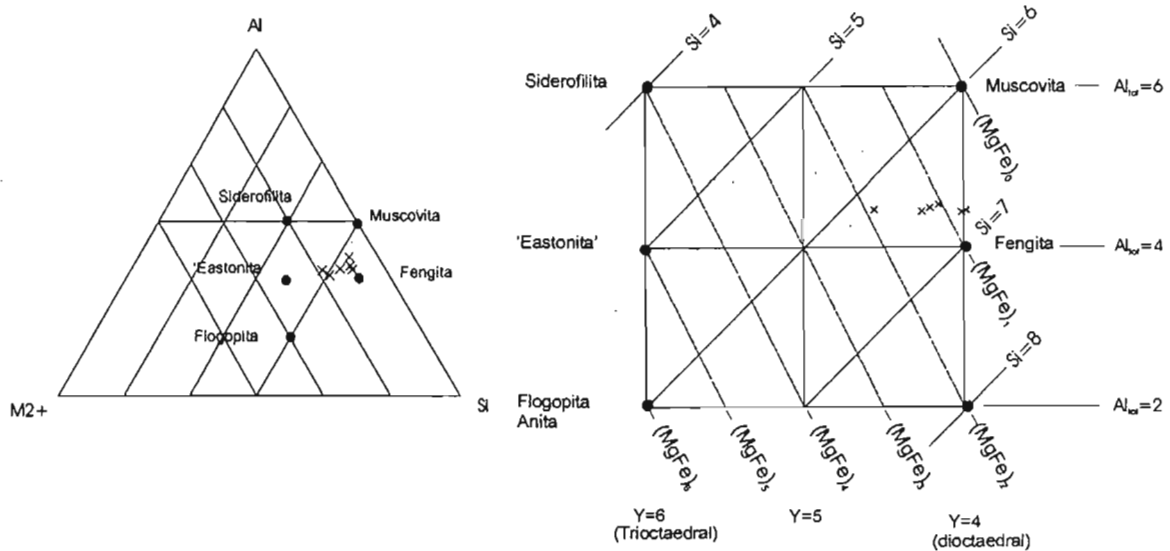


Figura 95. Diagramas de clasificación de micas proveniente de la muestra RAC 14.

Las cloritas presentan una composición entre chamosita y clinocloro, ligeramente más cercanas al polo del primero (Figura 96). Otro accesorio además del granate es la epidota que se presenta en cristallitos muy pequeños. Su composición se muestra en la Tabla 16. En una venilla que corta la roca se determinó la presencia de plagioclasa albítica (98.5 %) y microclina (97.8 %).

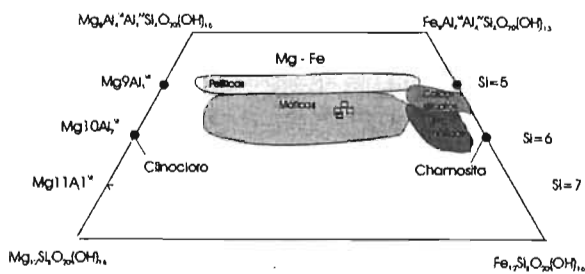


Figura 96. Diagrama de clasificación de cloritas de la muestra RAC 14.

Tabla 16. Composición de los minerales del grupo de la epidota Muestra RAC 14		
% Clinzoisita-zoisita	83.7	82.9
% Pistachita	16.0	16.7
% Piemontita	0.3	0.4

En esta muestra se aprecian claramente dos foliaciones, la más antigua formada por laminaciones ricas en mica que separan microlitones ricos en cuarzo, la última es una foliación de crenulación que se desarrolla preferentemente en las capas micáceas. Un análisis detallado sugiere que hay quizás otra foliación intermedia entre aquellas, y tres fases de plegamiento subisoclinal.

Cuarcitas

Escasos horizontes de cuarcitas han sido observados al poniente de El Rodeo. Estas rocas están formadas por cerca de 85 % de cuarzo, el cual se presenta en granos muy anhedral, irregulares, con extinción ondulante, el tamaño es muy variable (de 1.2 a 0.2 mm) (Figura 97). Hay porfidoclastos de plagioclasa con maclas polisintéticas las cuales se encuentran también de grano fino junto con el cuarzo. La foliación es marcada por la elongación de los granos de cuarzo y plagioclasa y la orientación de laminillas finas de clorita (a partir de biotita?) y en menor grado, de mica blanca. También hay gránulos aislados de epidota de grano fino.

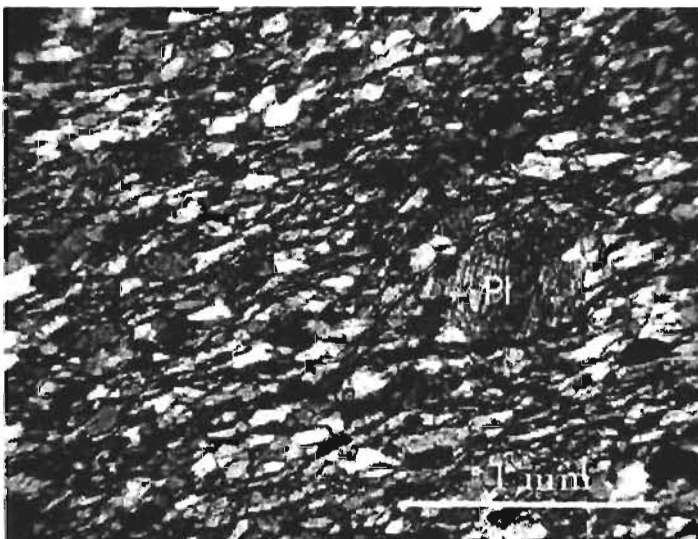


Figura 97. Cuarcita de la formación El Rodeo (muestra RAC 7). Se aprecia una foliación marcada por la elongación de gránulos de cuarzo y plagioclasas y bandas de clivaje formadas por clorita, óxidos de hierro y mica café (estilpnomelana?). Se aprecia un porfidoclasto sigmoide de plagioclasa. LP, 2X.

Metacalizas

Al occidente de San Miguel Las Minas se observaron lentes calcáreos en metareniscas. Se colectó una muestra (RAC 113) que está formada por cristales elongados de calcita de 0.3 a 0.7 mm de longitud. La foliación está marcada por bandas y lentes anastomosados de clorita verde, presenta estructuras aisladas que semejan oolitos con centros de cuarzo. La clorita en esta muestra parece de origen hidrotermal pero es anterior o simultánea a la deformación y al metamorfismo.

Edad

En la formación El Rodeo no se encontraron fósiles o huellas de los mismos. Como se mencionó al principio de este apartado, la formación El Rodeo fue considerada parte de la Formación Tecomate. Esta relación no se sostiene actualmente debido a que se encontraron fósiles pérmicos en la Formación Tecomate, mientras que la formación El Rodeo es más antigua. Hasta el momento sólo puede establecerse una edad mínima con base en sus relaciones con rocas de edades conocidas. Por una parte, se considera que esta formación es intrusionada por el Granito La Noria del Devónico Medio (371 ± 34 Ma, Yáñez et al., 1991). Esta relación es mencionada por Ortega et al. (1999) quienes consideraban a la formación El Rodeo como parte de la Formación Tecomate. Asimismo, en la región al sur de Acatlán, la formación El Rodeo es intrusionada por un dique el cual fue fechado mediante el método de U-Pb, obteniéndose una edad de concordia de 460.6 ± 3.4 Ma (MSWD=3.3), también considerada como la edad de cristalización (Talavera et al. en prensa).

Además, en la región de Patlanoaya la formación El Rodeo es cubierta en discordancia por rocas atribuidas al Misisípico Inferior (Tournaisiano) (Vachard y Flores de Dios, 2002).

Los zircones detríticos más jóvenes obtenidos de las unidades vulcanosedimentarias de la formación El Rodeo, tienen una edad de alrededor de 834 Ma (Talavera et al. en prensa). Así, la edad de depósito de esta formación quedaría restringida entre la edad neoproterozoica de los zircones más jóvenes y la edad ordovícica media de los granitoides que la cortan, es decir, el depósito de esta unidad debió ocurrir entre el Neoproterozoico y el Ordovícico Inferior.

2.4. Granito La Noria

Definición y relaciones geológicas

Esta unidad ha sido denominada granito La Noria por Ortega et al. (1999) y anteriormente como facies Los Hornos de Zaragoza por Farfán (1998). La facies más típica de este granito es porfídica, con grandes feldespatos potásicos de color rosa a rosa fuerte, dispersos en una matriz de grano grueso (en general mayor de 1 mm) formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato K, biotita y muscovita, con apatito como el mineral accesorio más común. Otra característica es la presencia de enclaves de rocas más máficas como se aprecia en las figuras 98 y 99.

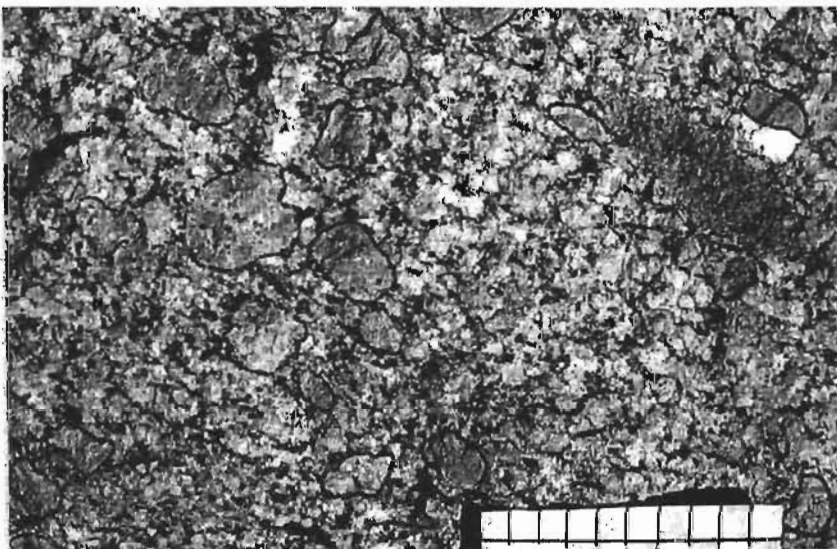


Figura 98. Fotografía del granito La Noria tomada cerca del poblado del mismo nombre. Presenta fenocristales de feldespato potásico de color rosa fuerte y enclaves de rocas microgranudas oscuras (dioríticas). La matriz está formada por cuarzo + plagioclasa + feldespato + biotita + muscovita.

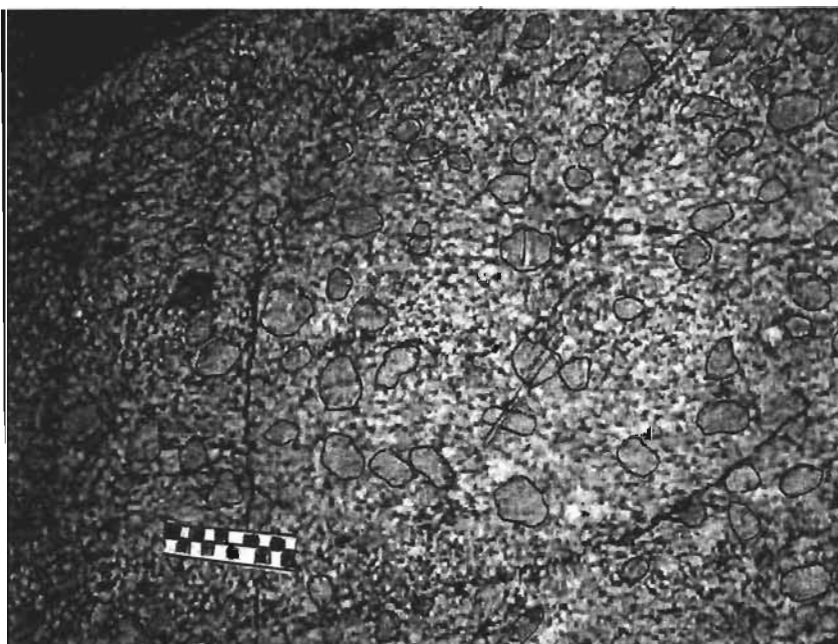


Figura 99. Fotografía del granito Palo Liso, tomada al poniente de Patlanoaya. Se observa su similitud con el granito La Noria. Grandes feldespatos potásicos de color rosa-naranja y enclaves de rocas máficas. Prácticamente se observa sin deformación, como ocurre en el poblado La Noria.

Este granito es muy similar al denominado granito Palo Liso cartografiado por Hernández y Morales, (2002) en la región entre Patlanoaya y San Miguel Las Minas (Figura 100). En dicha región, el granito también posee fenocristales de color rosa-naranja, enclaves de rocas máficas, la mineralogía de la matriz es muy similar y carece de una deformación visible a escala de afloramiento. A la fecha desconozco que exista una edad publicada para dicho granito. En dicha región, el granito intrusión una secuencia metasedimentaria denominada formación El Otate (Hernández y Morales, 2002) de edad desconocida pero que sobreyace a la Formación El Rodeo. La zona cartografiada por Hernández y Morales (2002) como Formación El Otate ha sido cartografiada de distinta manera por Vachard y Flores de Dios (2002) quienes la subdividen en una parte inferior que consideran como parte del Complejo Acatlán y una parte superior con fósiles del Devónico más tardío. Esta región es muy importante para entender un periodo clave en la evolución del Complejo Acatlán que abarca del Silúrico al Devónico Tardío, pero se requiere un trabajo cartográfico, paleontológico y geocronológico más detallada que el que se ha realizado hasta el momento. A partir de las observaciones de campo y petrográficas realizadas en este trabajo podemos afirmar que:

- i. La formación Otate sí parece distinta de la Formación El Rodeo pues presenta un metamorfismo muy incipiente y deformación menor que esta última. También es distinta a la Formación Tecomate.
- ii. El granito Palo Liso es muy parecido al granito La Noria tanto en muestra de mano como en lámina delgada y los considero correlativos hasta que no se tengan dataciones isotópicas precisas.
- iii. Hacia el contacto oriental entre el granito Palo Liso y la formación Otate hay intercalaciones de rocas volcánicas en ésta última.
- iv. Debajo de los conglomerados rojos de la Formación Patlanoaya hay una secuencia de filitas y areniscas con pliegues subsoclinales.
- v. En filitas debajo del conglomerado rojo de la Formación Patlanoaya se han encontrado fósiles del Devónico más Tardío (Vachard y Flores de Dios, 2002).

Al oriente de los poblados de La Noria y Los Hornos se ha descrito que el granito La Noria intrusión a la formación El Rodeo (Ramírez, 2001; Ortega et al., 1999; ambos investigadores consideraron a la formación El Rodeo correlativa con la Formación Tecomate). Sin embargo, esta relación no es tan evidente y quizás es oscurecida por eventos tectónicos posteriores. Al oriente de Los Hornos, una lámina o cuña de rocas sedimentarias de edad pérmica se

encuentra atrapada entre la formación El Rodeo y el granito La Noria. Este contacto se ha interpretado como un cabalgamiento de la formación El Rodeo sobre las rocas sedimentarias (y el granito). Dicho contacto no pudo ser observado en el campo porque es cubierto por suelo, una interpretación alternativa es que la secuencia sedimentaria y el granito se deslizan mediante falla normal con respecto a la formación El Rodeo (Figura 100). Esta interpretación se basa en que en el camino de Cuayuca a Cerro Gordo, se observaron rocas correlativas con el Granito La Noria, estructuralmente encima de la formación El Rodeo (Figura 87).

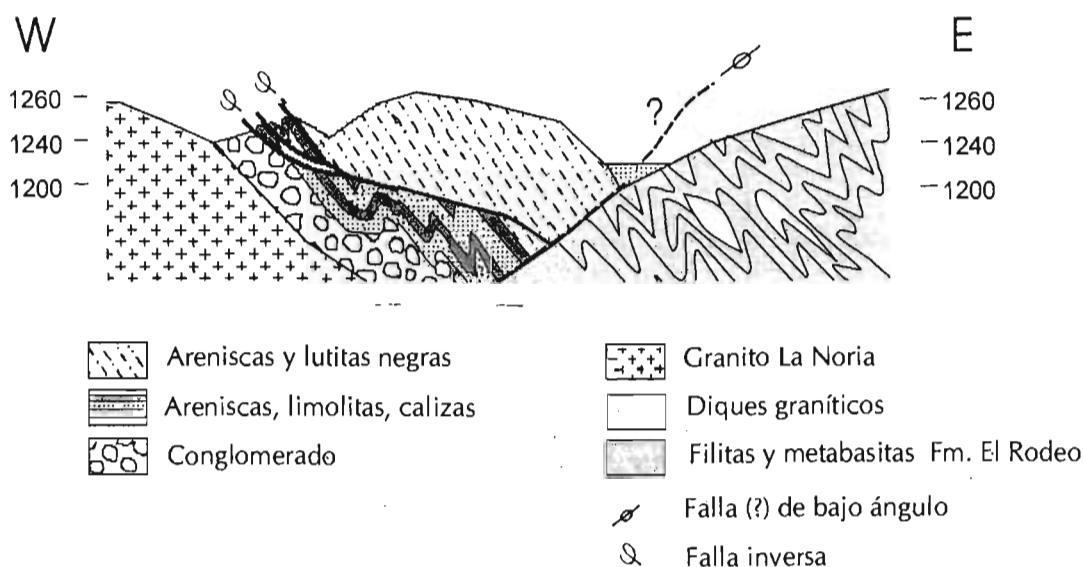


Figura 100. Sección geológica esquemática de la región de Los Hornos. El contacto entre la secuencia sedimentaria paleozoica y la formación El Rodeo no fue observado pero se interpreta como una falla de ángulo bajo por relaciones geológicas entre el granito La Noria y la formación El Rodeo observadas más al norte (oriente de Cuayuca). Este contacto ha sido interpretado también como un cabalgamiento de la formación El Rodeo sobre la secuencia sedimentaria (Farfán, 1998; Ramírez, 2001).

En la región de Los Hornos se observó que el granito La Noria que se erosionó para producir un conglomerado granítico que inicia la secuencia sedimentaria pérmica (Ramírez, 2001); ésta misma relación se encontró entre el granito Palo Liso y la formación Patlanoaya. Debido a esta relación que parece mantenerse a escala regional, se considera que el granito La Noria fue empujado sobre la formación El Rodeo antes del depósito de la Formación Patlanoaya, o bien pudo haberse emplazado en la parte superior de esta unidad. La relación entre el granito La Noria y la formación El Rodeo sólo se observó en el camino Cuayuca a Cerro Gordo; ahí, el granito está en contacto por falla de bajo ángulo sobre la formación El Rodeo.

Como se mencionó en la descripción de la unidad El Rodeo, hacia su base estructural se observan diques graníticos deformados (plegados, boudinados e internamente deformados) que pueden considerarse como parte del cortejo filoniano del granito La Noria, pero esto aún no se ha comprobado con datos geoquímicos o geocronológicos.

Descripción petrológica y petrográfica

Como se mencionó antes, la facies más típica de esta suite granítica, es un granito porfídico con grandes cristales de feldespato potásico de color rosa (Figura 98). En el pueblo de La Noria el granito parece a simple vista prácticamente sin deformación, pero hacia el este, la deformación se va incrementando paulatinamente produciendo un granito protomilonítico, hasta milonitas verdaderas. Además, en la sección realizada hacia el este del poblado pudo apreciarse que existe una variedad litológica dentro de esta unidad que incluye diques aplíticos, andesíticos y facies dioríticas.

En el estudio petrográfico pudo definirse que los feldespatos potásicos corresponden a ortoclasa y microclina, con desarrollo de exsoluciones perfiticas de albita. Presentan halos de pequeñas plagioclasas formando una textura rapakivi. En la matriz de grano grueso se encuentran cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (hasta 7 mm de longitud) con maclas polisintéticas y muy alterados a sericita. El cuarzo ocurre en cristales anhedrales grandes con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica media. Como accesorios, se encuentran cristales de biotita (1 mm) en cristales anhedrales a subhedrales alterados a clorita casi en su totalidad. También ocurre muscovita en cristales euhedrales a subhedrales (0.5 mm) generalmente asociada con la biotita (Figuras 101 y 102). Se observan escasos cristales de apatito dispersos en la roca. También hay gránulos de epidota que se forman a partir de la biotita. Esta roca se puede clasificar como un granito de dos micas con biotita predominante. Aunque hay mucha sericita secundaria a partir de las plagioclasas, la mica blanca primaria se reconoce bien por su carácter euhedral y su tamaño relativamente grande. En la localidad tipo, la roca a sufrido una deformación incipiente indicada por la extinción ondulante, presencia de subgranos y recristalización dinámica del cuarzo (Figura 102), así como algunos microkinks en biotitas.

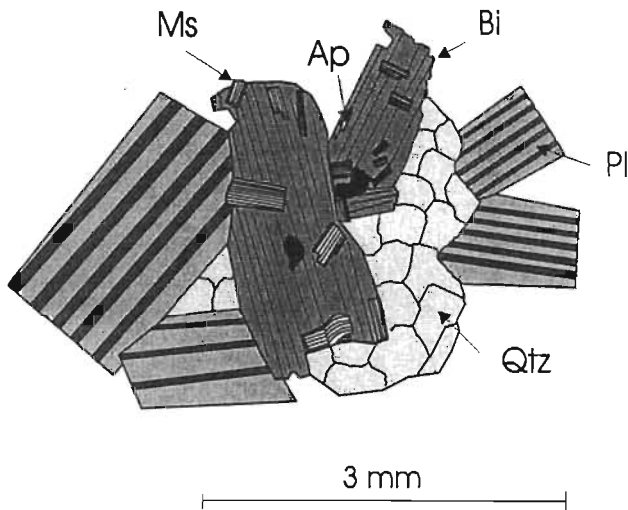


Figura 101. Esquema que muestra las relaciones texturales de los minerales del granito La Noria (ACA 25). Se observan cristales grandes de biotita que engloban mica blanca euédral. Estas biotitas están casi en su totalidad alteradas a clorita. La mica blanca se considera primaria. Las plagioclasas se hallan casi totalmente alteradas a sericita muy fina. Bi=biotita; Ms = muscovita; Pl = plagioclasa; Qtz = cuarzo; Ap = apatito.

Un evento de alteración retrógrada está marcado por la desestabilización casi completa de biotita a clorita y localmente a epidota y titanita, así como la conversión, también general, de las plagioclasas a sericita (Figura 102). Los feldespatos potásicos y la muscovita presentan nula o poca alteración.

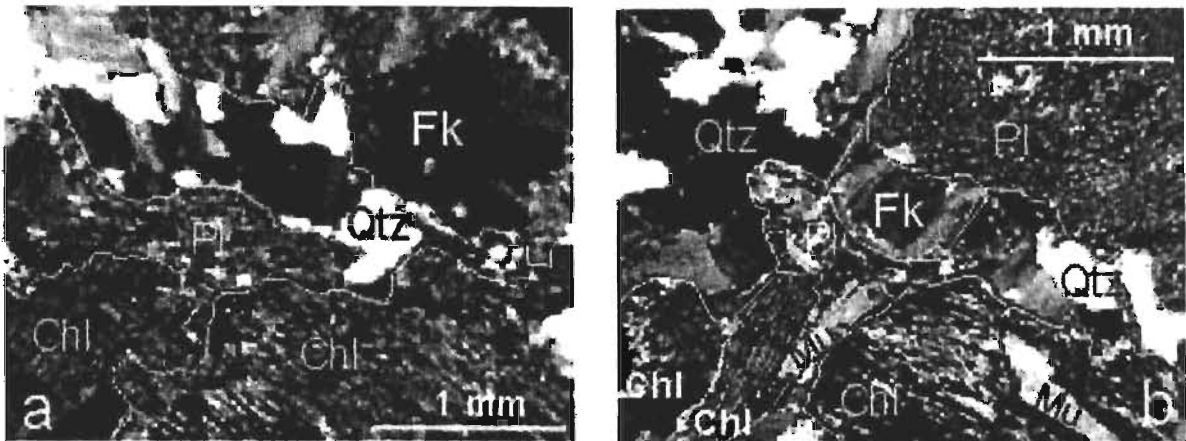


Figura 102. Fotos de lámina delgada del granito La Noria mostrando cuarzo con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica, formando laminaciones. Se aprecian también biotitas alteradas a clorita, así como feldespatos potásicos y plagioclasas alteradas a sericita. Los cristales de muscovita primaria son de grano mayor y se pueden apreciar en la fotografía derecha asociados con biotita. LP, 4X. La anchura de las fotografías equivale a 3 mm aproximadamente.

Edad

Aunque no reportan una ubicación precisa, al parecer esta facies fue la fechada por Yáñez et al. (1991) como Granitoides Esperanza, obteniendo una edad de 371 ± 34 Ma (U-Pb circón), es decir, Devónico Medio. Posteriormente, Ortega et al. (1999) separan el granito La Noria del conjunto tradicionalmente cartografiado como Granitoides Esperanza.

2.5. Formación Tecomate

Definición y relaciones geológicas

En el área estudiada no se encontró ningún afloramiento que pudiera correlacionarse sin duda con la Formación Tecomate. Esta formación aflora en la región de Acatlán y al sur de Totoltepec y se ha reportado más hacia el sur hasta la región de Mariscala (Ruiz, 1970). En secciones realizadas en el área tipo de la Formación Tecomate (al sur de Acatlán), dicha formación se encuentra sobreyaciendo a la formación El Rodeo (Figura 103). Este contacto se interpreta como una discordancia basado en la presencia de conglomerados con clastos de rocas graníticas y rocas metamórficas cercano a la base de la Formación Tecomate, pero también dicho contacto ha experimentado eventos de deformación que lo han desplazado. Se había señalado que la Formación Tecomate es intrusionada por un granito del Devónico Tardío (granito Los Hornos o La Noria, Farfán, 1998; Ortega et al. 1999; Ramírez, 2001), pero como se mencionó anteriormente, dicho granito intrusiona a rocas de la formación El Rodeo. La Formación Tecomate, en su región tipo es intrusionada por una roca granítica no deformada (dúctilmente) cuya edad se desconoce.

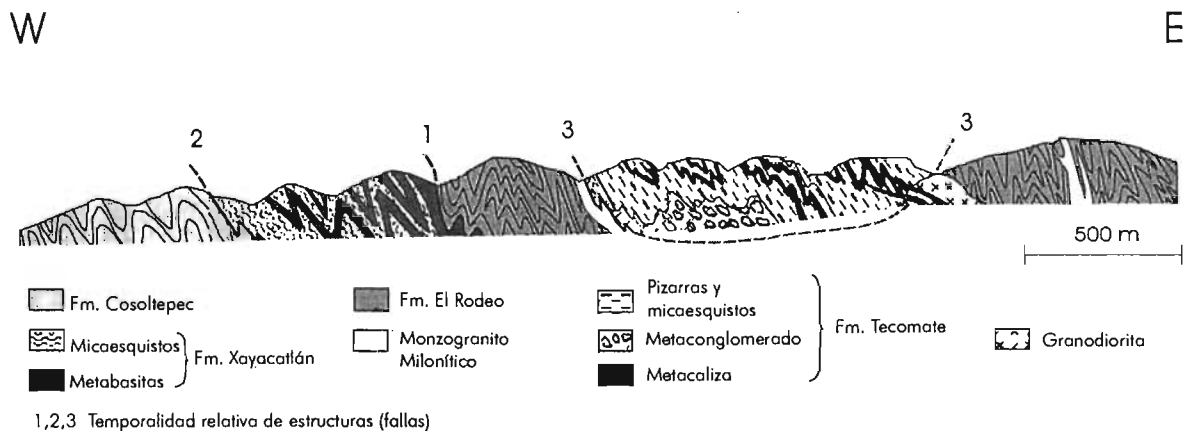


Figura 103. Sección geológica esquemática realizada al sur del poblado de Tecomate. Los contactos son fallas, los números indican su temporalidad relativa.

Descripción litológica

Aunque esta unidad no aflora en el área cubierta por este trabajo, realicé una sección en el área tipo (sur de Acatlán de Osorio) con el fin de conocer la secuencia descrita de manera clásica. La secuencia ahí tiene aproximadamente unos 200 m de espesor y presenta pliegues isoclinales a subsoclinales. La secuencia inicia con filitas y areniscas de color café a rojizo con

intercalaciones gruesas de un conglomerado con clastos de rocas diversas, pero donde predominan, en tamaño y volumen, los clastos de rocas graníticas. Estos clastos se encuentran fuertemente elongados en una dirección aproximada N-S (Ortega, 1979b), también tiene clastos de rocas metavolcánicas y metasedimentarias. La matriz es filítica. Éstos conglomerados están intercalados con pizarras oscuras de color café, filitas verdes y metareniscas de color café-crema y verde. También se intercalan horizontes centimétricos de calizas en parte fosilíferas. Las filitas café y crema predominan hacia la cima, con horizontes o lentes menores de conglomerado. Más arriba se encuentran horizontes calcáreos de espesores métricos intercalados entre las filitas (Figura 104).

La litología está constituida principalmente por psamitas y semipelitas finamente bandeadas, en menor cantidad se mencionan filitas carbonosas y cloríticas. Dos litologías se consideran típicas de la formación: metacalizas y metaconglomerados. El horizonte conglomerático tiene un espesor variable desde pocos metros hasta un máximo cercano a los 100 m. Sus clastos están formados principalmente por rocas graníticas aunque en ciertas localidades predominan rocas volcánicas félsicas e intraclastos de caliza y pizarra. Al suroeste de Huajuapán se encontraron clastos de granitos gnéissicos similares a los del Complejo Oaxaqueño (Ortega, 1978a). Las psamitas se pueden clasificar como meta-arcosas y meta-grauvacas, en su mayor parte cuarzo-feldespáticas con granos de cuarzo, feldespato K y plagioclasa. Las grauvacas tienen fragmentos abundantes de granitos miloníticos dispersos en una matriz formada por cuarzo microcristalino, clorita, mica blanca minerales arcillosos y titanita (Ortega, 1975). Las semipelitas bandeadas son rocas finamente estratificadas donde se alternan capas delgadas de arenisca calcárea y pizarra.

Petrografía

Metacalizas

Los afloramientos más amplios de este tipo de rocas en la Formación Tecomate se observaron en su área tipo, al sur del pueblo de Acatlán de Osorio. Se trata de metacalizas laminadas de color gris, presentan una lineación horizontal. Están cortadas por vetillas de calcita irregulares de color café y blanco. Presentan un microplegamiento isoclinal y las laminaciones corresponden a una foliación de plano axial. Existen capas calcáreas gruesas de unos 15 a 20

m de espesor, y algunas más delgadas de sólo centímetros, se intercalan con filitas, metareniscas y metaconglomerados.

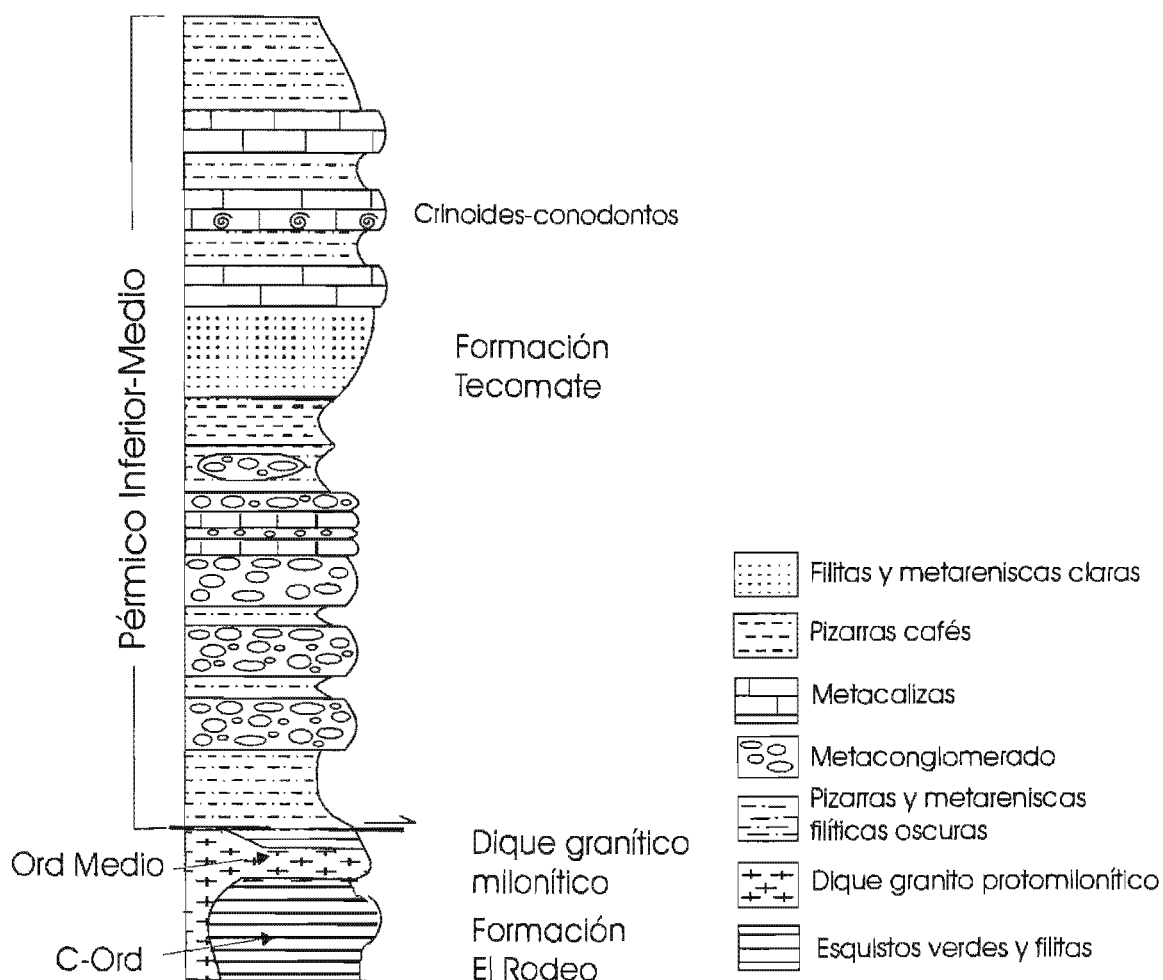


Figura 104. Columna estratigráfica de la Formación Tecomate obtenida en el área tipo (sur del poblado de Tecomate). Espesor aproximado 200 m.

En lámina delgada las metacalizas del área tipo están formadas principalmente por calcita en granos muy finos 0.01 mm proveniente de micrita poco recrystalizada. Inmersos en la matriz se encuentran intraclastos elipsoidales de espato de hasta 3 mm de longitud, en algunos de ellos se aprecian estructuras orgánicas fósiles. Algunos de estos bioclastos e intraclastos están ligeramente elongados en el plano de foliación y presentan fracturas como grietas de extensión, fracturas de cizalla (tipo Riedel) y raramente sombras de presión rotadas (Figura 105). Además se observan granos anhedrales de cuarzo de hasta 2 mm, muy escasos, con extinción ondulante, subgranos y recrystalización dinámica.

También se pueden apreciar granos aislados, subhedrales a anhedrales, de plagioclasas con maclas polisintéticas, ligeramente alterados a arcillas; así como algunos cristales aislados de muscovita de hasta 0.4 mm. La foliación de la roca es producida por la elongación de los cristales muy finos de calcita, la orientación de los intraclastos (elongados por deformación intracristalina, por rotación y por cataclasis), láminas oscuras producidas por presión-solución y lentes de arcillas ocasionales. El color oscuro de las láminas se debe a la acumulación de minerales opacos menos solubles que la calcita. Localmente, se pueden apreciar estructuras que indican cizalla como sombras de deformación asimétricas, fracturas de cizalla, 'mica-fish' y escasos porfiroclastos de cuarzo.

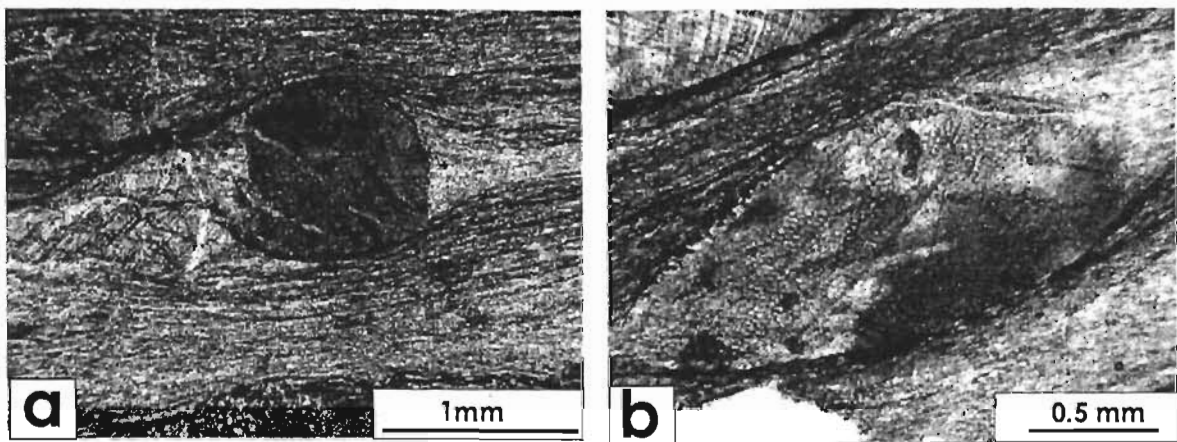


Figura 105. Fotografías de lámina delgada en metacaliza de la Formación Tecomate. a) Bioclasto recristalizado en metacaliza. Se observan bandas oscuras producidas por presión-solución y curvamiento de las maclas de clastos de calcita. En la parte inferior se aprecia fragmento de pedernal. LP, 2X; b) Misma roca anterior se muestra una microestructura de origen orgánica dentro de un bioclasto alargado. Se puede apreciar la foliación de grano muy fino con zonas oscuras producidas por presión-solución. LN, 2X.

Filitas y micaesquistos

Las filitas de la unidad también son de grano muy fino (alrededor de 0.1 mm), homogéneo y varían de color café a verde según la predominancia de sericita o clorita. Contienen gránulos de cuarzo, plagioclasa con maclas polisintéticas y feldespato. Presentan una foliación continua producida por la orientación preferente de las micas y la elongación o rotación de los gránulos de feldespatos y cuarzo (Figura 106). También presentan concentración de minerales opacos en láminas debidos al mecanismo de presión-solución.

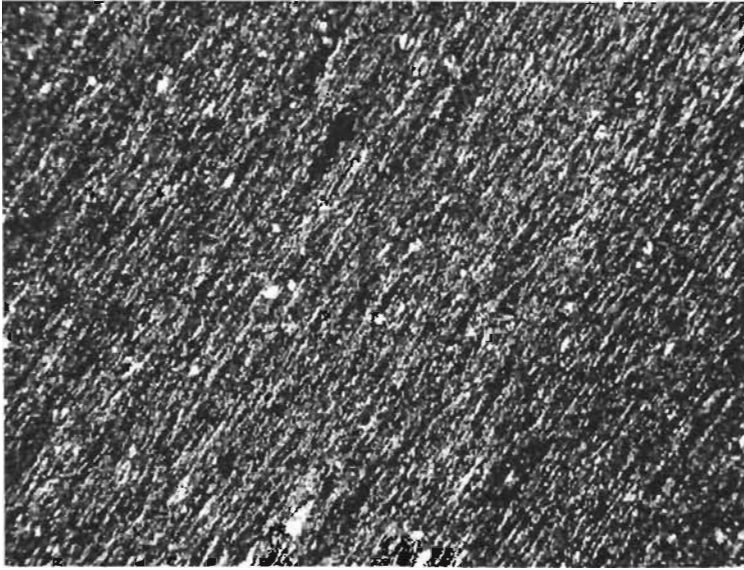


Figura 106. Fotografía en lámina delgada de pizarra de la Formación Tecamate (área tipo). Se aprecia una foliación continua de grano fino formada por la orientación preferente de sericita + clorita y elongación de cuarzo. Luz polarizada 4X. (Anchura \approx 2 mm)

Metaconglomerado

Se realizó sólo una lámina de un canto granítico del metaconglomerado, el cual contiene

granos irregulares, de hasta 3 mm o mayores. Dichos granos son de plagioclasa subhedral (lamelar), feldespato K y cuarzo (Figura 107). Posee además, zonas irregulares, como vetillas, de clorita fina, así como zircón accesorio euhedral. Este granito carece de ferromagnesianos visibles en muestra de mano o en lámina delgada. El cuarzo y los feldespatos presentan una extinción ondulante marcada, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica incipiente, ésta última concentrada principalmente en los bordes de los granos. En el cuarzo se observa una deformación lamelar. Son comunes las microfracturas sobretodo en los feldespatos que también presentan "microkinks" y maclas curvadas. Aunque la roca tiene una textura básicamente granular proveniente de su origen magmático, con cristales orientados al azar, algunas microfracturas y elongaciones del cuarzo sugieren una foliación muy incipiente.

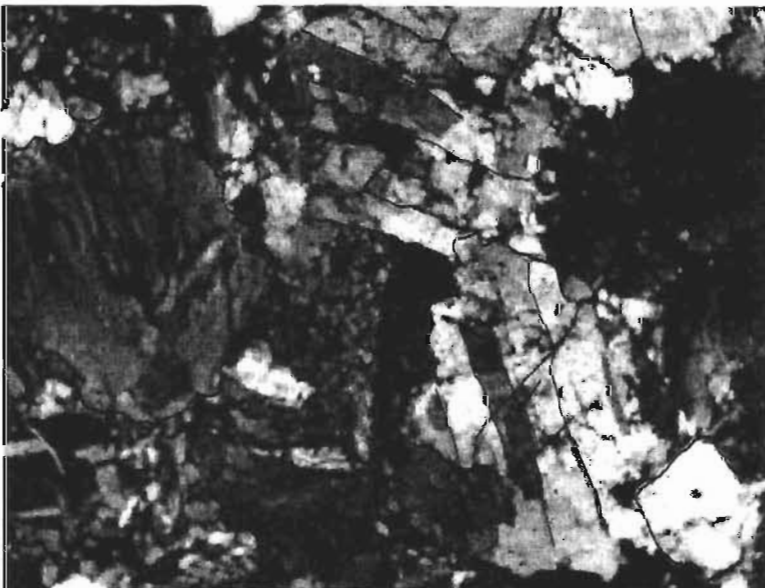


Figura 107. Fotografía de granito que forma los cantos del conglomerado de la base de la Formación Tecamate. Se aprecian granos de cuarzo con fuerte deformación lamelar (cristal gris a la izquierda) con subgranos y extinción ondulante, así como plagioclasas grandes con subgranos. La deformación es absorbida principalmente por el cuarzo que recristalizó dinámicamente. LP, 2X (anchura \approx 2 mm).

Edad

En el desarrollo de este trabajo colecté muestras de las calizas con crinoides de la Formación Tecomate en el área tipo (este del poblado de Tecomate). El Dr. Carl Sandberg (comunicación escrita) determinó en dichas muestras la presencia de conodontos, dos especímenes fueron identificados como *Sweetognathus* sp.; un tercer espécimen fue identificado de manera indudable como *Sweetognathus subsymmetricus*. Esta especie varía del Kunguriano (Leonardiano más tardío) al Wordiano (Guadalupiano temprano). Los datos de estas muestras fueron publicados por Keppie et al. (2004b). Tomando en cuenta esta determinación paleontológica esta parte de la Formación Tecomate puede ser atribuida al Pérmico medio.

Por su similitud litológica y edad paleontológica puede correlacionarse con las secuencias de la región de Los Hornos (Farfán, 1998; Ramírez et al. 2000) y en la región de Cuxtepeque (Enciso, 1988), las cuales son fragmentos de secuencias muy deformados, con límites cizallados y discontinuas, las cuales afloran como remanentes de erosión. Sin embargo, en dichas regiones las secuencias son sedimentarias y carecen de metamorfismo regional.

2.6. Unidades sedimentarias paleozoicas

En la región estudiada y fuera de ella, han sido descritas secuencias sedimentarias atribuidas al Paleozoico y que afloran como remanentes de erosión, generalmente encima de la Formación El Rodeo.

2.6.1. Formación Otate

Esta unidad se estudió a lo largo del arroyo El Otate (localidad donde fue definida). Ahí, consiste de intercalaciones de pizarras y areniscas que presentan una foliación heterogénea espaciada y de grano fino. Es intrusionada por el granito Palo Liso que produjo inyección de vetas hidrotermales de calcita y cuarzo. Hacia el oriente, es cubierta en discordancia por la Formación Patlanoaya. Vachard y Flores de Dios (2002) cartografían a la región donde aflora la formación Otate como parte del Complejo Acatlán. En dicha cartografía correspondería a la formación El Rodeo. Los estudios petrográficos realizados en esta unidad y que se detallan a continuación, indican que la formación Otate presenta un metamorfismo más incipiente que el de la formación El Rodeo. Sin embargo, son necesarios más estudios para probar si este es un argumento suficiente para separar ambas unidades.

Petrografía

Se realizaron muy pocos trabajos petrográficos en las rocas de esta unidad. Una arenisca está constituida de fragmentos subredondeados a subangulosos formados principalmente de cuarzo, con cantidades menores de fragmentos de roca, plagioclasas, feldespatos potásicos, muy poca clorita y muscovita (Figura 108a). La matriz es arcillosa con leve recristalización de sericita. Los fragmentos de rocas son principalmente de cuarcita formados por gránulos con extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica marcada; también hay fragmentos de limolitas. En la matriz se observan zonas planares discontinuas con acumulación de minerales opacos que parecen haberse formado por presión-solución. Sin embargo no se aprecia un aplanamiento claro que forme una foliación discernible y los gránulos no están elongados ni rotados para producir una fábrica planar.

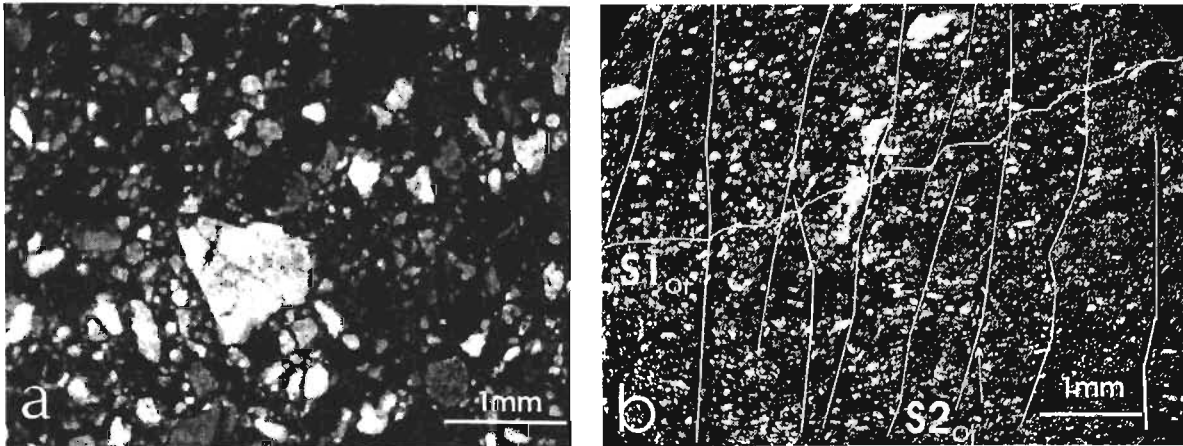


Figura 108. Fotografías de láminas delgadas de muestras de la Formación Otate. a) arenisca con cristales de cuarzo, plagioclasas y feldspatos así como con fragmentos de rocas. No se aprecia una foliación discernible. b) Pizarra con un clivaje fino (horizontal) formada por clorita, cuarzo elongado. Este clivaje es cortado por un segundo clivaje de crenulación que forma bandas oscuras (formadas por presión solución) que se observan verticales en la foto.

En una pizarra el grano es muy fino y presenta un clivaje pizarroso marcado por la orientación de gránulos elongados de cuarzo y de lentes de minerales opacos (Figuras 108 b y 109). Esta pizarra tiene lentes calcáreos muy finos. La roca fue cortada por vetillas de calcita que contienen cristales elongados perpendiculares a las paredes de la vetilla formando una especie de cintas, que son continuas con el clivaje pizarroso y están microplegadas. Algunas vetillas finas de calcita presentan micropliegues cuyo plano axial es paralelo al clivaje pizarroso. Estas estructuras sugieren la presencia de fluidos con presiones relativamente altas durante la deformación que creo $S1_{e0}$ en la roca, además de que ocurrió transferencia de soluciones durante dicha deformación. El aplanamiento que produjo el clivaje $S1_{e0}$ quizás creó zonas de extensión perpendiculares al mismo que fueron rellenadas por vetillas cuyos cristales crecieron elongados (Figura 109c). Un clivaje de crenulación espaciado ($S2_{e0}$) corta al primer clivaje, este segundo clivaje está marcado por juntas o venillas oscuras formadas por concentración de minerales opacos y fue generado por el mecanismo de presión-solución (Figura 109 a y d).

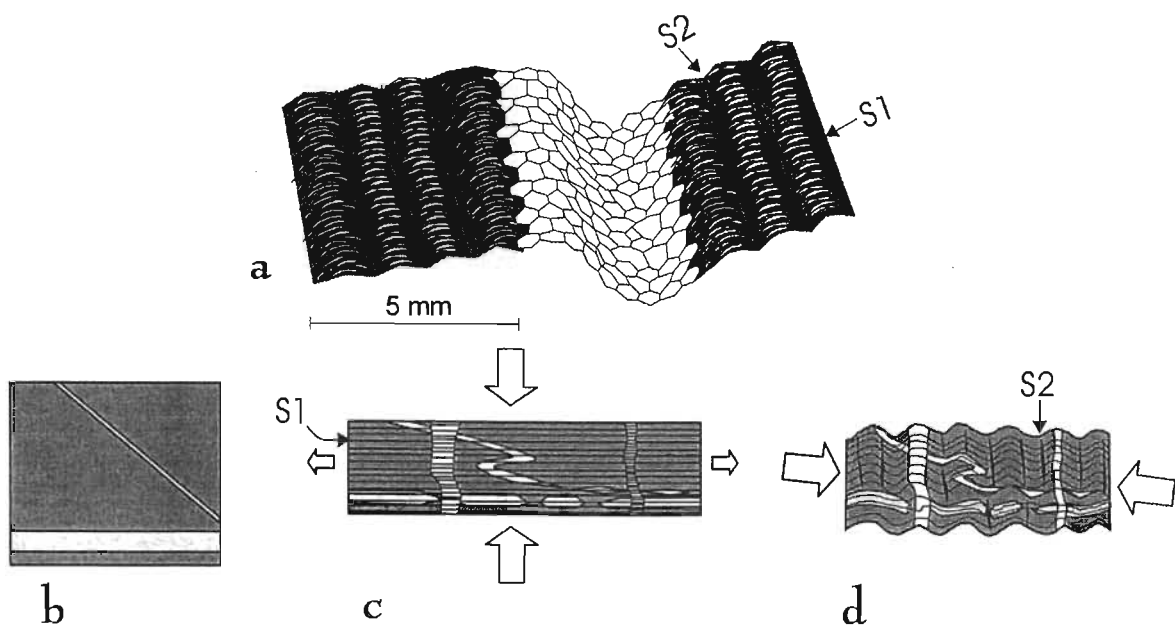


Figura 109. Esquema que muestra el origen probable de una pizarra de la formación Otate. Esta pizarra tiene bandas calcáreas cortada por vetillas de calcita de varias generaciones. a) Esquema de una parte de la lámina donde se aprecian dos foliaciones, $S1_{EO}$ es una foliación continua de grano muy fino (clivaje pizarroso) que es cortada por vetillas de calcita que desarrollan franjas elongadas en la misma dirección que $S1_{EO}$. $S2_{EO}$ marcada por láminas de color negro. De b) a d) se muestran esquemas de la interpretación de cómo se formaron estos clivajes: b) Bloque original con bandas calcáreas (gris claro) y cortada por vetillas de calcita (blanco); c) Aplanamiento que produce una foliación fina (clivaje pizarroso), se abren fracturas de extensión perpendiculares a la dirección de esfuerzos compresivos, las cuales son rellenadas por calcita con franjas; d) Esfuerzos aproximadamente perpendiculares a los anteriores forman un segundo clivaje $S2_{EO}$ de crenulación.

2.6.2. Formación Patlanoaya

Como se estableció en el marco geológico regional, la Formación Patlanoaya corresponde a una de las secciones más completas del paleozoico sedimentario en la región estudiada. Se efectuó una sección en el área tipo para definir las relaciones geológicas de la secuencia con otras unidades geológicas. Uno de los aspectos observados, es que existe una discordancia angular entre la secuencia atribuida al Devónico Tardío y la secuencia del Misisípico –Pérmico, pues la primera presenta pliegues isoclinales que no se observaron en la segunda. En este trabajo, se considera tentativamente la secuencia del Devónico Superior como parte de la formación Otate y la secuencia del Misisípico al Pérmico Inferior (Osageano-Leonardiano)

propriadamente como la Formación Patlanoaya. Vachard y Flores de Dios (2002) que definieron parte de la fauna fósil consideran ambas secuencias como una sola formación.

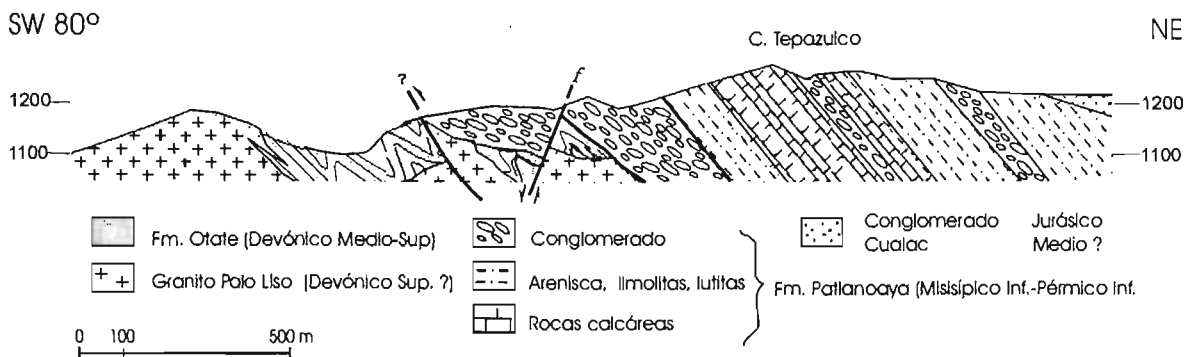


Figura 110. Sección geológica esquemática en la región noroeste de San Salvador Patlanoaya. En gris se representa la formación Otate según Hernández y Morales (2002). Según Vachard y Flores de Dios (2002), la parte gris con puntos es lo que representa las capas del Devónico Superior (Fameniano) que consideran continuas con la Formación Patlanoaya y el resto lo cartografían como parte del Complejo Acatlán.

La Formación Patlanoaya, como es considerada en este trabajo, inicia con un conglomerado (Figura 111) que proviene de la erosión 'in situ' o sin mucho transporte de un granito con grandes feldspatos potásicos muy similar al granito Palo Liso y que aflora localmente debajo de dicho conglomerado. El conglomerado también cubre en discordancia angular a rocas más deformadas y ligeramente metamorfoseadas que corresponden a pizarras, intercaladas con areniscas y algunos horizontes de rocas volcánicas, que se atribuyen tentativamente a la formación Otate.

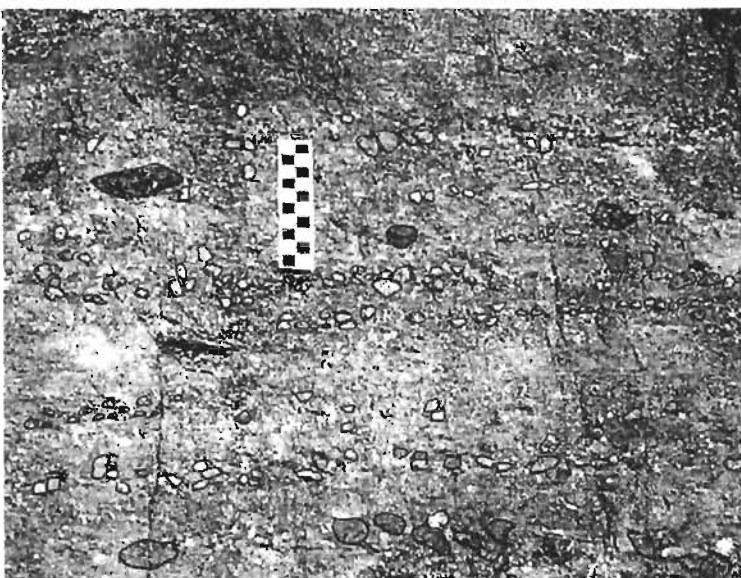


Figura 111. Conglomerado basal de la Formación Patlanoaya. Se pueden apreciar fragmentos de rocas oscuras (volcánicas máficas), rocas claras (graníticas) y numerosos cristales de feldspatos potásicos de color rosa fuerte de hasta 3 cm de longitud.

El conglomerado basal posee fragmentos oscuros de rocas volcánicas básicas y limolitas, así como numerosos cristales de feldespatos potásicos de color rosa fuerte. Los clastos de rocas volcánicas y limolitas pueden provenir de la formación Otate que subyace directamente a la Formación Patlanoaya, y los feldespatos son muy similares a los que posee el granito Palo Liso que también subyace a esta formación.

Al parecer, las descripciones originales de Brunner (1987) y Villaseñor et al. (1987), incluyeron las areniscas y limolitas que subyacen el conglomerado rojo descrito arriba, como parte de la Formación Patlanoaya, ya que mencionan que tienen metamorfismo (filitas)(Villaseñor et al. 1987). Hernández y Morales (2002) consideraron a la formación Otate como correlativa con la base de la Formación Patlanoaya y al conglomerado rojo como la posible base (real?) de la Formación Patlanoaya. Además, la formación Otate muestra un metamorfismo incipiente y una deformación (plegamiento, desarrollo local de clivaje) que la Formación Patlanoaya no posee. Otro aspecto a considerar es que el granito Palo Liso intrusiona a la Formación Otate, y no a la Formación Patlanoaya. Es importante aclarar esta relación puesto que Hernández y Morales (2002) mencionan que el granito citado intrusiona a la Formación Patlanoaya (pag. 66) lo cual produce confusión. El granito Palo Liso intrusiona a la formación Otate (Figura 110) pues se observan diques del granito inyectados en la secuencia además de que es cortada por vetas de cuarzo y calcita, los cuales no se observaron en la Formación Patlanoaya. Esta intrusión debió darse a cierta profundidad debido a que el granito presenta muscovita primaria. Se ha definido que se requiere una presión cercana a 3.5 kbar para que ocurra cristalización de muscovita primaria en un magma granítico (Speer, 1984). Así, la formación Otate experimentó condiciones de metamorfismo (leve) y deformación antes del emplazamiento del granito, después de lo cual se requiere un levantamiento y erosión de ambos, para que ocurra el depósito del conglomerado rojo de la Formación Patlanoaya, cuyos constituyentes principales (grandes feldespatos rojos) parecen provenir del granito Palo Liso.

2.6.3. Sección de Los Hornos de Zaragoza

En las inmediaciones del poblado Hornos de Zaragoza se reportó la presencia de una cuña sedimentaria con un espesor cercano a los 60 m, atribuida al Pérmico con base en su fauna (Farfán, 1998; Ramírez et al. 2000; Ramírez 2001) (Figura 100). Consiste en aproximadamente 25 m de un conglomerado formado por fragmentos de roca graníticas y en menor proporción rocas volcánicas básicas, en una matriz limosa-arenosa, el cual pasa a

areniscas de grano grueso y areniscas calcáreas de grano fino. Posteriormente, se encuentra un horizonte de caliza de 8 m de espesor formada por lentes irregulares de estratificación mediana, con gasterópodos, equinodermos y bivalvos; con algunos horizontes ricos en fusulínidos (Figura 112) y crinoides. El contacto entre ambos tipos de roca se interpreta aquí como estructural. Este conjunto pasa a un cuerpo de areniscas y lutitas de color negro. Se describe que la asociación faunística indica una edad Leonardiano (Ramírez et al., 2000; Poole comun. escrita). La secuencia sobryace en contacto discordante y tectonado al granito La Noria del Devónico Tardío (371 Ma). La cima se ha considerado como una cabalgadura de la formación El Rodeo sobre la secuencia sedimentaria, siguiendo un plano con rumbo N-S (Farfán, 1998; Ramírez, et al. 2000). Aquí se plantea la posibilidad de que dicho plano sea una falla de bajo ángulo (Figura 100) con base en observaciones realizadas más al norte ya que dicho contacto no pudo observarse de manera directa en la región de Los Hornos.

La secuencia se halla intensamente deformada en pliegues cerrados e isoclinales con una vergencia al WNW.

Se colectaron muestras de la caliza ubicada cerca de la base de la unidad, en ella el Dr. Carl Stevens determinó la presencia del fósil *Parafusulina antimonioensis* de edad Wordian. La Dra. Olivia Pérez reconoció además calcivertélidos y fragmentos de equinodermos, briozoarios, espinas de braquiópodos y conchas de ostrácodos.

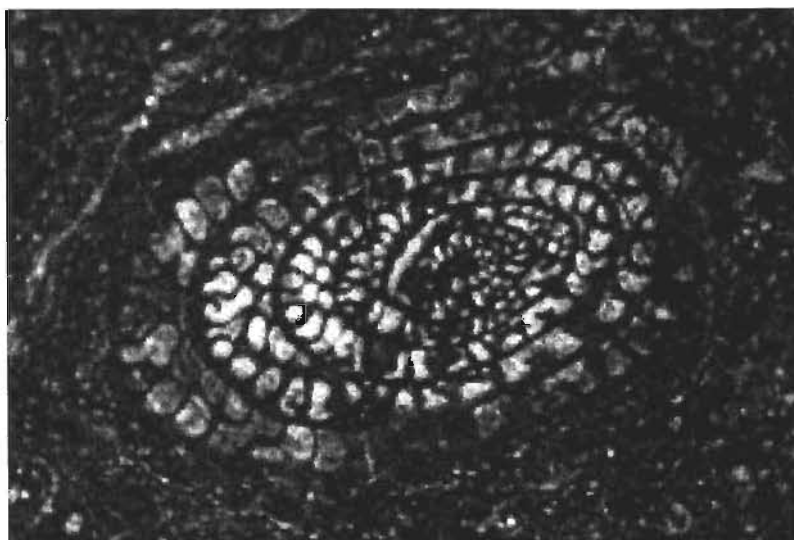


Figura 112. Fusulínido proveniente de calizas de la sección de Los Hornos.

3. Estimación de las condiciones de metamorfismo

3.1 Formación Cosoltepec

Las condiciones metamórficas impresas en las rocas de la Formación Cosoltepec son difíciles de establecer puesto que la mineralogía de las filitas y cuarcitas no es restrictiva de las mismas. El tamaño de grano fino a muy fino, la cristalización de muscovita y clorita, la recristalización incipiente del cuarzo, sugieren temperaturas bajas. Las rocas verdes que cortan a la Formación Cosoltepec muestran una mineralogía más amplia definida por la paragénesis:

actinolito + epidota (pistachita-clinozoisita-zoisita) + albita + clorita \pm cuarzo \pm calcita \pm titanita

Las características texturales indican que dicha mineralogía se formó simultáneamente con un evento de deformación que creó una foliación fina formada por actinolita + epidota que fue incluido de manera sintectónica por cristales de albita. Los cristales mayores originales de las rocas ígneas fueron remplazados por epidota. Los minerales metamórficos de mayor tamaño son albitas y epidotas que remplazan a plagioclasas y alcanzan un tamaño de 0.5 mm.

La paragénesis mostrada arriba indica condiciones típicas de la parte baja a media de la facies de esquisto verde. Se ha sugerido que la presencia de actinolita se debe a la reacción: clorita baja en Al + carbonato + óxidos = actinolita + zoisita + CO₂ + H₂O (Spear, 1995).

No se observó un desarrollo de esta mineralogía en los bloques de rocas volcánicas (exóticos) quizás debido a la influencia de la composición más que a las condiciones de metamorfismo. Por ejemplo, se ha señalado que la estabilidad de clorita + carbonato sobre actinolita + zoisita es controlado por valores altos de P_{CO2} o por composiciones en volumen más ricas en Mg (Spear, 1995).

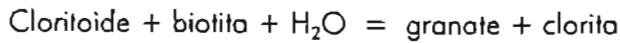
En la región de Cosoltepec, las condiciones de metamorfismo visibles en la Formación Cosoltepec alcanzan grados mayores (Ortega, 1975). En dicha región, los esquistos pelíticos presentan un tamaño de grano más grueso con cristales de hasta 1 mm, y contienen la paragénesis:

Cuarzo + biotita + muscovita + clorita + albita + granate

Con base en las observaciones microestructurales se interpreta que esta paragénesis fue estable durante la primera fase de deformación visible en la roca (evento M1 – D1). Durante la

segunda fase, la mayoría de los minerales permaneció estable o recristalizó, salvo quizás el granate que se altera en los bordes a clorita.

Según Spear (1995) la reacción que con mayor probabilidad es responsable de la coexistencia de clorita + granate en el sistema KFMASH es:



El mismo autor señala que la estabilidad de la asociación de la derecha depende de la composición del sistema. En un sistema más amplio, la proporción de espesartina del granate permite que la reacción ocurra a temperaturas más bajas y amplía el campo de estabilidad de la asociación (el mismo efecto tiene el CaO). Por ejemplo, se señala que en rocas con alto contenido de MnO + CaO, el granate puede aparecer a temperaturas bajo 450 °C, mientras que en rocas con contenido bajo de dichos elementos, el granate no aparece hasta temperaturas mayores que 500 °C.

Las texturas y paragénesis confirman lo señalado por Ortega (1975), de que la región de Petlalcingo posee condiciones de metamorfismo más altas, para la misma formación, que los afloramientos ubicados en regiones más occidentales.

3.2. Formación Xayacatlán

Las rocas de esta formación han sido estudiadas en las regiones de Piaxtla, Mimilulco y al suroeste de Ixcomilpa. Las rocas de esas localidades, ampliamente separadas, se consideran parte de la misma formación debido a similitudes en litología, metamorfismo de presión alto, deformación y posición estructural.

Primer evento de metamorfismo $M1_{x_a}$

Como se estableció en el capítulo 3, el primer evento metamórfico en las rocas de la Formación Xayacatlán está representado en todas las localidades por minerales de grano muy fino que están incluidos en grandes poiquiloblastos. En Piaxtla, las inclusiones alineadas en $S1_{x_a}$ son raras y aparecen sólo en algunos granotes. Esas inclusiones orientadas consisten en cuarzo + clinozoisita + zoisita ± titanita ± opacos. No se pudo establecer las condiciones metamórficas de este primer evento pues no se encontraron paragénesis adecuadas para aplicar algún geotermómetro.

Segundo evento de metamorfismo $M2_{xa}$

Entre el primero y el segundo evento de metamorfismo ocurrió una fase de microplegamiento que dobla $S1_{xa}$, algunos de los minerales del primer evento fueron preservados como inclusiones en poiquiloblastos, pero la mayoría reaccionó para producir la asociación de mayor temperatura. Este evento, denominado $M2_{xa}$, produjo la cristalización de grandes poiquiloblastos que envuelven la foliación interna $S1_{xa}$. Los datos termobarométricos que se desglosan a continuación corresponden a este evento $M2_{xa}$.

Termobarometría en la región de Piaxtla

Los resultados obtenidos en dos muestras de eclogitas se muestran en la Tabla 17 y en la Figura 113. La temperatura promedio depende de la calibración usada. El geotermómetro de Ellis y Green (1979) da el promedio más alto con 553 °C y 490 °C para las muestras ACA 8 y ACA 7 respectivamente. En general, la calibración de Krogh (1988) da temperaturas promedio más bajas 503 °C y 439 °C para las mismas muestras. La muestra ACA 7 muestra un grado mayor de retrogresión con desarrollo asociado de simplectitas, y es probable que las temperaturas más bajas en dicha muestra se deban a que los puntos analizados están más cercanos al centro de los cristales. De cualquier modo, los geotermómetros de muscovito-granate (Ms-Grt) (Krogh y Raheim, 1978) y de hornblenda – granate (Hbl-Grt) (Graham y Powell, 1984) dan temperaturas promedio de 534 °C y 543 °C respectivamente. Es probable que dichas temperaturas estén más próximas a la temperatura pico de la muestra ACA 7, en lugar de las temperaturas promedio de Cpx-Grt, y también son más cercanas al promedio de las temperaturas obtenidas de la muestra ACA 8. Asimismo, un par Cpx-Grt en la muestra ACA 7 alcanza una temperatura de 529 °C, muy cercana a la de los otros geotermómetros. La presión en las eclogitas fue determinada mediante el componente jadeítico del piroxeno según la calibración de Holland (1980) (Figura 113). Debido a que las eclogitas no contienen plagioclasas se fijó la actividad de la albita igual a 1 como es sugerido por el autor. Las presiones fueron obtenidas con temperaturas promedio de 553 °C y 534 °C para las muestras ACA 8 y ACA 7 respectivamente, obteniéndose presiones promedio de 12.34 y 12.47, con una desviación estándar de 0.1. El sílice catiónico de las fengitas produjo presiones de 8.9 y 9.8 kbars en ambas muestras. Esas últimas presiones deben considerarse mínimas debido a que las rocas estudiadas no contienen la asociación crítica reportada por Massonne y Schreyer (1987).

Geotermómetro	Granate - Clinopiroxeno			Grt- Ms	Hbl-Grt	Jadeita + cuarzo	
Calibration	1	2	3	4	5	6	6
ACA 8						12.25	12.36
						12.19	12.34
	572	516	505			12.37	12.46
	543	486	460			12.15	12.20
	574	528	587			12.40	12.41
	512	463	473			12.41	12.55
	499	449	429	540	552	12.26	12.31
	571	524	580	556	538	12.23	12.34
	609	564	692		522	12.42	12.48
	589	543	592			12.31	12.28
	504	454	450			12.37	12.49
						12.40	12.47
						12.49	12.47
						12.26	
Promedio	553	503	530	548 ^a	537.28	12.32 ^c	12.40 ^d
Desv. Est.	39.74	39.23	87.52	11.3	14.94	0.10	0.10
ACA 7	460	407	364				
	465	414	432				
	491	439	476	534	561		
	518	467	445	533	528		
	529	481	390	537	529		
	472	421	392	534	552		
	494	444					
Promedio	490	439	411	534 ^b	543		
D.E.	26	28	41	1.73	16.6		
ACA 8						12.25	12.36
						12.19	12.34
	572	516	505			12.37	12.46
	543	486	460			12.15	12.20
	574	528	587			12.40	12.41
	512	463	473			12.41	12.55
	499	449	429	540	552	12.26	12.31
	571	524	580	556	538	12.23	12.34
	609	564	692		522	12.42	12.48
	589	543	592			12.31	12.28
	504	454	450			12.37	12.49
					12.40	12.47	
					12.49	12.47	
					12.26		
Promedio	553	503	530	548 ^a	537.28	12.32 ^c	12.40 ^d
D.E.	39.74	39.23	87.52	11.3	14.94	0.10	0.10
ACA 7	460	407	364				
	465	414	432				
	491	439	476	534	561		
	518	467	445	533	528		
	529	481	390	537	529		
	472	421	392	534	552		
	494	444					
Promedio	490	439	411	534 ^b	543		
D.E.	26	28	41	1.73	16.6		

Tabla 17. Datos termobarométricos de la región de Piaxtla. Calibraciones 1: Ellis y Green (1978), 2: Krogh (1988), 3: Pattison y Newton (1989); 4: Krogh y Raheim (1978), 5: Graham y Powell (1984), 6: Holland (1980). A: calculado con una presión de 12.32 kbar; b: calculado a una presión de 12.5 kbar; c: calculado a una temperatura de 553 °C; d: calculado con una temperatura de 534 °C en la muestra ACA 7.

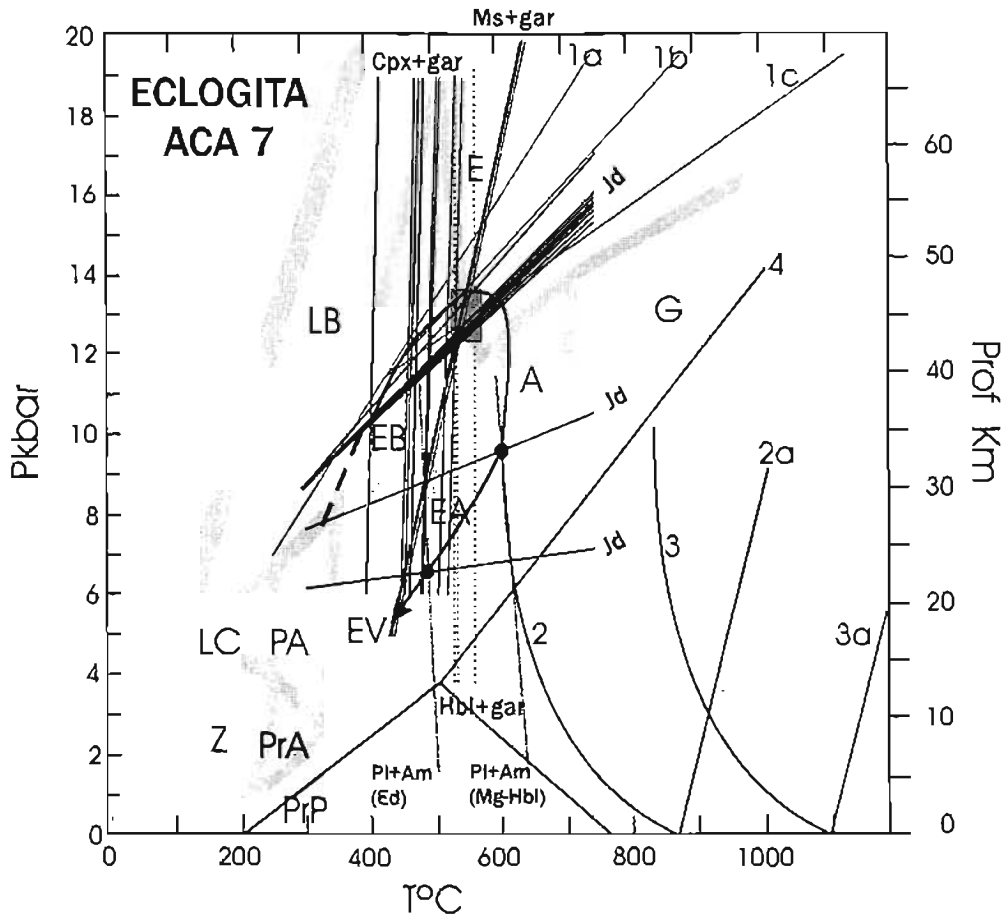


Figura 113. Diagrama P-T donde se muestran en el fondo las facies para rocas básicas de acuerdo a Peacock (1993) (ver Figura 116 para leyenda y reacciones). Se dibujan asimismo los geotermómetros de Ms-Grt (Krogh y Raheim, 1978), Cpx-Grt (Ellis y Green, 1978), Hbl-Grt (Graham y Powell, 1984), Jd+Qtz=Ab (Holland, 1980). El recuadro gris indica las condiciones de más alta presión y temperatura registradas por los geotermobarómetros. La línea más gruesa indica la probable trayectoria del metamorfismo. Los puntos de menor T-P (círculos negros) fueron obtenidos con los geotermómetros de Pl-Amp (Holland y Blundy, 1994) intersectados con el de Holland (1980).

Datos de imagen:

- 1a: Jd + Qtz = Ab 1b: Jd50; 1c: Jd30 2: Fusión de granito con H₂O, inicio.
 2a. Fusión de granito con H₂O, culminación. 3: Fusión de granito sin H₂O, inicio.
 3a. Fusión de granito sin H₂O, culminación. 4: Campos de estabilidad de aluminosilicatos.

Facies: E = eclogita; LB = esquistos azules con lawsonita; EB = esquistos azules con epidota; EA = epidota-anfibolita; A = anfibolita; G = granulita; EV = esquistos verdes; LC = lawsonita-clorita; PA = pumpellitita-actinolita; Z = zeolitas, para = prehnita-actinolita; PrP = prehnita-pumpellitita (Según Peacock, 1993).

Termobarometría en la región de Mimilulco

En la región de Mimilulco se estudiaron dos anfíbolitas con granate-epidota y un micaesquisto con cloritoide. La muestra ACA 67 es una anfíbolita que tiene la paragénesis: plagioclasa + anfíbol + granate + clinozoisita + zoisita + fengita \pm titanita. Los granates tienen una forma anhedral y son granates típicos de segunda generación. La foliación está marcada por la orientación preferente de anfíbol, epidotas y titanita. Estos cristales están rodeados por cristales sintectónicos elongados de plagioclasa, la cual incluye también a los granates. Los análisis de microsonda permitieron distinguir tres tipos de anfíbol: barroisita, Mg-hornblenda y actinolita. Todos ellos tienen relaciones texturales similares. Se aplicó el geotermómetro de Pl-Amp de Holland y Blundy (1994) y se muestran diferentes condiciones de temperatura para cada tipo de anfíbol. Las barroisitas producen las temperaturas más altas a las presiones más altas. Sus temperaturas fueron interceptadas con presiones obtenidas del geotermómetro de fengita (Massonne y Schreyer, 1987) generándose un rango de temperaturas entre 525 °C y 577 °C, con presiones desde 12.3 hasta 13 kbar. Esas condiciones se encuentran cercanas a la zona de convergencia de las facies de esquisto azul de epidota, eclogita y epidota-anfíbolita. Las Mg-hornblendas con temperaturas ligeramente menores que las barroisitas fueron interceptadas con presiones obtenidas con el geobarómetro de Grt-Amp-Pl de Kohn y Spear (1989) (granate de segunda generación). Los rangos de temperatura varían de 505 °C a 527 °C y la presión varía desde 9.51 hasta 9.55 kbars en el campo de la facies de epidota-anfíbolita (Figura 114). Las temperaturas generadas por las actinolitas indican que este mineral se desarrolló justo después de que la roca pasó por el límite entre epidota-anfíbolita y esquisto verde. Las presiones de esta última transformación no pudieron ser establecidas con precisión. Los micaesquistos (ACA 58) producen temperaturas que varían entre 479 °C y 546 °C según el geotermómetro de Green y Hellman (1982) y las presiones obtenidas con base en el contenido de Si de la fengita (Massonne y Schreyer, 1987) son mínimas y varían de 12.49 a 13.33 kbar.

Los termómetros y barómetros plasmados en las Figuras 114 y 115, muestran que las condiciones de presión más alta en la región de Mimilulco se alcanzaron en la facies de esquisto azul con epidota, casi en el límite con la facies de eclogita. De hecho, algunas rocas de la región debieron contener clinopiroxeno + granate, pues se observan todavía simplectitas de anfíbol-plagioclasa que se forman generalmente a partir de la onfacita. La formación local de onfacita puede atribuirse a: 1) Que la roca tiene cierta composición que es más adecuada para desarrollar esta paragénesis en las condiciones límite, por ejemplo, el granate es

estabilizado primero en rocas ricas en hierro, mientras que el clinopiroxeno se estabiliza primero en composiciones en volumen pobres en aluminio (Spear, 1995, p. 432); 2) Muchas metabasitas tenían la paragénesis pero experimentaron una transformación completa a condiciones de menor presión. Las observaciones texturales y mineralógicas de las varias muestras estudiadas petrográficamente en la región de Mimilulco indican que la primer hipótesis es la más probable.

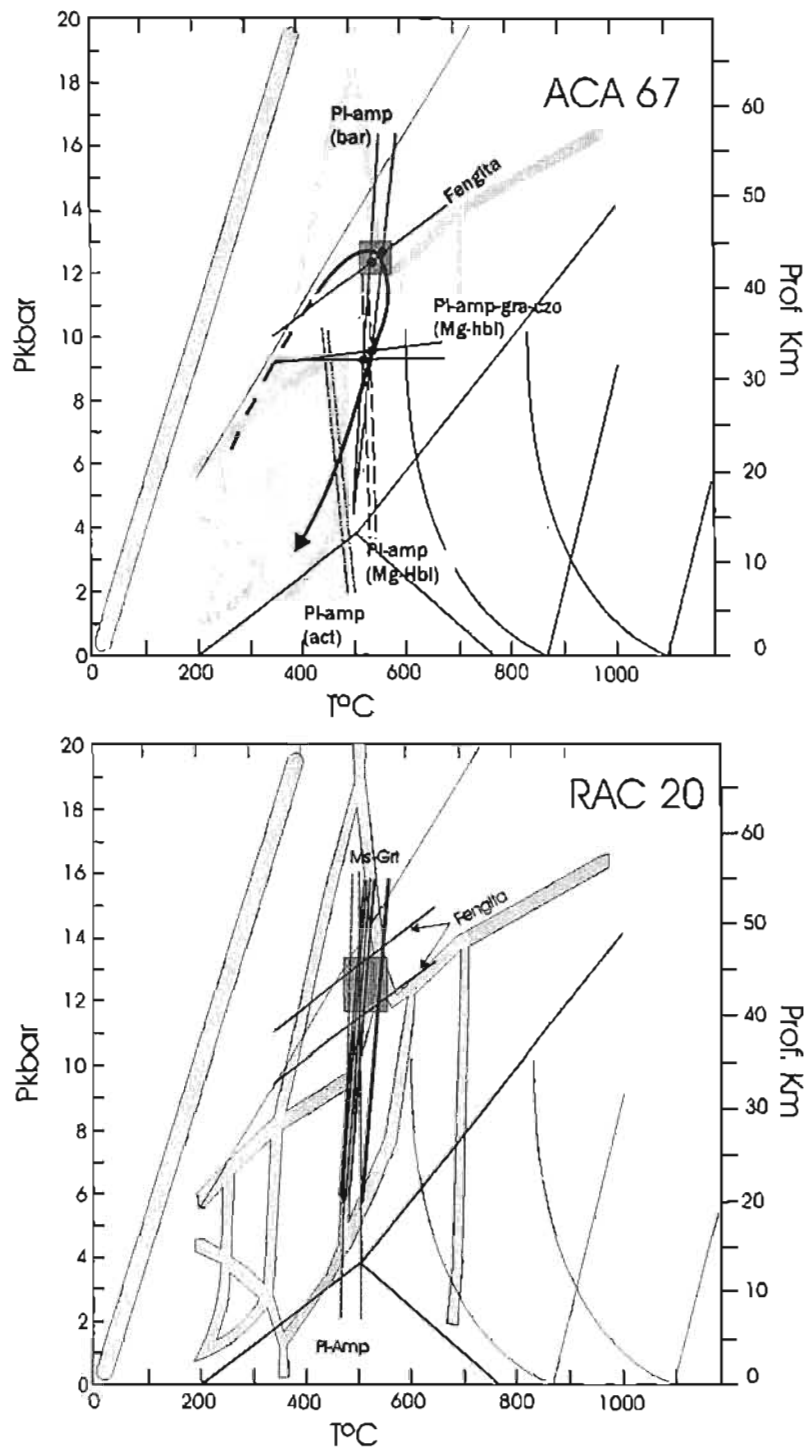


Figura 114. Condiciones termobarométricas obtenidas de anfibolitas con granoto. En la correspondiente a la muestra ACA 67 se marcan intersecciones entre el geotermómetro de Pl-Amp (barrosita) con fengita y en menor presión y temperatura, entre el geotermómetro de Pl-Amp (Holland y Blundy, 1994) y el barómetro Pl-Amp-Grt-Qtz (Kohn y Spear, 1989) (en ambos tomando el anfibol Mg-hornblenda). Para la muestra RAC 20 se muestran las intersecciones entre los geotermómetros de Ms-Grt (Green y Hellmon, 1982) y Pl-Amp (Holland y Blundy, 1994). En los recuadros se muestran las condiciones pico.

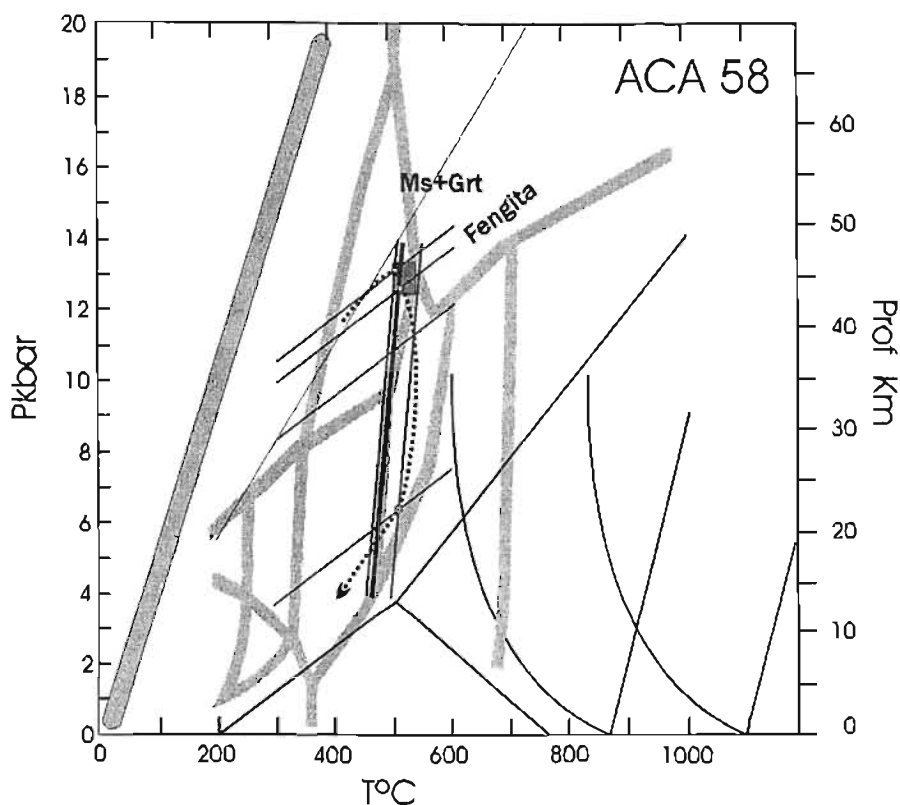
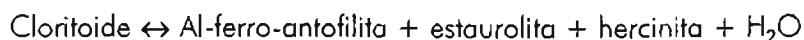


Figura 115. Diagrama P-T de la muestra ACA 58 que corresponde a un micaesquisto con granate-cloritoide. La temperatura fue obtenida con el geotermómetro de Ms-Grt (Green y Hellman, 1982) y fue interceptado con el barómetro de la fengita (Massonne y Schreyer, 1987). Hay cierta relación que indica que a menor temperatura corresponde una presión mayor, aunque esta relación no es constante para todos los análisis. La línea punteada muestra la trayectoria probable del metamorfismo de esta muestra.

Para el caso de los micaesquistos, se ha establecido que el cloritoide es inestable a temperaturas mayores que 550 °C y 575 °C, en presiones mayores que 5.5 kbar (Ganguly y Newton 1968; Ganguly, 1969). Cuando la temperatura aumenta el cloritoide se rompe por la reacción:



El anfíbol es estable en un rango de temperatura pequeño, del orden de 50°C, y la asociación es reemplazada por almandino + estaurolita + hercinita + H₂O. Por otra parte, se ha encontrado que Mg-cloritoide (con contenido de hasta 97 % mol de Mg) es una fase de alta presión y estable sólo sobre 18 kbar (Chopin y Schreyer, 1983). Este no es el caso de las rocas de Mimilulco ya que el cloritoide es rico en hierro con una relación Fe/Mg de 9.

La reacción posible que produjo granate es:



Esta reacción marca la estabilidad termal más baja de almandino + muscovita y la primera aparición de granate en un sistema KFMASH. En los micaesquistos del área debió producir la coexistencia de cloritoide + granate y la desaparición de biotita. En la Figura 116a se muestra la red petrogenética simplificada para rocas pelíticas en el sistema KFMASH, en ella se ubican las condiciones P-T obtenidas para la muestra ACA 58. En la Figura 116b se muestra el diagrama composicional para el campo donde se ubica la muestra citada. La isograda de reacción del granate depende en primer orden de la composición en volumen de la roca, especialmente del contenido de MnO + CaO. En rocas con alto contenido de MnO + CaO, el granate puede aparecer a temperaturas bajo 450 °C, mientras que en rocas con bajo MnO + CaO el granate aparece sobre 500 °C (Spear, 1995). En los granates estudiados el contenido promedio de espesartina es 2 % y el de grosularia 7.3 %.

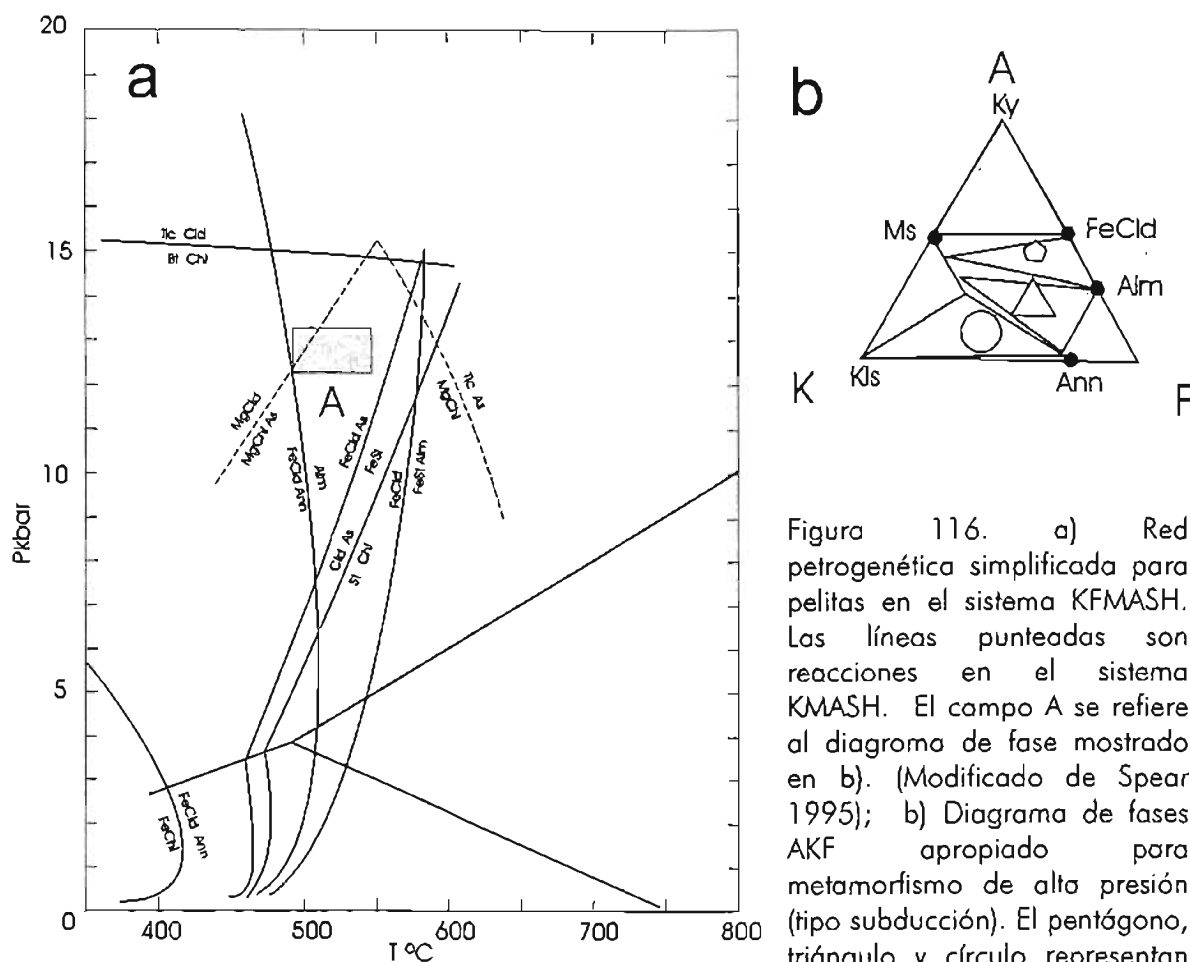


Figura 116. a) Red petrogenética simplificada para pelitas en el sistema KFMASH. Las líneas punteadas son reacciones en el sistema KMASH. El campo A se refiere al diagrama de fase mostrado en b). (Modificado de Spear 1995); b) Diagrama de fases AKF apropiado para metamorfismo de alta presión (tipo subducción). El pentágono, triángulo y círculo representan composiciones en volumen de pelitas con alto Al, pelitas con bajo Al y graníticas, respectivamente. (Tomado de Spear, 1995). Los micaesquistos del área tienen la composición mineralógica Phe + FeCl + Alm. Por su mineralogía la muestra ACA 58 es una pelita con alto Al.

Anfibolitas con granate de la región al suroeste de Ixcamilpa

La muestra IX-19 es una anfibolita con granate que aflora al suroeste de Ixcamilpa. Dicha región se considera como parte de la Formación Xayacatlán. En esta muestra se utilizaron los geotermómetros de Ms-Grt y Pl-Amp (barroisita) (Green y Hellman, 1982; Holland y Blundy, 1994). Los datos obtenidos fueron intersectados con el geobarómetro de la fengita. Las intersecciones indican rangos de P-T de 520 °C a 610 °C y 10 a 12 kbars (Figura 117), dentro de la facies de epidota-anfibolita. Muchos anfíboles analizados en esta muestra son Mg-hornblendas. Se aplicaron los geotermómetros de Amp-Pl y Amp-Pl-Grt-Qtz (Holland y Blundy, 1994; Khon y Spear, 1989) usando dicho anfíbol y se produjeron intersecciones en el mismo campo de epidota-anfibolita pero a más baja presión.

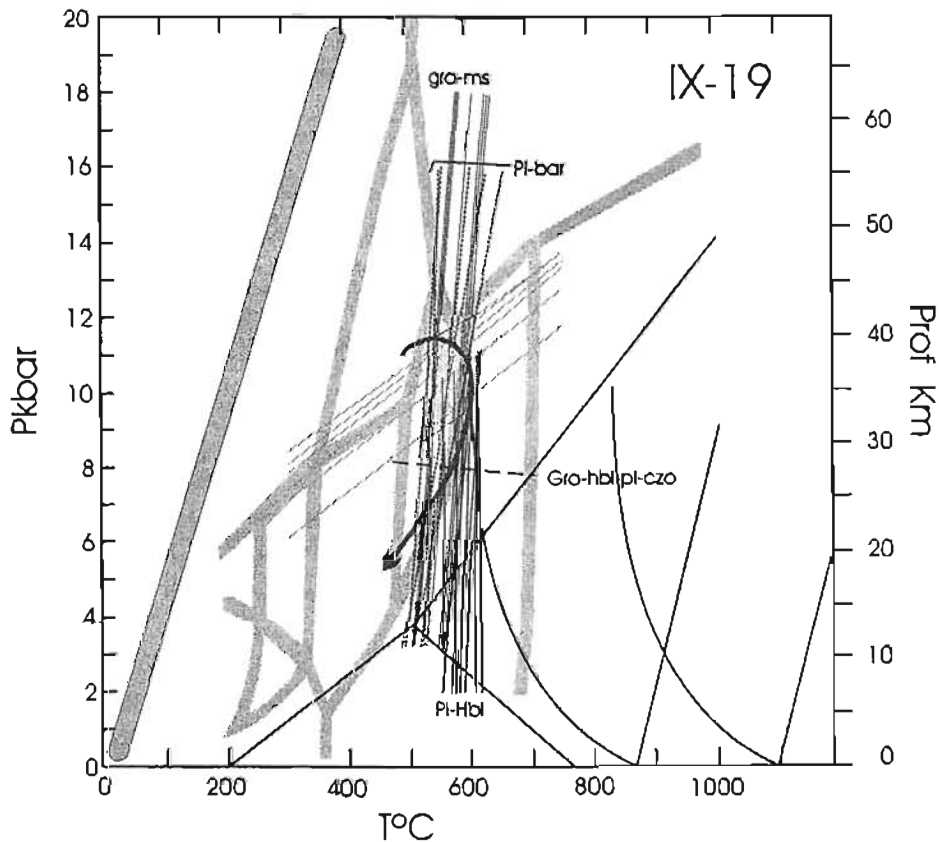


Figura 117. Diagrama P-T donde se muestran zonas de intersección de geotermómetros y geobarómetros de la muestra IX-19 que corresponde a una anfibolita con granate. El polígono menor corresponde a intersecciones del geotermómetro de Amp-Pl utilizando winchita con el barómetro de la fengita. El rectángulo más oscuro corresponde a intersecciones del geotermómetro Amp-Pl utilizando barroisita con el barómetro de la fengita, así mismo corresponde a intersecciones del termómetro de Grt-Ms (Green y Hellman, 1982) con el barómetro de la fengita para la mica correspondiente a esos pares.

Dique granítico metamórfico

También fue analizado un dique granítico metamorfoseado que corta a las anfibolitas con granate de la región al suroeste de Ixcamilpa. Esta roca tiene la asociación albita + cuarzo + fengita + granate + zoisita \pm titanita. En ella se aplicó el geotermómetro de Ms-Grt (Green y Hellman, 1982) resultando temperaturas entre 495 °C a 565 °C, con las temperaturas más bajas correspondientes al núcleo de los granates. El contenido de Si catiónico de las fengitas indica presiones que varían de 11.2 a 6.3 kbars. Hay una relación consistente entre el contenido de Si en la fengita y la temperatura, los pares con más bajas temperaturas corresponden a las fengitas con los contenidos de Si mayores y por lo tanto indicativas de las presiones más altas. Esto sugiere una trayectoria de metamorfismo desde la facies de esquisto azul con epidota a través de la facies de epidota – anfibolita hasta el límite con la facies de anfibolito (Figura 118).

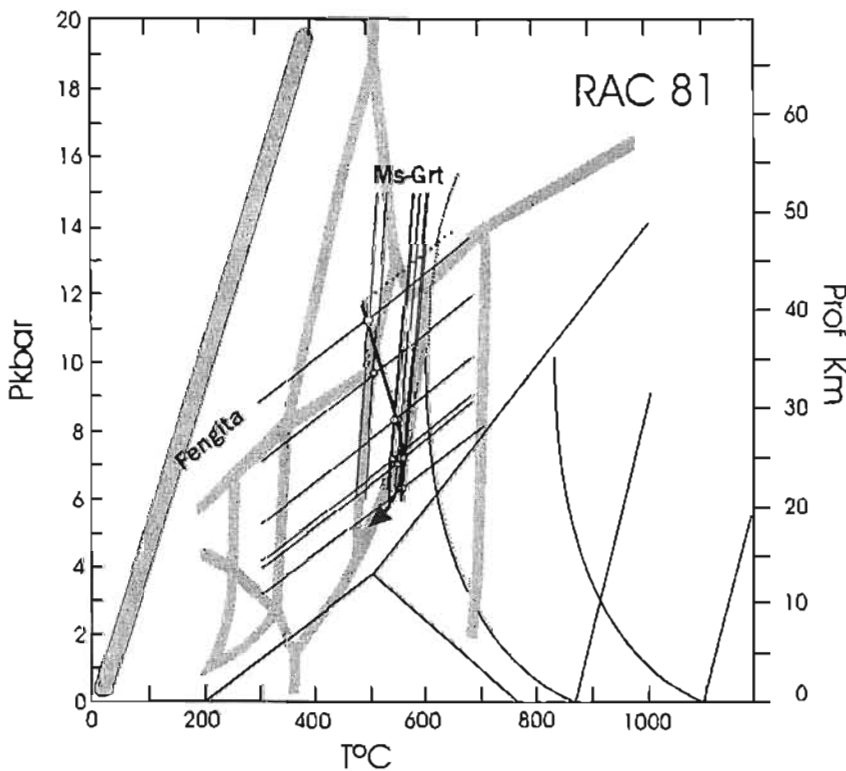


Figura 118. Diagrama P-T para gneis granítico (muestra RAC 81). Se grafican los resultados del termómetro de Ms-Grt (Green y Hellman, 1982), que aparecen como líneas más o menos verticales, y las líneas marcadas por el barómetro de la fengita. Los puntos blancos indican las zonas de intersección de las fengitas correspondientes a cada temperatura. Se plantea una trayectoria de evolución de esta roca (línea gruesa de color negro) la parte punteada gris es especulativa e implica las condiciones de formación y emplazamiento del magma granítico.

Esta trayectoria parece desarrollarse durante la cristalización del granate a la cual se asocian cambios en el contenido de Si en las fengitas. Este cambio de composición de las fengitas parece indicar un reajuste heterogéneo de ese mineral cuando la temperatura se incrementa, aún en la escala de sección delgada. Las variaciones de presión en esta muestra alcanzan cerca de 6 kbars dependiendo del cristal analizado. Variaciones composicionales habían sido previstas por los autores del barómetro Massonne y Schreyer (1987), quienes sugirieron que se podría utilizar para establecer la trayectoria de descompresión en las rocas. De cualquier modo, el cambio composicional de las fengitas parece coherente con cambios en otros minerales asociados, como el granate, que también es reajustado con los cambios de temperatura y presión (Figura 118).

Evento metamórfico $M3_{x_0}$

Un evento metasomático $M3_{x_0}$ siguió al evento metamórfico principal en las regiones estudiadas. Aunque este evento está asociado con una fase de deformación ($D3_{x_0}$) localmente se presenta bajo condiciones estáticas como es indicado por las relaciones de fábrica de los minerales asociados con él. Esto se atribuye a la heterogeneidad de la deformación $D3_{x_0}$. El evento $M3_{x_0}$ en las eclogitas está reflejado por intercrecimientos simplectíticos de anfíbol (Mg-hornblenda a edenita) y albita con escasos clinopiroxenos onfacíticos ricos en Ca y aegirina-augita, producidos de la onfacita original. Las coronas de anfíbol alrededor de granate varían en composición de Fe-pargasita, hastingita, Mg-hastingita a Mg-katoforita. La fengita fue parcialmente transformada a biotita + albita. El rutilo tiene anillos de reacción sucesivos de ilmenita y titanita. La onfacita desapareció en zonas de retrogresión más intensa y el granate es parcial a totalmente remplazado por clinozoisita + clorita. Las barrositas fueron más estables pero reaccionaron localmente a clinozoisita + actinolita + albita. En la región de Mimilulco, pocas metabasitas muestran simplectitas de anfíbol + albita quizás a partir de piroxenos (no se observaron relictos).

Se aplicó el geotermómetro de Amp-Pl (Holland y Blundy, 1994) a una eclogita y los resultados se intersectaron con los del barómetro de Jd + Qtz de Holland (1980), obteniéndose dos puntos de P-T que se considera marcan los pasos en la trayectoria de retrogresión de la muestra (Figura 113). Las coordenadas de esos puntos en el diagrama corresponden a las condiciones $T = 601 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 9.64 \text{ kbar}$ and $T = 504 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 6.68$

Con este evento de metamorfismo está asociada una fase de deformación $D3_{xo}$, durante la cual se desarrolla un clivaje de cizalla $S3/C'_{xo}$ penetrativo. Esquistos verdes de grano fino con una foliación continua bien desarrollada se formaron en zonas de cizalla internas. Ellos muestran la asociación: actinolita (?) + clorita + zoisita + pistachita + albita + cuarzo \pm titanita \pm granate. Estos esquistos pudieran corresponder con eclogitas o anfibolitas con una retrogresión más avanzada. Se encontraron escasos y muy deformados lentes de esquistos magnesianos hechos sólo de actinolita + clorita \pm rutilo. Algunos anfibolitas de Mimilulco parecen recrystalizar completamente durante este evento, ellas tienen la asociación: Fe-hornblenda – Fe-actinolita – clinozoisita – pistachita – clorita y granates de segunda generación, todos como inclusiones en poiquiloblastos sintectónicos de albita. Comparados con los granates formados durante $M2_{xo}$, los granates de segunda generación formados durante el evento $M3_{xo}$ son más pequeños, casi euhedrales y con pocas inclusiones no orientadas.

Este evento afectó también a los diques graníticos que se emplazaron después del evento metamórfico $M2_{xo}$, ya que muestran un metamorfismo dinámico con una foliación milonítica bien desarrollada. En estos granitos, la clorita se desarrolló a partir de biotita y granate, también ocurre recrystalización dinámica de feldespatos y cuarzo.

Asimismo, los diques granítico de la región suroeste de Ixcamilpa muestran un plegamiento isoclinal de su foliación que puede estar asociado con la fase $D3_{xo}$. El evento $M3_{xo}$ está asociado también con retrogresión de granates a clorita, la cual forma anillos de reacción alrededor del granate, y la zonación del anfíbol de sódico a calco-sódico y después a cálcico.

3.3. Unidad Ixcamilpa

Primer evento de metamorfismo $M1_{lx}$

En la región al noreste de Ixcamilpa los esquistos de glaucófano-epidota presentan una foliación $S1_{lx}$, que corresponde a una foliación interna en plagioclasas. Esta foliación está formada por glaucófano + clinozoisita + clorita \pm titanita; en los poiquiloblastos de glaucófano está constituido por epidota + opacos; en granate, consiste en titanita + zoisita \pm opacos.

Con la base de datos de composición química obtenidos mediante microsonda electrónica se aplicó el geotermómetro de anfíbol-plagioclasa de Holland y Blundy (1994), con el fin de

obtener las condiciones de metamorfismo de las inclusiones en esquistos azules de la región de Ixcamilpa. Los glaucófanos de grano más fino, incluidos en plagioclasas poiquiloblásticas mostraron los rangos de temperaturas menores que van de 200° a 360°C para presiones entre 6 y 8.4 kbar. Estas presiones fueron estimadas a partir del contenido de Si de la fengita según el geobarómetro propuesto por Massonne y Schreyer (1987); dichos autores indican que si las rocas no contienen la paragénesis feldespato potásico + flogopita + cuarzo + phengita, las presiones deben considerarse como mínimas. Las condiciones de metamorfismo señaladas se ubican justo en el límite entre las facies de lawsonita-clorita y pumpellita-actinolita con la facies de esquistos azules con lawsonita (según diagrama de Peacock, 1993) (Figura 119).

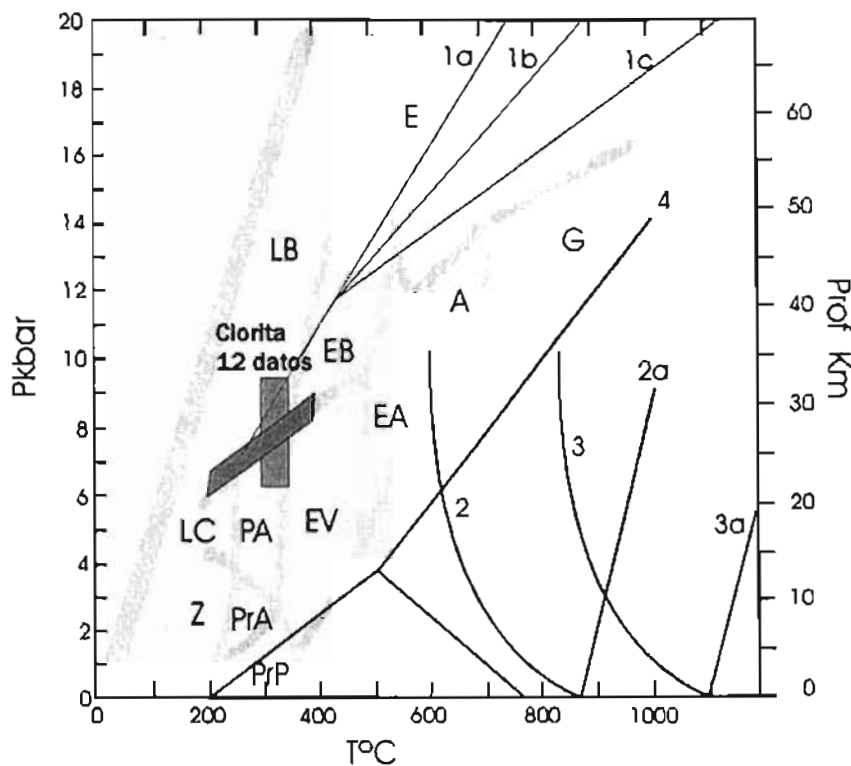


Figura 119. Diagrama P-T para esquivo de glaucófano-epidota. El campo donde se intersectan los geotermómetros de anfíbol-plagioclasa (Holland y Blundy, 1994) utilizando glaucófano, y el geobarómetro de fengita (Massonne y Schreyer, 1987) se muestran en gris más oscuro. Las temperaturas más bajas corresponden a inclusiones finas dentro de plagioclasas y las más altas a porfidoblastos. En el rectángulo gris (vertical) se muestra el rango de temperaturas obtenidas mediante el geotermómetro de la clorita de Catalineau (1988). Simbología como en la Figura 113.

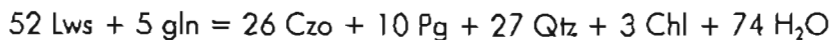
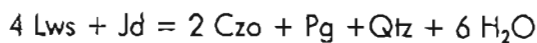
Aplicando el geotermómetro de Cathelineau (1988) a las cloritas de los esquistos de glaucófano-epidota se encontró que todas caen dentro del rango de 300° a 350 °C (Figura 116).

Segundo evento de metamorfismo M2_u

El segundo evento de metamorfismo en la unidad Ixcamilpa está marcado por el crecimiento de los minerales metamórficos que envuelven a los pequeños cristales asociados con el evento M1_u. La paragénesis típica de M2_u es: albita + glaucófano + epidota (pist-czo-zo) + fengita + clorita + calcita ± titanita. La inexistencia de lawsonita en estas rocas pudiero explicarse por la reacción: lawsonita + albita = clinozoisita + paragonita + cuarzo + H₂O que provoca la desaparición de lawsonita y la presencia de clinozoisita, la cual procede hacia los productos de la derecha cuando se incrementa la temperatura. Clinozoisita y zoisita son muy comunes en las muestras estudiadas. De acuerdo a Okay et al. (2002) la ausencia de lawsonita indica temperaturas mínimas de 410°C en 11 kbars. La asociación mineral mencionada arriba ha sido encontrada en muchos terrenos metamórficos en donde se considera que se ha excedido la temperatura límite de la lawsonita para rocas máficas. Evans (1990) ha propuesto la creación de una facies propia para la paragénesis anfíbol sódico + epidota + cuarzo + H₂O, a la cual denomina "facies de esquistos azul con epidota" (*epidote-blueschist facies*).

Los estudios termobarométricos en esquistos azules son difíciles de efectuar debido a que no existen geotermobarómetros precisos. La mayoría de los termómetros disponibles implican la presencia de granate en la paragénesis. Generalmente, la temperatura es constreñida considerando la presencia o ausencia de determinados minerales. También es común que se utilice el geotermómetro de clorita de Cathelineau (1988). La presión generalmente es definida con el geobarómetro de Brown (1977), el cual es semicuantitativo e impreciso para presiones arriba de 7 kbar. Smith et al. (1999) sugieren que con este geobarómetro las presiones pueden ser subestimadas en uno o dos kilobares. El geobarómetro de Maruyama et al. (1986) también se aplica bajo 8 kbars. En vista de estas dificultades se decidió probar la utilización del geotermómetro A de Holland y Blundy (1994) para pares de anfíbol-plagioclasa, a pesar de que dichos autores recomiendan su utilización arriba de los 400 °C. Este geotermómetro trabaja adecuadamente en las rocas estudiadas, separando anfíboles en función de sus temperaturas. Para establecer la presión se utilizó el geobarómetro del contenido de Si en la fengita de Massonne y Schreyer (1987), el cual aporta presiones mínimas.

Al aplicar el termómetro de Amp-Pl en esquistos azules utilizando el glaucófano se obtuvieron temperaturas variables entre 200 °C y 400 °C (Figura 119). La barometría de la fengita intersectada con el termómetro de Amp – Pl (usando glaucófano) indica variaciones de la presión de 6.5 a 8 kbar. Las pequeñas inclusiones de glaucófano dentro de plagioclasa fueron las que aportaron las temperaturas menores, mientras que las temperaturas más altas se obtuvieron de porfidoblastos de glaucófano. Esto es congruente con las observaciones petrográficas que indican que las inclusiones cristalizaron primero que los porfidoblastos. Las temperaturas obtenidas para los pares Gla – Ab caen en su mayoría dentro de la facies de esquistos azul con lawsonita (Evans, 1990; Peacock, 1993). Sin embargo no se observó ni detectó lawsonita en las muestras estudiadas. Esta carencia de lawsonita puede ser explicada por reacciones que se producen al incrementarse la temperatura y que provocan el agotamiento de la lawsonita para producir clinozoisita (Evans, 1990), por ejemplo:

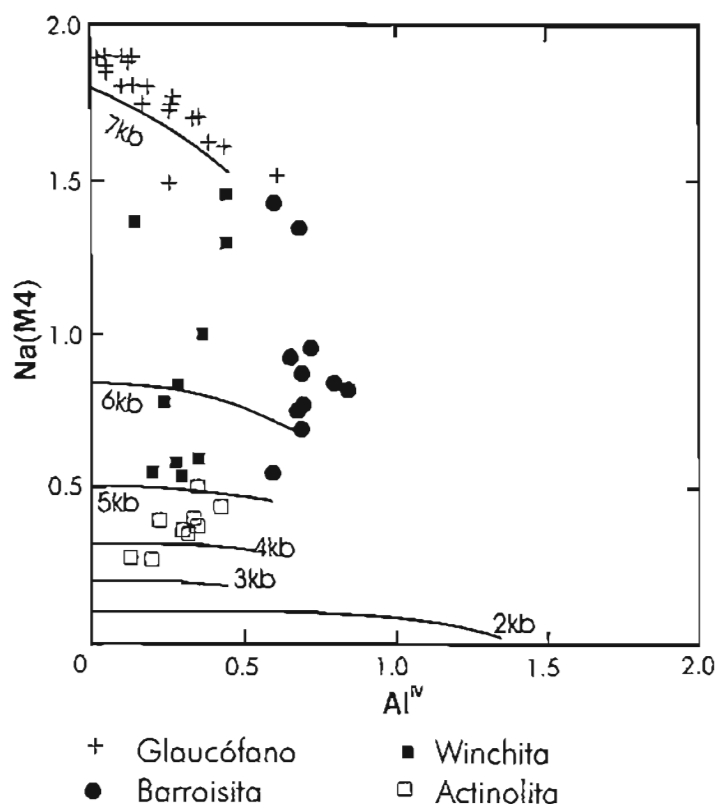


Tercer evento de metamorfismo M3_x

Las metabasitas de la región de Ixcamilpa también fueron sobrepuestas por la tercer fase de deformación D3_x. Durante esta fase se desarrollaron anillos de reacción en el glaucófano que se reflejan como una zonación. Esta zonación es primero de winchita y luego de barroisita. D3_x se caracteriza por el desarrollo de una foliación milonítica, localmente con desarrollo de clivajes en bandas de cizalla S3-C'_x. En este clivaje C' está marcada por clorita con algo de fengita y S3_x está formada por laminaciones ricas en actinolita. La foliación S2_x en las metabasitas con granate está fuertemente microplegada, y hay un desarrollo incipiente y heterogéneo de S3_x por presión – solución. En las metapelitas la recristalización dinámica de muscovita y cuarzo crea una foliación milonítica espaciada. Generalmente S2_x es transpuesta por S3_x en todos los tipos de roca.

El geotermómetro de Amp – Pl aplicado a winchitas indica temperaturas entre 380 °C y 500 °C mientras que la barroisita produjo un rango de 480 °C a 580 °C. Para establecer las presiones a que se formaron las winchitas y las barroisitas se aplicó el barómetro de Brown

(1977) el cual debe ser considerado con las observaciones señaladas antes. Los resultados de este geobarómetro se muestran en la Figura 120.



Como puede apreciarse en la Figura 120, los glaucófanos indican presiones mayores a 7 kbar mientras que winchitas y barroisitas indican condiciones entre 5 y 7 kbar. Los anillos de winchita-barroisita se forman entonces durante un metamorfismo progresivo sobrepuesto a los esquistos azules pero en condiciones de menor presión. Anillos barroisíticos en glaucófano han sido descritos de terrenos de alta presión que han experimentado descompresión isotérmica (ej. Ernst y Dal Piaz, 1978). A escala de afloramiento también se aprecian intercalaciones de esquistos azules de glaucófano-epidota y esquistos verdes de barroisita-epidota. La coexistencia o intercalaciones de rocas que pertenecen a dos distintas facies (como esquistos azul y esquistos verde) ha sido documentada y es relacionada con diferencias en la composición en volumen de las rocas involucradas (ej. Maruyama et al., 1986; Holland, 1988; Evans, 1990) o a una variación en las interacciones entre fluido y roca (ej. Broker, 1990). Los volúmenes de roca menos permeables experimentan menos retrogresión e hidratación y permanecen como lentes donde se preservan paragénesis de facies previas. Como una consecuencia de la infiltración selectiva y no penetrativa, las rocas de las facies de esquistos azul sobreviven en lugares

interestratificadas entre rocas de otras facies. La preservación de las eclogitas de Piaxtla y de los esquistos de epidota-glaucófano de Ixcamilpa puede asociarse a dicho proceso.

Un resumen de la evolución termobarométrica en los esquistos de glaucófano-epidota puede apreciarse en la Figura 121.

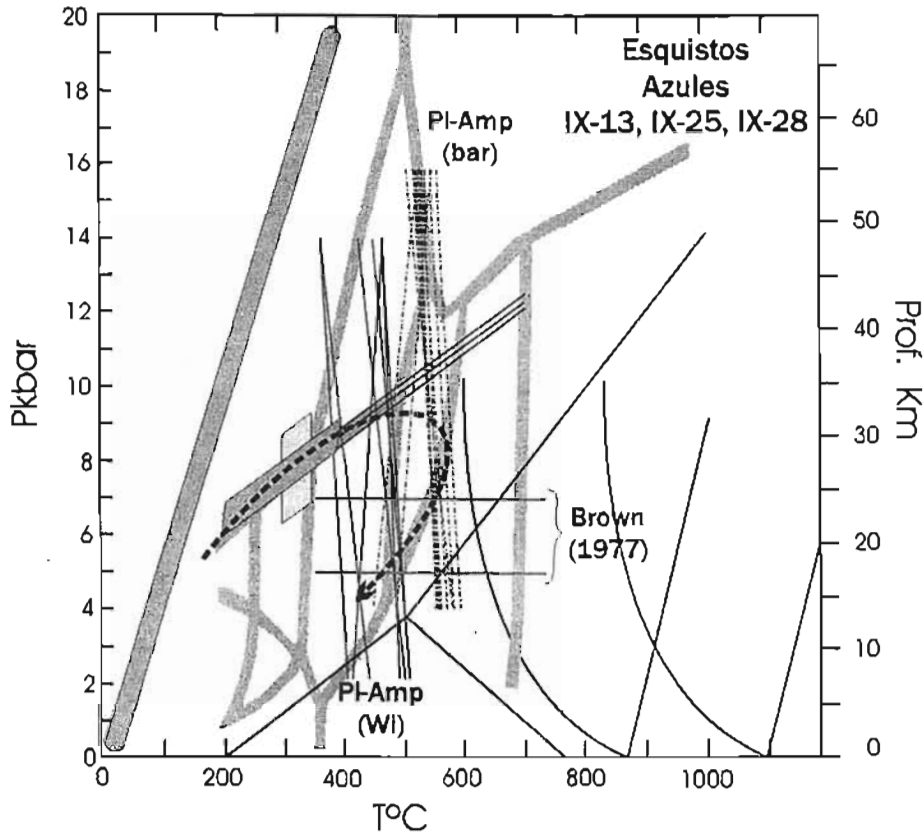


Figura 121. Trayectoria P-T para los esquistos de glaucófano-epidota de la Unidad Ixcamilpa. En el recuadro gris claro se marcan las temperaturas obtenidas con el geotermómetro de Cathelineau (1988). El recuadro gris oscuro indica intersecciones de geotermómetro Amp-PI usando glaucófano, con el barómetro de la fengita. También se grafica ese mismo geotermómetro con winchitas y barroisitas indicando temperaturas progresivamente más altas. Se marcan las presiones para winchitas y barroisitas del barómetro de Brown (1977). La trayectoria probable se indica con línea discontinua tomando en cuenta la observación de Smith et al. (1999), que el barómetro de Brown subestima en 1 o 2 kbar la presión real.

La trayectoria compuesta cruza a través de las facies de esquisto azul, esquisto verde (alta presión), epidota-anfibolita y esquisto verde (baja presión). Esta trayectoria produjo un cambio progresivo y luego retrógrado en el anfíbol, cuya variación es: glaucófano – winchito – barroisita – actinolita. Se trató de aplicar el termómetro de anfíbol cálcico propuesto por Ernst

y Liu (1998) pero genera una gran dispersión de datos debido a que fue calibrado para anfíboles de temperaturas más altas.

3.4. Granitoides Esperanza

Se realizaron análisis de química mineral en distintas rocas que conforman la suite de los Granitoides Esperanza. Se analizaron micaesquistos (Unidad Organa), gneises augen con granate (Unidad Michapa), diques básicos y diques leucocráticos (Unidad El Naranjo).

Primer evento de metamorfismo $M1_{GE}$

El primer evento metamórfico ($M1_{GE}$) registrado por las rocas atribuidas a los Granitoides Esperanza produjo una fábrica de grano grueso con paragénesis indicativas de alta presión en las rocas de esta suite, exceptuando tal vez los diques leucocráticos tardíos.

Eclogita con Mg-taramita

Se realizaron análisis de la eclogita con Mg-taramita (RAC 148) en la cual los minerales parecen en equilibrio textural, excepto por un desarrollo muy limitado de simplectitas de anfíbol + cuarzo en algunos contactos entre el anfíbol y el clinopiroxeno. Estas simplectitas pudieran interpretarse como un fenómeno desarrollado durante la descompresión de la roca y no necesariamente como una reacción retrógrada o formación del anfíbol a partir del piroxeno. El granate es de grano fino, prácticamente carece de zonación. En el área también afloran rocas de granate – Mg-taramita sin onfacita. Las paragénesis encontradas son:

- a) Mg-taramita + onfacita + granate \pm rutilo
- b) Mg-taramita + granate + cuarzo \pm plagioclasa (primaria?) \pm clinozoisita \pm fengita \pm rutilo

En las eclogitas con Mg-taramita se aplicó el geotermómetro de Ellis y Green (1978) el cual produjo temperaturas que varían entre 768 °C y 830 °C para presiones obtenidas mediante el geobarómetro de Holland (1980), el cual varía de 15.3 a 16.8 kbars (Figura 122). El geotermómetro de Cpx-Grt de Krogh (1988) produjo temperaturas cerca de 60 °C más bajas que el de Ellis y Green (1978). La trayectoria prógrada o retrógrada no pudo ser obtenida de esta muestra debido a que los únicos minerales como inclusiones, son los de la paragénesis.

Asimismo, los minerales no están zonados. Tampoco existen minerales de retrogresión en dichas rocas. El geotermómetro de Amp-Grt de Graham y Powell (1984) produjo temperaturas de 691 °C a 717 °C, ligeramente menores que las del geotermómetro de Cpx-Grt de Krogh (1988). Ya que los pares anfíbol – clinopiroxeno parecen en equilibrio textural, las temperaturas más bajas en los pares anfíbol – granate pueden asociarse con inseguridades de la calibración. En rocas de granate – Mg-taramita sin onfacita, el geotermómetro de Amp-Grt produce temperaturas que varían de 673 °C a 694 °C. El contenido catiónico de Si en la fengita indica presiones ligeramente más bajas de 10.2 y 9.9 kbars, esto se atribuye a que la paragenesis no es la definida por Massonne y Schreyer (1987) y las presiones obtenidas mediante la fengita deben ser consideradas mínimas.

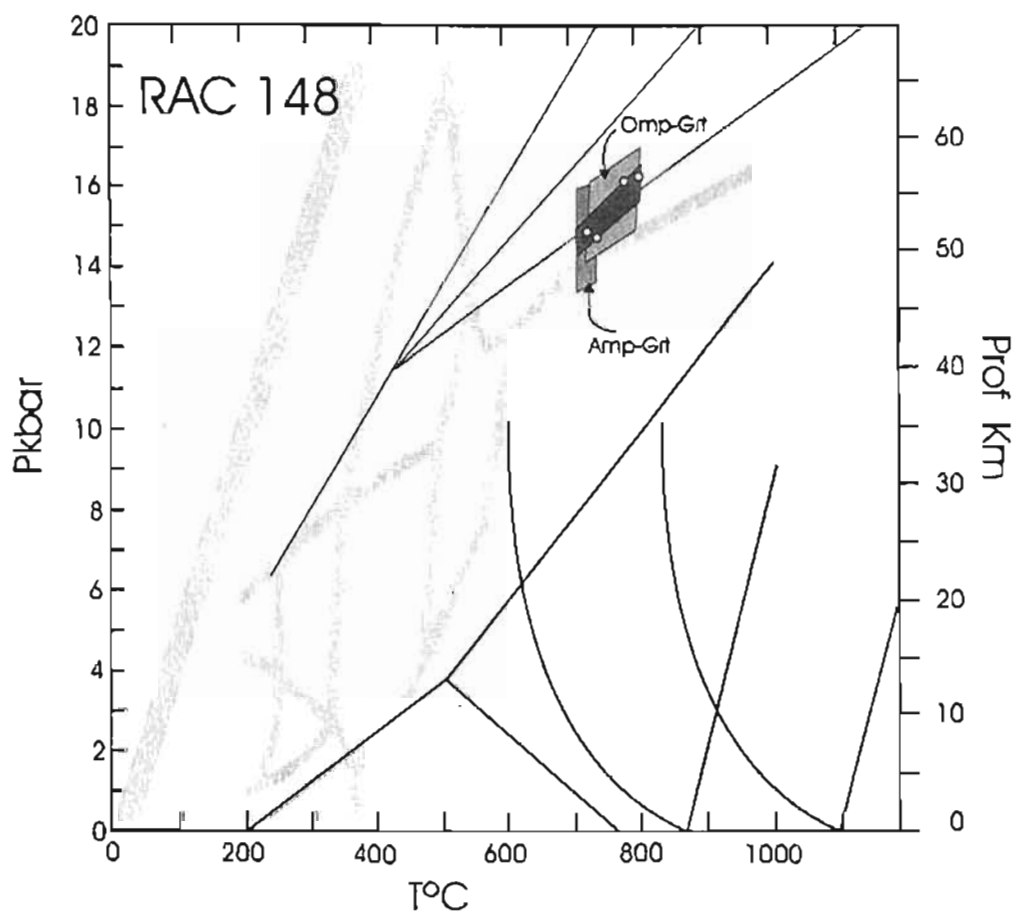


Figura 122. Diagrama P-T para eclogita con Mg-taramita (RAC 148). En el recuadro gris claro se muestra el rango de temperaturas del geotermómetro de Cpx-Grt de Krogh (1988); en el recuadro gris intermedio se muestra el rango de temperaturas del geotermómetro Amp-Grt de Graham y Powell (1984). El recuadro gris más oscuro marca la zona de intersección de dichos geotermómetros con el barómetro Jd + Qtz de Holland (1980). Este recuadro cae en el campo de la facies de eclogita según el diagrama de Peacock (1993).

Micaesquistos con muscovita-biotita-granate

Se analizó también un micaesquisto (muestra ACA 39) relacionado con las rocas ricas en Mg-taramita. Este micaesquisto tiene la paragénesis: granate + plagioclasa + muscovita + cuarzo + biotita + opacos, en una relación textural muy particular con cristales de granate en el centro rodeados de biotita que a su vez está rodeada por un halo de granate. En esta roca se aplicó el geotermómetro de Bt-Grt con diferentes calibraciones, produciéndose un rango de temperatura de 642 °C a 760 °C para 16 kbars (Figura 123). Puntos P-T fueron obtenidos a partir de la reacción: $Grs + Alm + Ms = 3 An + Ann$ con la calibración de Holland y Powell (1985) (Tabla 18, Figura 123).

Geotermómetro de biotita-granate								
	Calibración							
	1-HW	1-GS	2	3	4	5	6	7
16 kbar	665	673	718	676	760	642	718	652
2 kbar	655	661	649	619	707	603	614	603
Grs + Alm + Ms = 3 An + Ann								
T°C (1)	641	658	683	670				
P kbar	13.21	13.4	14.4	13.54				
Ghent and Stout (1981)								
T°C	633	664	684	715				
P kbar	12.85	13.88	13.45	14.6				

Tabla 18. Datos termobarométricos en micaesquisto de los Granitoides Esperanza. 1: Bhattacharya et al. (1992) con los modelos para la difusión en el granate de HW: Hackler and Wood (1989) and GS: Ganguly and Saxena ; 2: Dasgupta et al. 1991; 3: Ferry y Spear, 1978; 4: Hodges y Spear, 1982; 5: Perchuk y Lavrent'eva, 1983; 6: Thompson, 1976; 7: Holdaway y Lee, 1977.

El geotermómetro de Ms-Grt de Green y Hellman (1982) también fue aplicado a esta muestra y coincide bien con el geotermómetro de Bt-Grt en altas presiones. El Si catiónico en las fengitas indica presiones mínimas que varían de 11.7 a 12.2 kbars para un rango de temperaturas entre 642 °C y 681 °C obtenidas con el geotermómetro de Bhattacharya et al. (1992).

Gneises augen

Un gneis ougen con granate (muestra RAC 42) fue analizado. Este gneis tiene la paragénesis: feldespato potásico + albita + cuarzo + fengita + granate + clinozoisita ± biotita ± titanita. Se caracteriza por tener porfidoblastos de clinozoisita rodeados por granate. Se aplicó el geotermómetro de Ms-Grt (Green y Hellman, 1982) el cual produjo temperaturas que varían de 632 °C a 688 °C para presiones de 12.5 a 14.3 kbars obtenidas del geobarómetro del Si

en la fengita. Como esta muestra contiene la paragénesis propuesta por Massonne y Schreyer (1987) dichas presiones pueden considerarse correctas. Los datos de la termobarometría se resumen en la Figura 124.

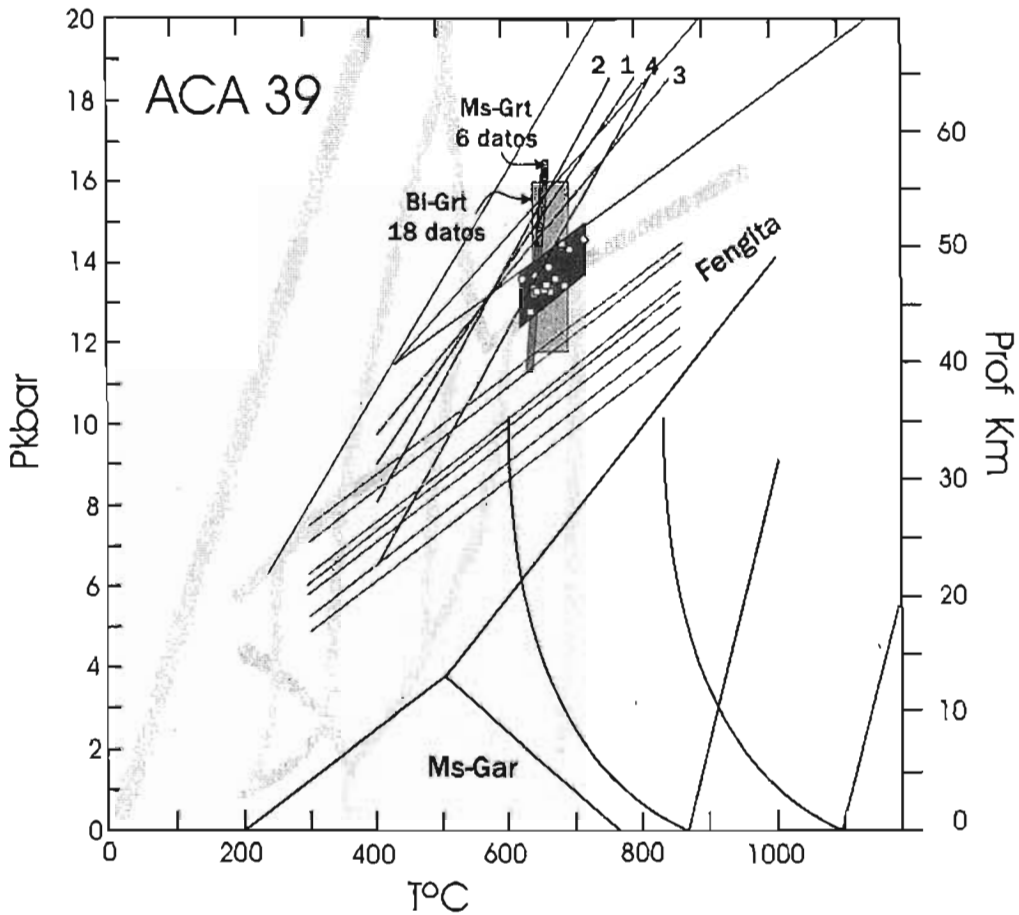


Figura 123. Diagrama P-T para micaesquisto de los Granitoides Esperanza (muestra ACA 39). El recuadro más oscuro muestra el rango de condiciones donde la mayoría de los geotermómetros y geobarómetros coinciden. Los geotermómetros utilizados son Bt-Grt de Battacharya et al. (1992) su rango se muestra en recuadro gris claro, y Ms-Grt (Green y Hellman, 1982) cuyo recuadro se muestra en gris intermedio. Los puntos corresponden a cálculos individuales basados en la asociación Bi-Ms-Pl-Grt de Ghent y Stout (1981) y de Holland y Powell (1988). Se muestran también líneas del geobarómetro de la fengita donde es claro que indican presiones mínimas y que ocurrió un reajuste hacia regiones de menor presión. El recuadro cae dentro de la facies de eclogita (Peacock, 1993) con el contenido de Jd de la onfacita menor a 50 %. Se puede notar que el barómetro de la fengita produce presiones más bajas que las obtenidas por otros barómetros, esto se debe a que la roca carece de feldespato K que es parte de la paragénesis con que fue calibrado. Líneas 1, 2, 3 y 4 son reacciones de la calibración de Hoisch (1991): 1 = $1/3$ piropo + $2/3$ grosularia + eastonita + 2 cuarzos = 2 anortita + flogopita; 2 = piropo + grosularia + muscovita = 3 anortita + flogopita; 3 = piropo + grosularia + muscovita = 3 anortita + flogopita; 4 = almandino + grosularia + muscovita = 3 anortita + anita.

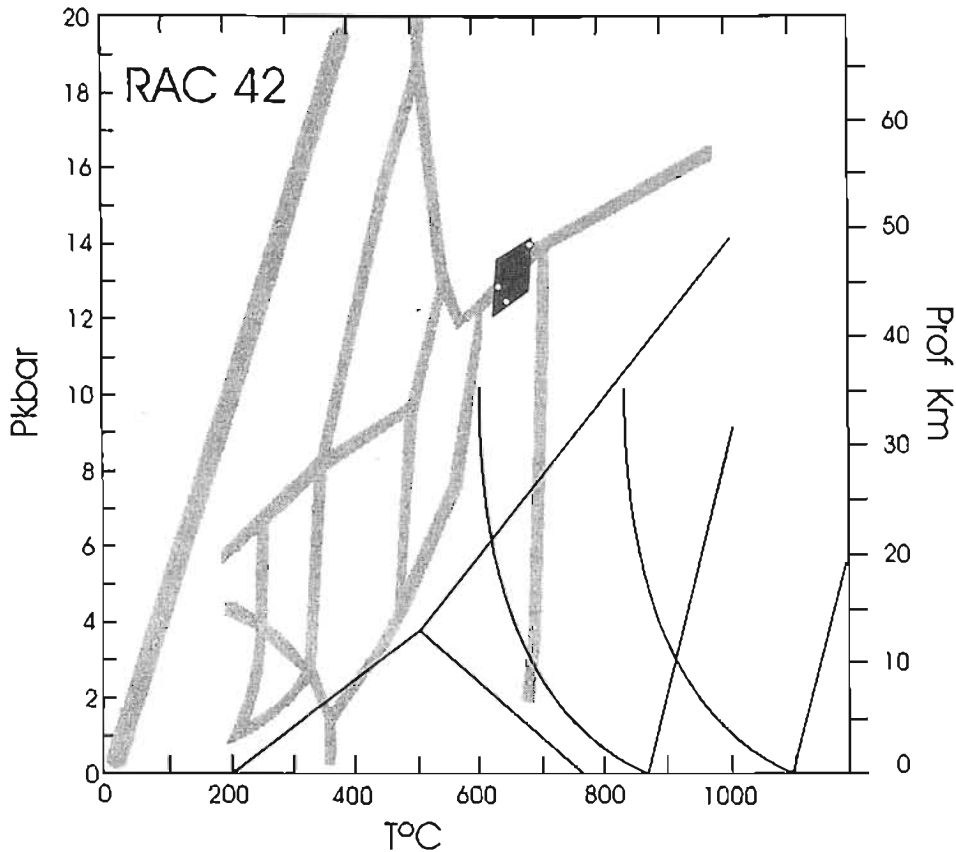
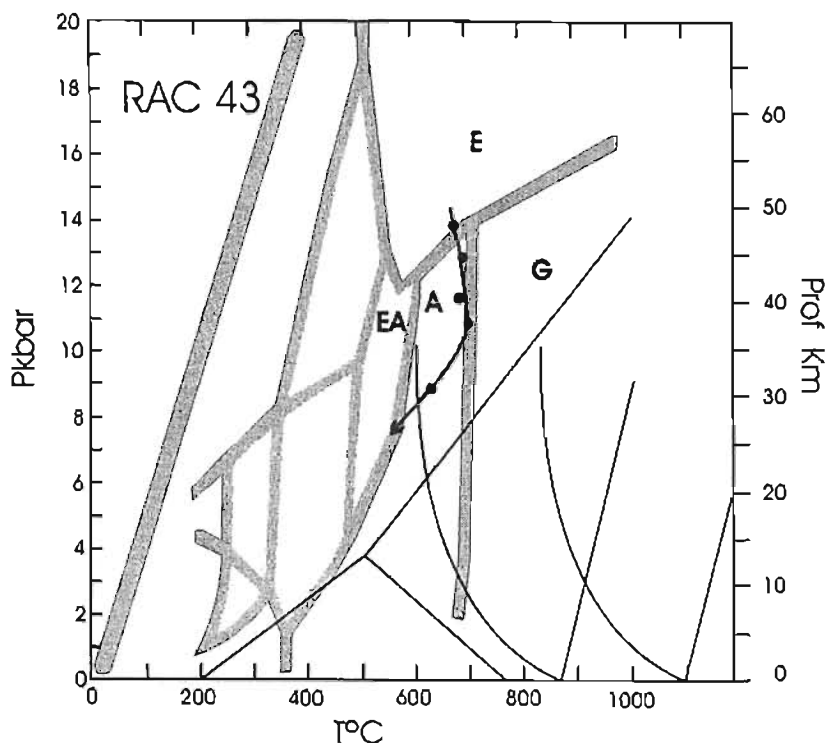


Figura 124. Diagrama P-T para el gneis augen (muestra RAC 42) de la región de El Organal. El recuadro muestra la intersección del geotermómetro de Ms-Grt de Green y Hellman (1982) y el barómetro de la fengita (Massonne y Schreyer, 1987). Puede apreciarse que las condiciones se ubican en el límite entre la facies de eclogita y la de anfibolita.

Se analizó también un gneis micro-augen (RAC 43) con la paragénesis: feldespato K + albita + cuarzo + granate + epidota \pm fengita \pm biotita \pm rutilo. Este gneis envuelve un xenolito formado por micaesquistos y rocas ricas en anfíbol (Mg-taramita) y está también asociado con el gneis augen. En esta roca se aplicó el geotermómetro de Ms-Grt de Green y Hellman (1984) obteniéndose temperaturas en el rango de 630 °C a 700 °C (Figura 125). Estos datos se intersectaron con el barómetro de la fengita correspondiente a cada par (muscovita-granate). Así, se obtuvieron puntos que marcan una trayectoria retrógrada para esta roca que va de la facies de eclogita hacia la facies de anfibolita con tendencia hacia la facies de epidoto – anfibolita. También se aplicó el geotermómetro de Bt-Grt (Battacharya et al. 1992) obteniéndose temperaturas entre 730 °C y 740 °C un poco superiores a las del geotermómetro de Ms-Grt.



Figuro 125. Diagrama P-T para gneis micro-agen (muestra RAC 43) donde se muestran las intersecciones del geotermómetro de Ms-Grt (Green y Hellman, 1982) con el barómetro de la fengita (Massonne y Schreyer, 1987). Los puntos sugieren una evolución de la facies de eclogita hacia la facies de anfibolita y luego a la facies de epidota - anfibolita. Las condiciones de máxima presión son similares a las de l gneis ougen (RAC 42) y el micaesquisto (ACA 39).

Leucogranito milonítico

También fue analizado un leucogranito milonítico de la misma región de El Organal. Su mineralogío está conformada por feldespato K + albita + cuarzo + fengita ± zoisita. Lamentablemente la parte analizada de la roca no contenía granate y no fue posible aplicar los geotermómetros tradicionales. Sólo se pudieron determinar rangos de presión en función del contenido de Si catiónico de la fengita, la cual ocurre como grandes porfiroclastos o 'mica fish' y como cristales pequeños alineados en los bandas de clivaje y probablemente producto de la recristalización dinámica de las micas menores. Las micas más grandes indican presiones entre 2.1 y 7.4 kbars (para un rango de 300°C a 600°C). Como se dijo, estas presiones no pueden constreñirse más sin una estimación de la temperatura.

Discusión

Las condiciones metamórficas determinadas en la suite de los Granitoides Esperanza exceden aquéllas requeridas para la fusión de material con composición granítica en un sistema saturado en agua. Los micaesquistos, localmente tienen capas delgadas hechas de cuarzo-feldespato que se intercalan a lo largo de los planos de foliación formando una migmatita estromática. También, lentes y amígdulos con plagioclaso y fengita son comunes en las

eclogitas con Mg-taromita. Bonilla (2002) sugiere que los gneises leucocráticos provienen de la fusión de metasedimentos y que se formaron durante la trayectoria retrógrada a través de la facies de anfibolita. Esta hipótesis es factible pero requiere una comprobación geocronológica y geoquímica.

Las condiciones de presión-temperatura de los Granitoides Esperanza alcanzan la facies de eclogita. No fue posible establecer la trayectoria prógrada en ninguna de las muestras estudiadas debido a que los minerales carecen de inclusiones o minerales relictos. La trayectoria retrógrada pudo establecerse gracias a las variaciones de temperatura en el geotermómetro de Ms-Grt, que se intersectaron con el barómetro de la fengita que también mostró cambios graduales. Así, pudo establecerse que la trayectoria retrógrada sigue un proceso de descompresión más o menos adiabática al principio, que llevó a las rocas hacia la facies de anfibolita y posteriormente un descenso más marcado de temperatura asociado al levantamiento que sometió a las rocas a las condiciones de las facies de epidota anfibolita y esquisto verde. Minerales de retrogresión como actinolita o Mg-hornblenda a partir de Mg-taromita; y clinozoisita a partir de granate, cristalizan en poca extensión en las eclogitas con Mg-taromita. Asimismo, en algunos gneises augen el granate es reemplazado parcialmente por grandes cristales de clinozoisita.

Las condiciones metamórficas y las relaciones geológicas de los Granitoides Esperanza son típicas de eclogitas de temperatura media o eclogitas tipo B. La escasa preservación de paragénesis eclogíticas en gneises que envuelven verdaderas eclogitas como en las caledónidas de Noruega se ha atribuido a un proceso de retrogresión en la facies de anfibolita contemporáneo con un evento de deformación milonítica. Se menciona que la deformación ha obliterado cualquier mineralogía de facies de eclogita en los gneises excepto por enclaves localmente protegidos (Cuthbert y Carswell, 1990). En la misma región, las eclogitas tendieron a actuar como cuerpos más rígidos, rompiéndose como bloques durante el boudinage pero no deformándose internamente. Esto mismo es lo que ha ocurrido en los Granitoides Esperanza donde los ortogneises envuelven enclaves de metabasitas que han preservado, no sólo su mineralogía de alta presión, sino también su textura granoblástica. Los autores citados también mencionan que la disponibilidad de sílice en gneises cuarzo-feldespáticos, puede explicar la rareza de preservación de onfacita en dichas rocas debido a que ocurre la reacción: $Jd + SiO_2 = Ab$. Otra explicación posible por la carencia de asociaciones de facies eclogíticas en

gneises implica que algunas litologías nunca recrystalizaron bajo el ambiente de presión alta, debido a la carencia de fluidos o de deformación, que pudieran catalizar las reacciones; o a una composición desfavorable de las rocas (Austreheim y Griffin, 1985; Austreheim, 1987).

3.5. Formación El Rodeo

Las metabasitas de esta formación tienen la paragénesis: albita + actinolita (?) + epidota + clorita + cuarzo + titanita que es típica de la facies de esquisto verde. Generalmente son de grano muy fino, excepto por algunos horizontes de grano mayor (1 mm) que se interpretan como diques faneríticos cuyos minerales originales de grano grueso fueron afectados por metamorfismo retrógrado convirtiéndose en actinolita (posiblemente a partir de hornblenda) y epidota (a partir de plagioclasas), aunque no se apreciaron relictos para probar esta posibilidad.

Las filitas y esquistos de grano fino tienen generalmente la paragénesis: muscovita + clorita + cuarzo ± plagioclasa, pero una roca estudiada presentó también granates muy pequeños y epidota (Figura 126). Esta muestra fue analizada en la microsonda electrónica y los datos obtenidos fueron utilizados en los geotermómetros de Ms-Grt (Green y Hellman, 1982) y en el barómetro de la fengita (Massonne y Schreyer, 1987). Debido al tamaño pequeño de los cristales en esta muestra se procedió a obtener un promedio de las composiciones de la fengita y un promedio de las composiciones de los granates con lo cual se obtuvieron una temperatura de 426 °C y una presión de 6.7 kbars. De cualquier modo, se graficaron las temperaturas de pares de fengita – granate y presiones de fengitas para obtener un rango de P-T que se muestra en la Figura 127. Este rango implica temperaturas entre 400 °C y 440 °C y presiones entre 5.8 y 7.7 kbars. Una presión de 6.7 kbars corresponde a una profundidad de 23 a 25 km. Es muy probable que las condiciones P-T obtenidas para la muestra RAC 14 no representen las condiciones pico que pudo alcanzar la unidad, puesto que en la región cercana a Cuayuca se encontraron metapelitas con granate pero de grano un poco más grueso.

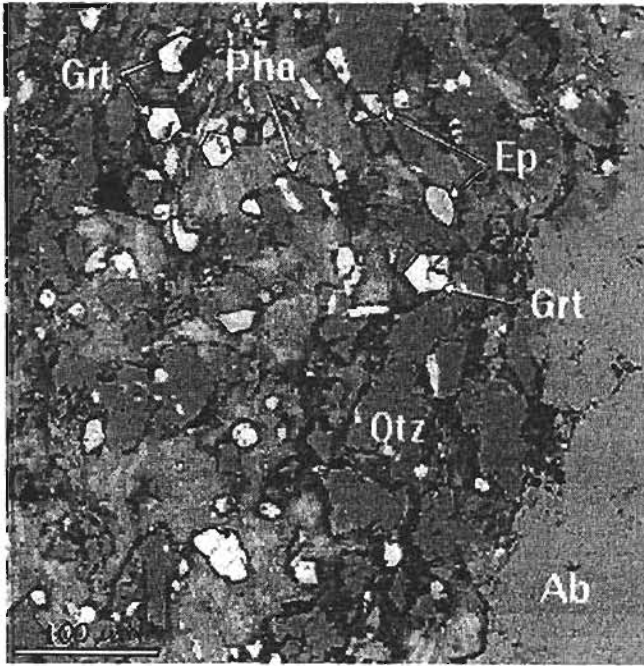


Figura 133. Fotografía en microsonda electrónica de filita de la formación El Rodeo. Se aprecian granates pequeños euhedrales (Grt) de color blanco, epidotos esferoidales (Ep) de color gris claro, cuarzo (Qtz) y micas. A la derecha puede apreciarse una vetilla de albita. La escala se muestra en la parte inferior izquierdo y corresponde a 100 μm .

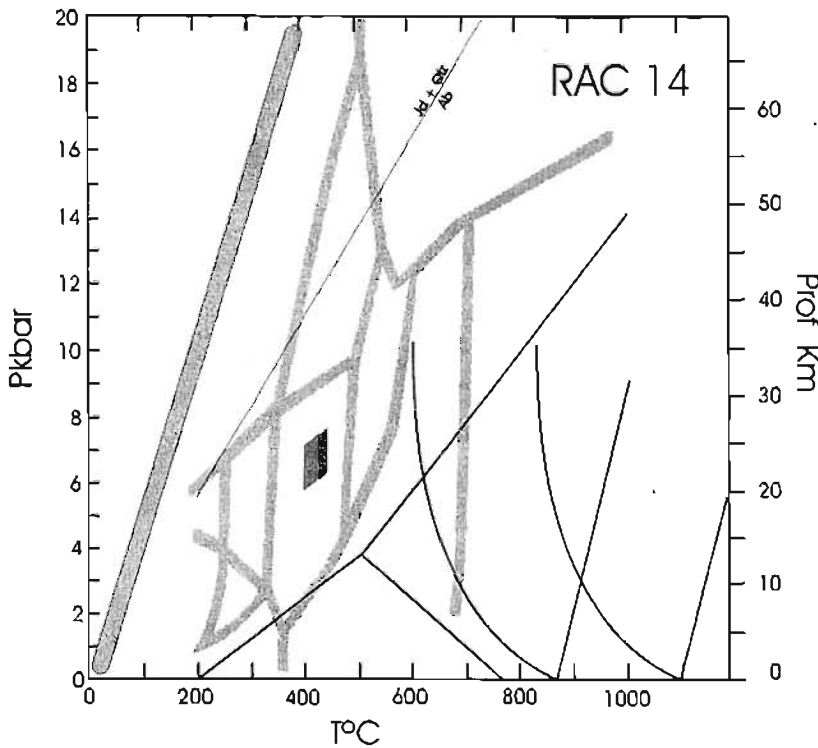


Figura 127. Diagrama P-T para filita de la formación El Rodeo. El rectángulo muestra las condiciones indicadas por el geotermómetro de Ms-Grt de Green y Hellman (1984) y el geobarómetro de la fengita de Massonne y Schreyer (1987). El polígono se ubica en la parte central-superior de la facies de esquisto verde.

3.6. Granito La Noria

No se realizó un estudio termobarométrico en rocas de esta unidad, los minerales metamórficos presentes en sus rocas son minerales de alteración, principalmente clorita y sericito. Dichos minerales se formaron a partir de los minerales ígneos al tiempo que ocurría un evento de

metamorfismo dinámico D1_{UN}. Los feldespatos sufrieron una transformación casi total a sericita que se orientó ayudando a formar la foliación milonítica. Donde se observan cristales de feldespatos (incluyendo plagioclasa), los únicos indicios de deformación son extinción ondulante y microfracturas. Por su parte, el cuarzo presenta fuerte extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica que forma mantos de cristales pequeños de cuarzo que producen porfidoclastos tipo σ . La calcita sufre un microplegamiento de sus maclas y microfracturamiento.

Aunque el comportamiento de los minerales ante la deformación depende de las condiciones de temperatura, se ha señalado que éste no es el único factor que determina dicho comportamiento; también influyen la tasa de deformación, los esfuerzos diferenciales y la presencia de agua en la red y a lo largo de los límites de granos (Passchier y Trouw, 1998). No obstante, se considera un rango de temperaturas entre 300 °C y 400 °C como posible, durante la etapa de metamorfismo dinámico de este granitoide. Tal estimación se basa en que es en dicho rango donde el deslizamiento y arrastre de dislocaciones se vuelve importante. El mecanismo citado se manifiesta como una deformación intracristalina del mineral que adquiere formas elongadas. Según Stipp et al. (2002), quienes estudiaron detalladamente el comportamiento del cuarzo a temperaturas distintas en un régimen de deformación, las estructuras de 'núcleo y manto' como las observadas en los cuarzos de las rocas más deformadas de esta unidad, se producen en la interfase de la 'zona de recristalización con entrantes' (*bulging recrystallization zone*) y la 'zona de recristalización por rotación de subgranos'. Los autores ubican dicha zona de transición entre 380 °C y 440 °C. Los entrantes se producen por un mecanismo de recristalización dinámica denominada 'recristalización por migración de límite de grano' según Passchier y Trouw (1998).

Para estimar la profundidad en que ocurrió el metamorfismo podemos recurrir a la ecuación de gradiente geotérmico propuesta por Spear (1995):

$$T = \frac{AD^2}{2k} + \frac{Q^*z}{k}$$

donde A es la producción de calor; Q* es el influjo de calor en la interfase manto-corteza; D es el espesor de la corteza; k la conductividad termal y z la profundidad de dicha temperatura. Si se sustituyen los valores dados en Spear (1995; p. 37) para una geoterma de estado estable y para una geoterma con alta conductividad termal, asumiendo en ambos casos un espesor

cortical de 35 km (espesor cortical promedio) y la temperatura de 420 °C, se deducen profundidades entre 13 y 13.85 km respectivamente. Los rangos de presión y temperatura estimados para el metamorfismo del granito La Noria se muestran en la Figura 128.

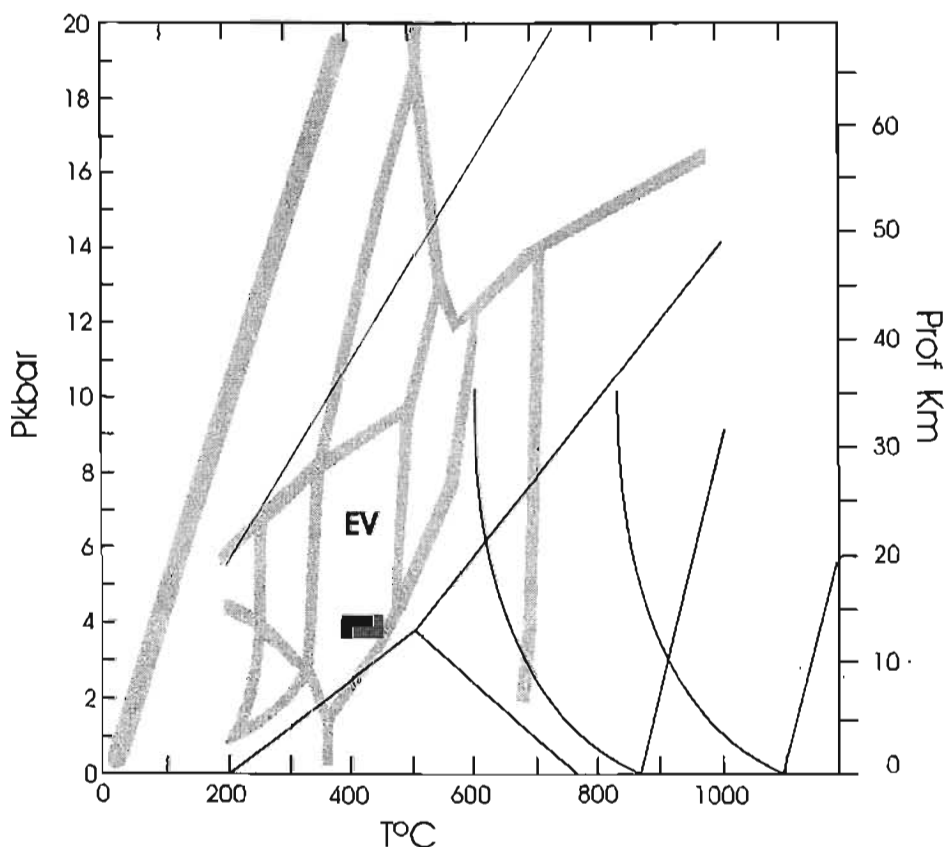


Figura 128. Diagrama P-T donde se muestran las condiciones probables en que ocurrió el metamorfismo del granito La Noria. El cálculo de la temperatura se basa en la temperatura establecida para los cambios en la deformación del cuarzo (según Stipp et al., 2002), mientras que la presión se basa en estimaciones de la profundidad tomando en cuenta la ecuación del gradiente geotérmico, en una corteza de 35 km de espesor y con modelos de gradiente geotérmico en estado estable y con alta conductividad térmica (según ecuaciones y datos de Spear, 1995). Las temperaturas varían de 380 °C a 440 °C y les corresponden presiones entre 3.6 y 4.2 kbar (profundidades entre 12.5 y 14.5 km).

3.7. Formación Tecomate

No se realizaron estudios geotermométricos en las rocas de esta unidad. Una aproximación de la temperatura en que ocurrió el metamorfismo dinámico puede obtenerse mediante el estudio de los minerales deformados y sus estructuras. Por ejemplo, las metacalizas presentan gránulos originales los cuales han sido elongados durante la deformación. Estos gránulos de calcita desarrollan maclas entrecruzadas relativamente gruesas y en ocasiones dobladas (Figura 129).

Este tipo de maclas ha sido clasificada como 'tipo III' por Burkhard (1993) quien menciona que se requiere una temperatura mayor a 200 °C para su desarrollo. Debido a que las rocas calcáreas aún preservan gránulos originales de calcita (Figura b) en la matriz de grano fino, es claro que la recristalización dinámica ha sido limitada, Weber et al. (2001) interpretan que la recristalización dinámica total de la calcita ocurre a temperaturas mayores a 300 °C.

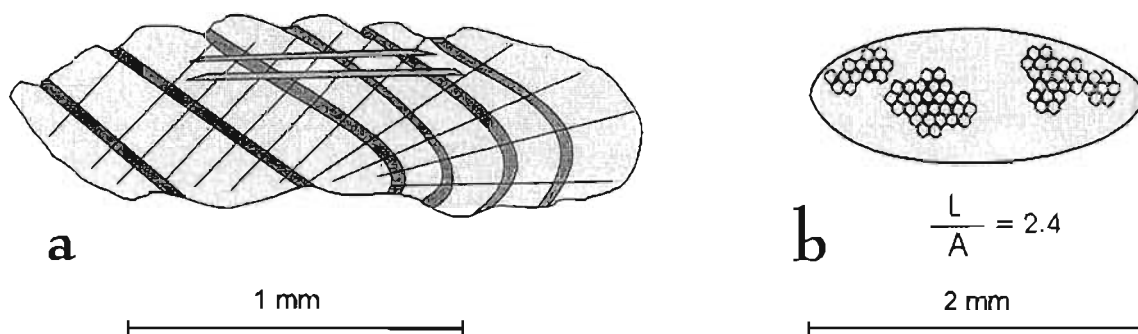


Figura 129. Gránulos de calcita en metacaliza de la Formación Tecomote: a) Esquema que muestra un gránulo de calcita en caliza milonítica de la Formación Tecomote, se pueden apreciar al menos tres familias de maclas una de las cuales ha sido doblada y otra refractada; b) Gránulo parcialmente recristalizado proveniente de fósiles, en su interior se observan remanentes de estructura fósil. El gránulo que se muestra en a es considerado como de tipo III en la clasificación de Burckhard (1993).

Los gránulos de cuarzo dispersos en la caliza milonítica muestran extinción ondulante, algunos granos presentan también desarrollo de subgranos y recristalización dinámica incipiente. No obstante, es muy difícil asegurar si la recristalización dinámica ocurrió durante el evento de metamorfismo dinámico o es una microestructura heredada del grano.

En una lámina delgada de un guijarro de granito del conglomerado cercano a la base de la unidad se observó una textura granular y una deformación que se caracteriza por doblamiento de maclas de plagioclasas, extinción ondulante de dichos minerales y del cuarzo, y recristalización por 'entrantes' cuando dos feldespatos están en contacto. También existe recristalización dinámica del cuarzo en los bordes de algunos granos. No hay formación de estructuras de 'núcleo y manto', ni hay matriz discernible. Se forman algunas antiperititas con forma de flama, consistentes de listones de feldespato en plagioclasa. Se ha mencionado que estas características se producen en condiciones de grado bajo (300 °C a 400 °C) según Passchier y Trouw (1998).

Las pizarras de la unidad tienen un grano muy fino, siendo los cristales mayores gránulos de cuarzo detrítico que muestran extinción ondulante y cierta elongación, pero no subgranos ni recristalización dinámica. Dichos granos tienen un tamaño aproximado de 0.05 mm. La matriz en esas rocas está formada por micas más finas que el cuarzo, algunas son de color café claro y le dan la coloración a la roca. Es probable que estas micas sean estilpnomelano, pero debido a su grano muy fino no se pudo establecer con precisión. Además, hay intercalada clorita muy fina y cristales escasos de muscovita.

Tomando en consideración todos los factores antes mencionados se puede establecer, de manera tentativa, un rango de temperaturas activas durante la deformación de los minerales que conforman las rocas de la Formación Tecomate. El límite inferior es marcado por la temperatura en que se desarrollan maclas relativamente gruesas en calcita y dichas maclas son dobladas (maclas tipo III). Según Burkhard (1993) esto ocurre a temperaturas mayores a 200 °C. Weber et al. (2001) señalan que a temperaturas mayores a 300 °C la recristalización dinámica de la calcita es avanzado desapareciendo las estructuras primarias (como oolitos). Esto no ha ocurrido todavía en las rocas del área. No obstante, para que ocurra recristalización dinámica del cuarzo y doblamiento de maclas en plagioclasa con leve recristalización de borde (como en los cantos del metaconglomerado), se menciona que debieran alcanzarse temperaturas entre 300 °C y 400 °C (Passchier y Trouw, 1998). Por todo lo anterior, se estima que la temperatura de deformación de estas rocas se ubica en un rango de 200 °C a 350 °C. Con un gradiente geotérmico normal, y utilizando la ecuación y parámetros de Spear (1995) citados antes (subcapítulo 9.5.), la profundidad correspondiente a dichas temperaturas va de 11.5 a 6.5 km que equivalen a una presión de 3.5 a 2 kbars (Figura 130).

Cabe aclarar que la deformación y el metamorfismo dinámicos que afectan a la Formación Tecomate son heterogéneos, existiendo regiones donde rocas correlacionables y de hecho, quizás de la misma unidad original, no muestran huellas de metamorfismo, tan sólo presentan una deformación por flexión y por cizalla frágil (pliegues subsociales y fallas inversas), como es el caso de la secuencia al oriente del poblado Los Hornos. En ese sentido, la temperatura en que ocurrió la deformación fue también heterogénea, incluso pudo serlo al nivel de la zona de cizalla que afectó a la Formación Tecomate. Esto quiere decir que las transformaciones mineralógicas durante la deformación pudieron ser facilitadas por fluidos que circularon

preferentemente por ciertos planos donde la temperatura fue más alta que en las zonas aledañas.

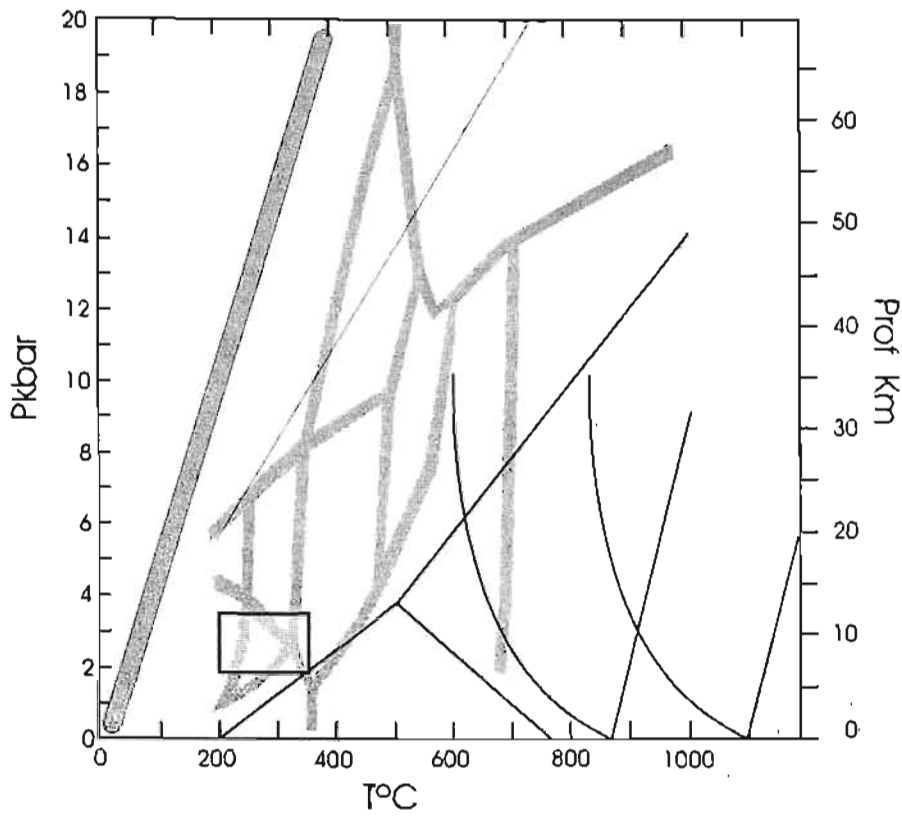


Figura 130. Rango probable de condiciones de metamorfismo para la Formación Tecomate. La estimación se basa en las microestructuras presentes en los granos deformados de calcita, cuarzo y plagioclasa. La presión se ha estimado tomando en cuenta un gradiente geotérmico normal. La mineralogía y el tamaño de grano en pizarras son consistentes con dicho rango de temperaturas.

4. Geocronología

4.1. Metodología

Las determinaciones geocronológicas en este trabajo se realizaron con el método de abrasión por láser utilizando un ICP-MS (*inductively coupled plasma mass spectrometer*) en el laboratorio de Geocronología de U-Pb en la Universidad de Arizona. El aparato citado está equipado con nueve colectores faraday, un detector axial *Daly* y 4 canales contadores de iones. La sonda está equipada con un sistema para abrasión láser *New Wave DUV 193*, el cual tiene una emisión de longitud de onda de 193 nm.

La metodología seguida fue la siguiente: aproximadamente de 10 a 20 kg de muestra fueron colectados y procesados utilizando los métodos típicos de trituración, molienda, separación por densidad y separación magnética, como es descrito por Gehrels (2000). Todo esto se realizó en los laboratorios de la Universidad de Arizona. Los zircones euhedrales >80 micras fueron preparados en un montaje de resina epóxica a la cual se agregaron cristales de zircón con una edad bien establecida (estándar) así como un vidrio de composición isotópica conocida (NIST 610 Glass). El vidrio se utilizó para monitorear las concentraciones de Th y U. Los análisis de zircón se realizaron utilizando un rayo de 50 micras de diámetro, con una energía de salida de ~32 mJ y repeticiones de 8 hz. Cada análisis consistió en una integración de 20 segundos en los fondos (picos centrales sin disparo de láser) e integraciones de 20 picos de 1 segundo con el láser disparando. La profundidad de cada hueco erosionado es de ~ 20 micras. La configuración del colector permite medidas simultáneas de ^{204}Pb en un multiplicador secundario de electrones, mientras que ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U son medidos con los detectores Faraday. Todos los análisis se realizaron en modo estático. El procedimiento analítico se detalla en Dickinson y Gehrels (2002). El fraccionamiento interelemental durante el análisis fue monitoreado analizando fragmentos de un gran zircón concordante cuya edad, de 564 ± 4 Ma (Dickinson y Gehrels, 2002), era conocida mediante ID-TIMS. Este zircón de referencia fue analizado una vez por cada tres zircones de la muestra analizada en el caso de una roca magmática y una vez cada cinco zircones para una roca detrítica. Debido a que con este método se miden cantidades muy reducidas de material de cada zircón, en general los errores en la medición del isótopo ^{207}Pb son altos para edades <1.0 Ga. Por lo dicho antes, cuando se analiza la concordancia de los datos obtenidos, que se obtiene según la fórmula:

$$100 - \left[\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} \div \frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{207}\text{Pb}^*} \right] \times 100$$

la mayoría de los datos resultan discordantes. No obstante, sus curvas respectivas de error cortan la concordia. Las edades se consideran confiables si cinco o más análisis realizados en diferentes granos producen edades ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ o ${}^{206}\text{Pb}/{}^{207}\text{Pb}$ que se traslapan (Talavera et al. en prensa). Esta estrategia se usa debido a la baja precisión de las edades ${}^{206}\text{Pb}/{}^{207}\text{Pb}$ para granos jóvenes, haciendo que el grado de concordancia/discordancia sea un criterio inadecuado para determinar la confiabilidad. El agrupamiento, se considera un mejor criterio que la concordancia para la estimar la confiabilidad, debido a que, en sistemas jóvenes, la pérdida de Pb y la herencia pueden crear edades concordantes que son significativamente más jóvenes o más viejas que las edades verdaderas. Tales análisis pudieran ser concordantes pero no definirían un grupo, y por lo tanto, deberían ser rechazadas por ser poco confiables (Talavera et al., en prensa). Estudios comparativos usando las técnicas de TIMS y LA-ICPMS (ej. Valeriano et al., 2004), han demostrado que las edades ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ obtenidas con LA-ICPMS en zircones concordantes jóvenes (anteriores a 1.0 Ga) son suficientemente cercanas a las edades TIMS para ser consideradas confiables. Talavera et al. (en prensa) dataron dos muestras magmáticas del Complejo Acatlán que habían sido previamente datadas por otros autores: una muestra de los Granitoides Esperanza en su localidad tipo, la cual fue datada por 440 ± 14 Ma por Ortega et al. (1999) usando U-Pb TIMS; y un granito de los Diques San Miguel, el cual había sido datado en 172 ± 1 y 175 ± 3 Ma por Yáñez et al. (1991) usando Sm-Nd (granate-roca total) y Rb-Sr (mica blanca-roca total), respectivamente, y en 171 ± 1 Ma por Keppie et al. (2003b) usando U-Pb TIMS. Los resultados obtenidos por Talavera et al. (en prensa) usando LA-ICPMS fueron de 442 ± 5 Ma ($n=34$) para el Granitoide Esperanza y 173 ± 3 Ma ($n=20$) para el Dique San Miguel (*weighted mean ages*). Ambas edades están dentro del rango de error de las edades producidas por otros métodos. Los gráficos de probabilidad de edad usados en este estudio se hicieron usando la edad ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ para zircones jóvenes (<1.0 Ga) y la edad ${}^{206}\text{Pb}/{}^{207}\text{Pb}$ para granos más viejos (>1.0 Ga). En granos viejos, los análisis con $>20\%$ de discordancia o $>10\%$ de discordancia inversa, se consideraron no confiables y no se utilizaron. Los gráficos de probabilidad de edad, edades concordia y edades de media ponderada, fueron calculadas usando la definiciones y criterios propuestos por Ludwig (2003).

4.2. Edades obtenidas en el Complejo Acatlán

Dique granítico de Mimilulco

Se realizó la determinación geocronológica del dique metagranítico que corta a la Formación Xayacatlán en las vecindades de Mimilulco. Estos diques se han descrito en la sección 2.2.1.

En esta muestra se analizaron 27. De estos se utilizaron 19 con las edades más jóvenes para obtener una edad media ponderada de 460.5 ± 8.5 Ma (Figura 131). Los datos completos se muestran en la Tabla 1 del anexo B. El error en este caso es calculado por la fórmula:

$Z_0 = (S/n^2)$ donde Z_0 es un valor establecido dependiente del grado de confianza para una distribución normal (para un grado de confianza del 95 % el valor es 1.96); S es la desviación estándar, y n es el número de datos.

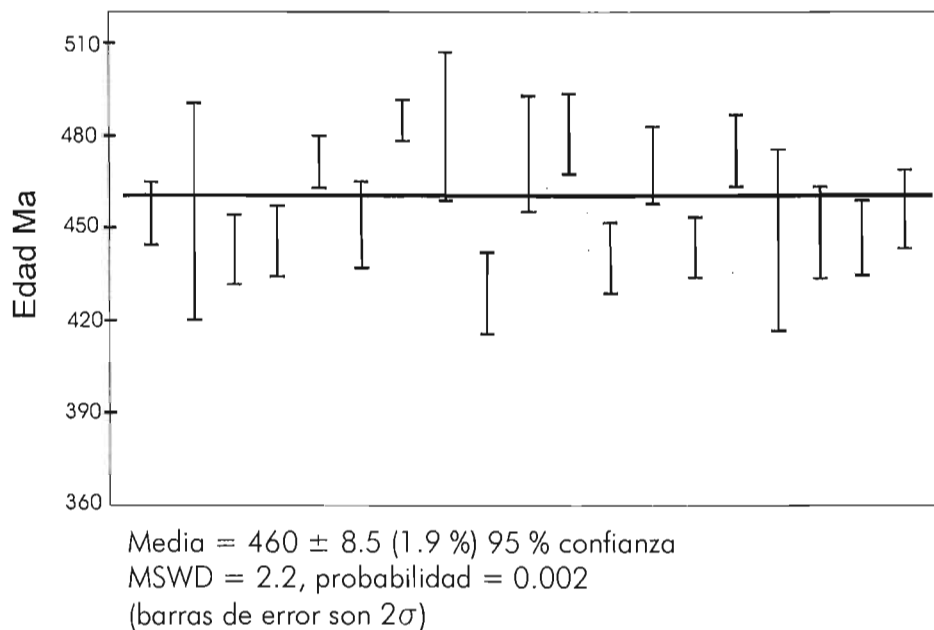
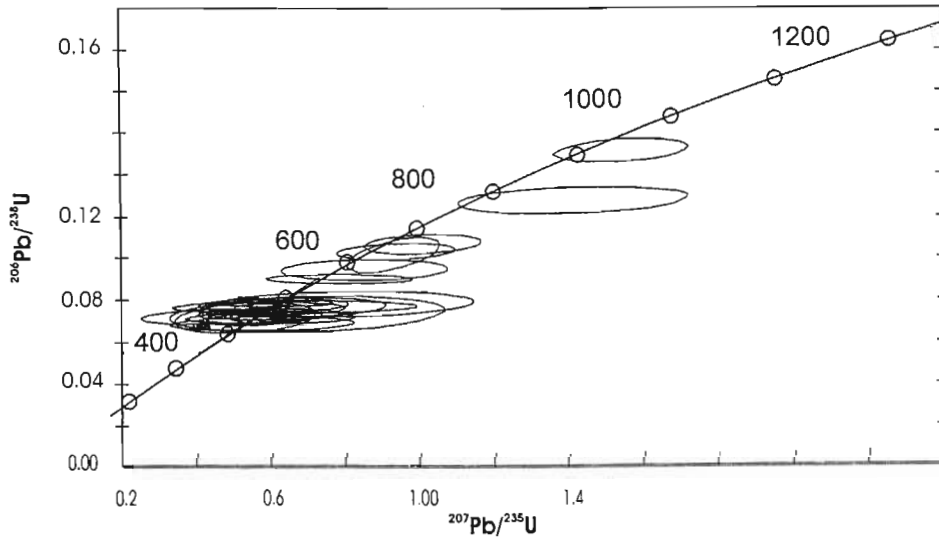


Figura 131. Edad media ponderada calculada de los datos obtenidos y sus errores (2σ).

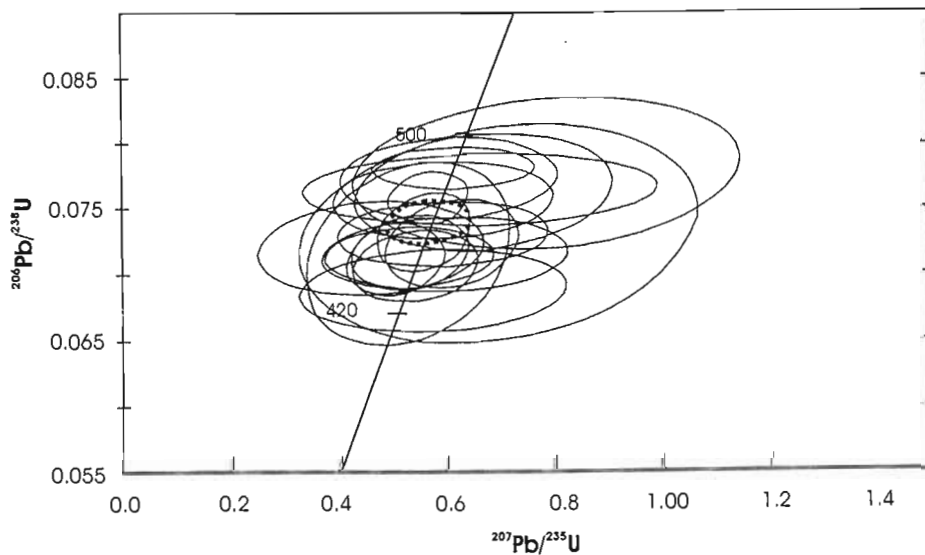
En la Figura 132 se puede apreciar un diagrama de concordia Pb/U para todos los zircones analizados. La Figura 133 muestra un acercamiento a la zona con la mayor concentración de edades jóvenes. La edad magmática obtenida es de 460.4 ± 2.5 Ma con una MSWD¹ de concordancia de 0.13 y una probabilidad de concordancia de 0.72 (1 significa 'mean squared weighted deviates'), esto es, una media obtenida por mínimos cuadrados ponderados, la cual es la suma de los cuadrados de las separaciones de cada punto de la línea de regresión, o suma de X^2 , dividida entre los grados de libertad o números de datos puntuales -2 ; si la MSWD

< 2.5 define una isócrona, si es > 2.5 una errócrona (Brooks et al., 1972). Para el análisis de los datos se utilizó el programa Isoplot (Ludwig, 2003) que usa el algoritmo de York (1969) para la regresión, mientras que los errores son calculados utilizando el algoritmo (estimación de probabilidad máxima) de Titterton y Halliday (1979).



Las elipses de error de los datos puntuales tienen el 68.3 % de confianza

Figura 131. Diagrama de concordia U-Pb para las edades obtenidas.



Edad concordia = 460.4 ± 2.6 Ma
 (1σ , errores incluidos de la cte. decaim.)
 MSWD (de concordancia) = 0.13
 Probabilidad de concordancia = 0.72

Las elipses de error de los datos puntuales tienen el 68.3 % de confianza

Figura 132. Diagrama de concordia U-Pb para el cúmulo de edades más jóvenes. El círculo punteado marca la zona de mayor convergencia de datos con sus errores respectivos.

Lo significativo de la edad obtenida es que el dique de metagranito fechado corta a la Formación Xayacatlán y contiene xenolitos de dicha unidad con un metamorfismo de presión alta preexistente (la foliación de los xenolitos es transversal a la foliación del dique) (Figura 134). Así, la edad de este dique post-data un evento de metamorfismo de alta presión que afectó a la Formación Xayacatlán. Asimismo, predata o es contemporáneo con un evento de metamorfismo dinámico que produce una foliación milonítica paralela a $S4_{xo}$ de Xayacatlán ($S1$ en el dique).



Figura 134. Xenolitos de micaesquistos de grano grueso pertenecientes a la Formación Xayacatlán en dique metagranítico que corresponde a la muestra RAC 101. Un esquema de esta fotografía se muestra en la Figura 142.

Gneis augen de Santa Cruz Organal

Se realizó la determinación de edad de un gneis augen de la región de Santa Cruz Organal. Este gneis, que es descrito en la sección 2.2.3.1., intrusión a rocas metasedimentarias (micaesquistos) de la Unidad Santa Cruz Organal (Figura 58). Asimismo, gneises de este tipo y de la misma región, se analizaron mediante microsonda electrónica, obteniéndose la química mineral. Con dichos análisis, se pudieron determinar las condiciones metamórficas de estas rocas, indicando que se metamorfosearon en las condiciones de la facies de eclogita de temperatura media (clasificación para rocas básicas de Peacock, 1993).

En esta muestra se analizaron 60 zircones, los datos se muestran en la Tabla 2 del anexo B. Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas varían entre 421 y 1397 Ma. Con las 23 edades más jóvenes y sus errores 2σ , se calculó una edad media ponderada de 438.8 ± 6 Ma (error de 1.4 %) con

un 95 % de confianza (Figura 135). Tomando en cuenta los errores al azar y los errores sistemáticos la edad a reportar es de 440 ± 15 Ma, que implica un error real de 3.4%.

Tomando esta edad como intercepta inferior, se calculó una edad de 1233 ± 38 Ma para la intercepta superior, con una MSWD de 3.4. Todos los datos se muestran en la Figura (136).

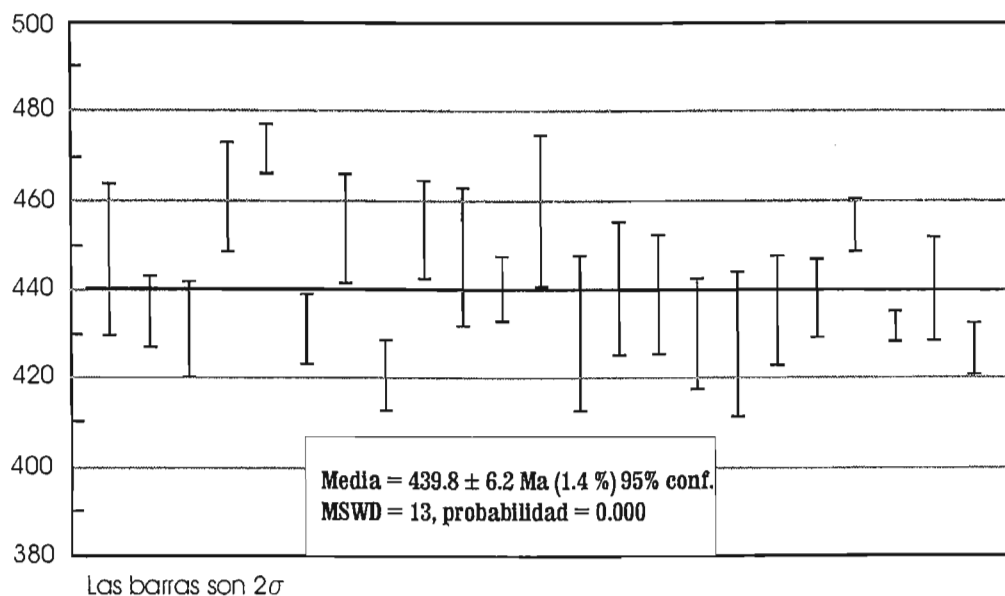


Figura 135. Edad media ponderada para la muestra RAC 190, gneis augen de la región de Santa Cruz Organal.

La edad obtenida coincide exactamente con la obtenida por Ortega et al. (1999) en gneises augen de la localidad tipo de los Granitoides Esperanza (km 292 carretera México-Oaxaca), así como con la edad de 442 ± 5 Ma obtenida por Talavera et al. (en prensa) en un gneis augen de la misma localidad que la de Ortega et al. (1999). Esta edad es significativa, porque implica que los gneises augen fueron metamorfoseados en la facies de eclogita posteriormente al Silúrico Temprano, edad de su emplazamiento.

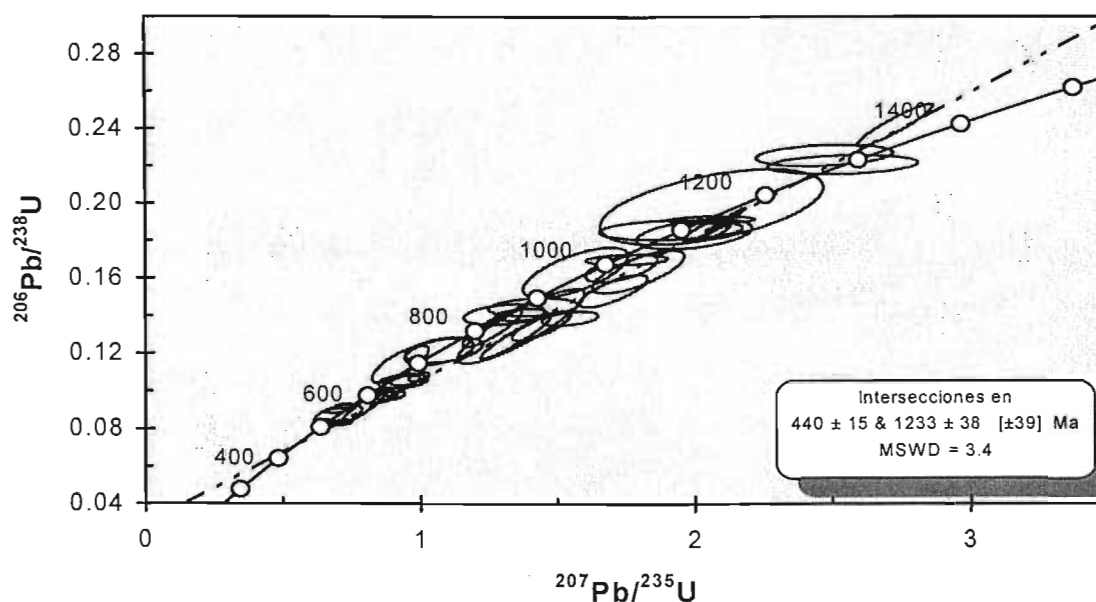


Figura 136. Diagrama de concordia para la muestra RAC 190, se muestran sólo las elipses de las edades heredadas, es decir, no se incluye el cúmulo más joven, con el que se obtuvo la edad ponderada citada en la Figura 135.

Dique leucocrático de la región de Santa Cruz Organal

También fue analizado un dique leucocrático de la región de Santa Cruz Organal. Estos diques son descritos con detalle en la sección 2.2.3.4., intrusionan a los gneises augen, metasedimentos y a diques básicos que conforman la suite de los Granitoides Esperanza. Estos diques fueron analizados con microsonda electrónica y el contenido de Si de sus fengitas indica una menor presión de formación (o reequilibrio) para las fengitas de los diques que para la fengita de sus rocas encajonantes.

En esta muestra se recuperaron pocos zircones y sólo se analizaron 21. Las edades fluctuaron entre 366 a 1140 Ma, los datos completos se pueden ver en la Tabla 3 anexo B. Con las 12 edades más jóvenes se obtuvo una edad media ponderada de 372.3 ± 3.4 Ma (error de 0.92%) con un grado de confianza del 95% y una MSWD de 0.72. Tomando en cuenta los errores al azar y los errores sistemáticos la edad a reportar es de 372 ± 8 implicando un error real de 2.15 %.

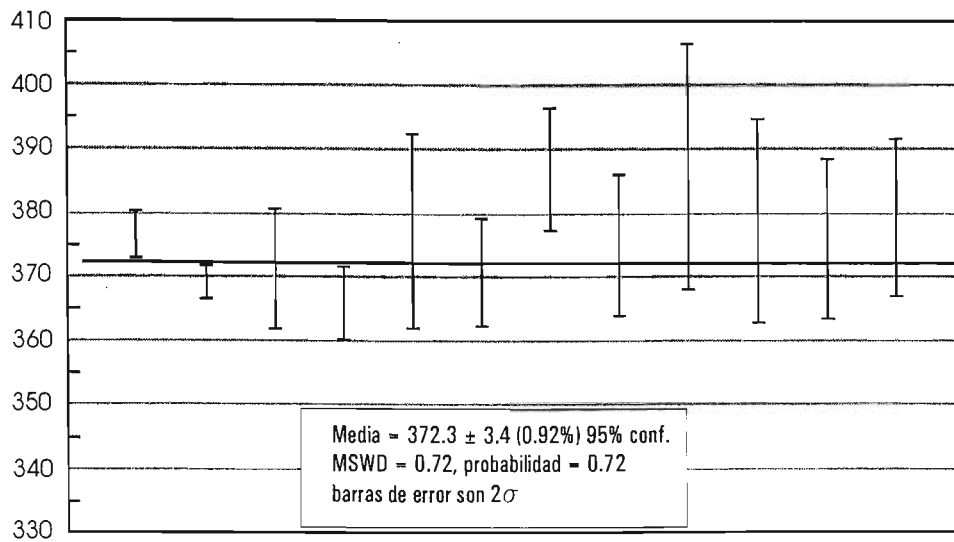


Figura 137. Edad media ponderada para la muestra RAC 195. Dique de leucogranito milonitizado de la región de Santa Cruz Organal.

Lo significativo de esta edad, si los datos de barometría son correctos, es que este dique postdataría el metamorfismo de facies de eclogita de los gneises augen, de sus rocas encajonantes (micaesquistos) y de los diques básicos que los cortan (eclogitas). Asimismo, señalaría el tiempo de un evento tectónico que provocó el levantamiento de las unidades que conforman a los Granitoides Esperanza.

Cuarcita de la Unidad Santa Cruz Organal

Mediante el mismo método radiométrico se realizó un análisis de una cuarcita de la Unidad Santa Cruz Organal. Estas rocas se describen con mayor detalle en la sección 2.2.3.2. Son intrusionadas por los gneises augen de los Granitoides Esperanza, en los que se observan localmente como xenolitos. En esta muestra (RAC 192) se analizaron un total de 62 centros de zircones obteniéndose una edad máxima de 719 Ma a partir del grupo de zircones más jóvenes (5 datos). En la Figura 138 se muestra una gráfica de probabilidad relativa de edades de zircones detríticos. En dicha gráfica se aprecian varios picos probabilísticos, los principales son grenvillianos, pero hay dos un poco más antiguos.

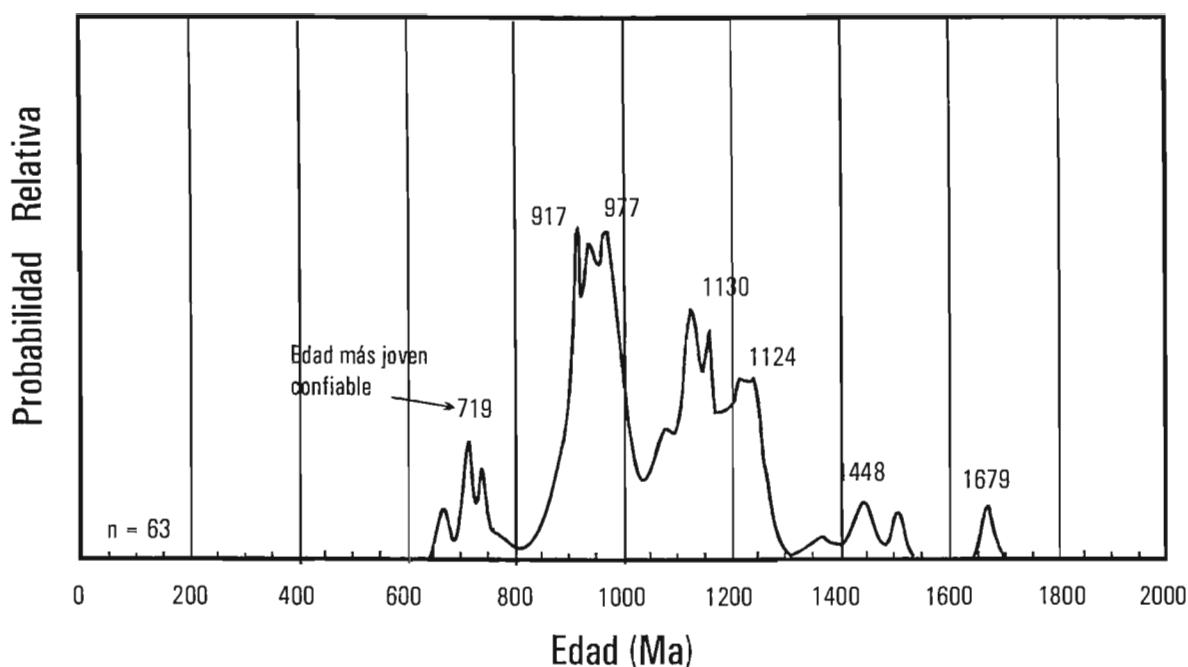


Figura 138. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de la muestra RAC 192, correspondiente a una cuarcita de los metasedimentos de la Unidad Santa Cruz Organal.

Lo significativo de esta muestra es que indican la edad máxima posible para los sedimentos de la Unidad Santa Cruz Organal, es decir, 719 Ma (Proterozoico Tardío). También indican las edades de las rocas que se estaban erosionando para producir estas rocas sedimentarias, las cuales eran principalmente grenvillianas (Proterozoico Medio) y en menor proporción, del Proterozoico Temprano.

Cuarcita de la formación El Rodeo

Mediante el mismo método se realizó un análisis de una cuarcita de la formación El Rodeo correspondiente a la muestra RAC180. La muestra se tomó de una localidad cercana al pueblo de El Rodeo. Estas rocas se describen con mayor detalle en la sección 2.3. Se trata de cuarcitas intercaladas con filitas y micaesquistos de grano fino, así como con metabasitas. En esta muestra se analizaron un total de 86 zircones obteniéndose una edad máxima de 1000 Ma aunque hay dos datos de 715 y 718 Ma. En la Figura 139 se muestra una gráfica de probabilidad relativa de edades de zircones detríticos. En dicha gráfica se aprecia que el pico principal es grenvilliano (1170 Ma) pero también hay grupos con moda de 1775 Ma y 1846 Ma. Estas edades se han encontrado en el Orógeno Trans-Hudsoniano (p. ej. Zwanzig, 1999) pero también se han reportado edades similares en la provincia Río Negro-Juruena en Amazonia (p. ej. Cawood et al., 2003).

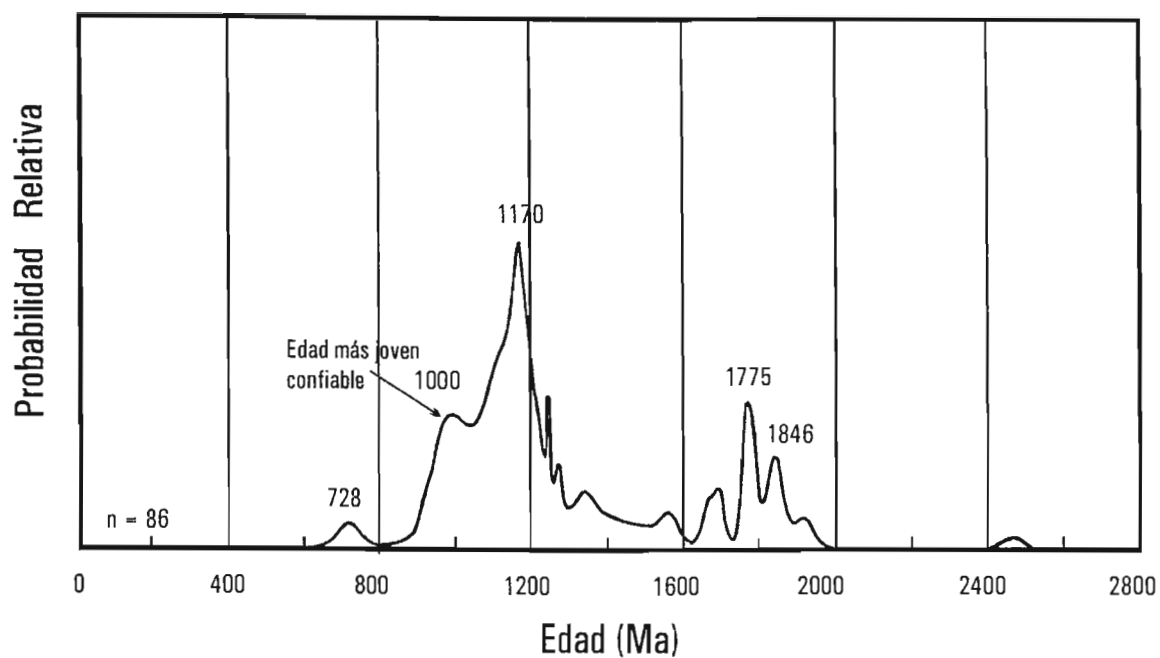


Figura 139. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de la muestra RAC 180, correspondiente a una cuarcita de los metasedimentos de la formación El Rodeo.

5. Análisis estructural

5.1. Macro-estructuras

Antes de emprender el análisis detallado de las estructuras de escala de afloramiento, muestra de mano y microscópicas, iniciaré este capítulo describiendo de manera general macro-estructuras que he deducido del análisis de los mapas regionales publicados, sobre todo los de Ramírez (2001) y Ortega et al. (1999). Esto es debido a que estas estructuras afectan y modifican a las estructuras preexistentes y es necesario conocerlas para tomar en cuenta sus efectos en las actitudes de estructuras previas. En los mapas regionales donde aflora el Complejo Acatlán puede apreciarse que las estructuras mayores del área son grandes pliegues anticlinales y sinclinales que tienen rumbos diversos (Figuras 140 y 141). En la región surponiente tienen rumbos 50° NE, por ejemplo, el sinclinorio de Ixcamilpa (Figura 140), pero los rumbos van cambiando progresivamente más hacia el sur, y el sinclinorio de Olinalá tiene un rumbo aproximado de 80° NE, y el anticlinorio de Ahuehutla tiene rumbo E-W. En la región central de los afloramientos de los Granitoides Esperanza (región de San Bernardo a Piaxtla), se interpreta que existe un sinclinorio denominado sinclinorio El Peñón, que incluye en la base a la Formación Xayacatlán (de Piaxtla a San José Tetla). Al oriente de este sinclinorio algunos investigadores han ubicado a la Formación Xayacatlán (Weber et al. 1997; Ortega et al. 1999) la cual sería la continuación de los afloramientos de Piaxtla, pero otros han cartografiado ahí a la Formación Tecomate (Ramírez, 2001) (que corresponde a la formación El Rodeo) y otros a la Formación Cosoltepec (Sánchez et al., 1998). Estos grandes plegamientos debieron ocurrir después del Cretácico Temprano ya que involucran a calizas de esa edad, depositadas sobre rocas sedimentarias jurásicas que a su vez sobreyacen rocas sedimentarias pérmicas (Corona et al., 1993).

Se ha propuesto que los pliegues y cabalgaduras con rumbos generales N-S que afectan a la plataforma Morelos-Guerrero, se formaron durante el evento orogénico Laramide durante el Cretácico Tardío (Hernández, 1999). La plataforma Morelos-Guerrero es una cuenca ubicada entre la cabalgadura de Teloloapan al este, mediante la cual el arco volcánico del terreno Guerrero cabalga la plataforma, y la cabalgadura de Papalutla, que sobrepone al Complejo Acatlán sobre calizas de la Formación Morelos. En este contexto, la falla de Papalutla se podría considerar como un retrocabalgamiento, favorecido por una paleotopografía que

implicaba un relieve mayor para la parte oriental del Complejo Acatlán (que actualmente aflora).

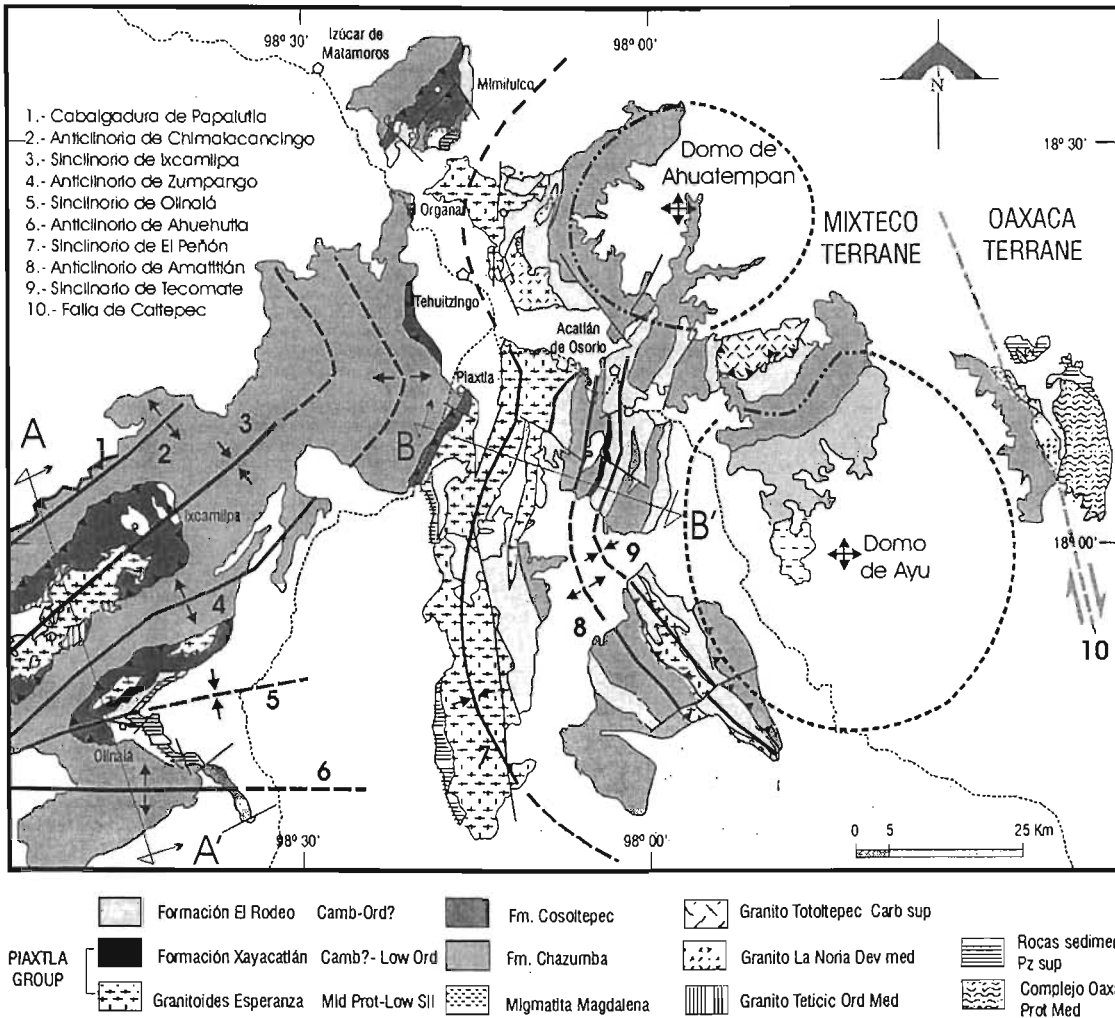


Figura 140. Mapa general donde se muestran las mega-estructuras dentro del Complejo Acatlán. La falla de cabalgadura de Papalutla al poniente y la falla de deslizamiento lateral al oriente limitan la zona de afloramientos del Complejo Acatlán. Se muestran algunos de los sinclinorios y anticlinorios mayores, así como los domos de Ahuatempan y de Ayu ubicados al oriente. (Mapa geológico base tomado de Ramírez, 2001).

Cerca (2004) argumenta sobre la existencia de un evento compresivo del Terciario Temprano (~ 57–38 Ma, Eoceno) que produjo deformación de las estructuras laramídicas, como pliegues rotados en dirección anti-horaria alrededor de ejes verticales, y replegamiento en ejes E-W, así como el levantamiento del basamento metamórfico (Complejo Acatlán) y la formación de nuevas estructuras de acortamiento, esto traducido por el desplazamiento inverso a lo largo de la falla de Papalutla y el desarrollo de fallas de deslizamiento lateral-izquierdo este-oeste y noroeste-sureste. Esta fase orogénica se considera que fue provocada por el movimiento del

bloque Chortis hacia el sureste y la exhumación del Complejo Xolapa (Cerca, 2004). Dicho movimiento produciría esfuerzos transpresivos que según el autor influyen en el movimiento anti-horario del bloque cortical formado por los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez (en sus áreas de afloramiento). Aunque Cerca (2004) argumenta a favor de un movimiento eocénico de la falla de Papalutla, tampoco descarta que hubiera movimientos previos (laramídicos) a lo largo de la misma.

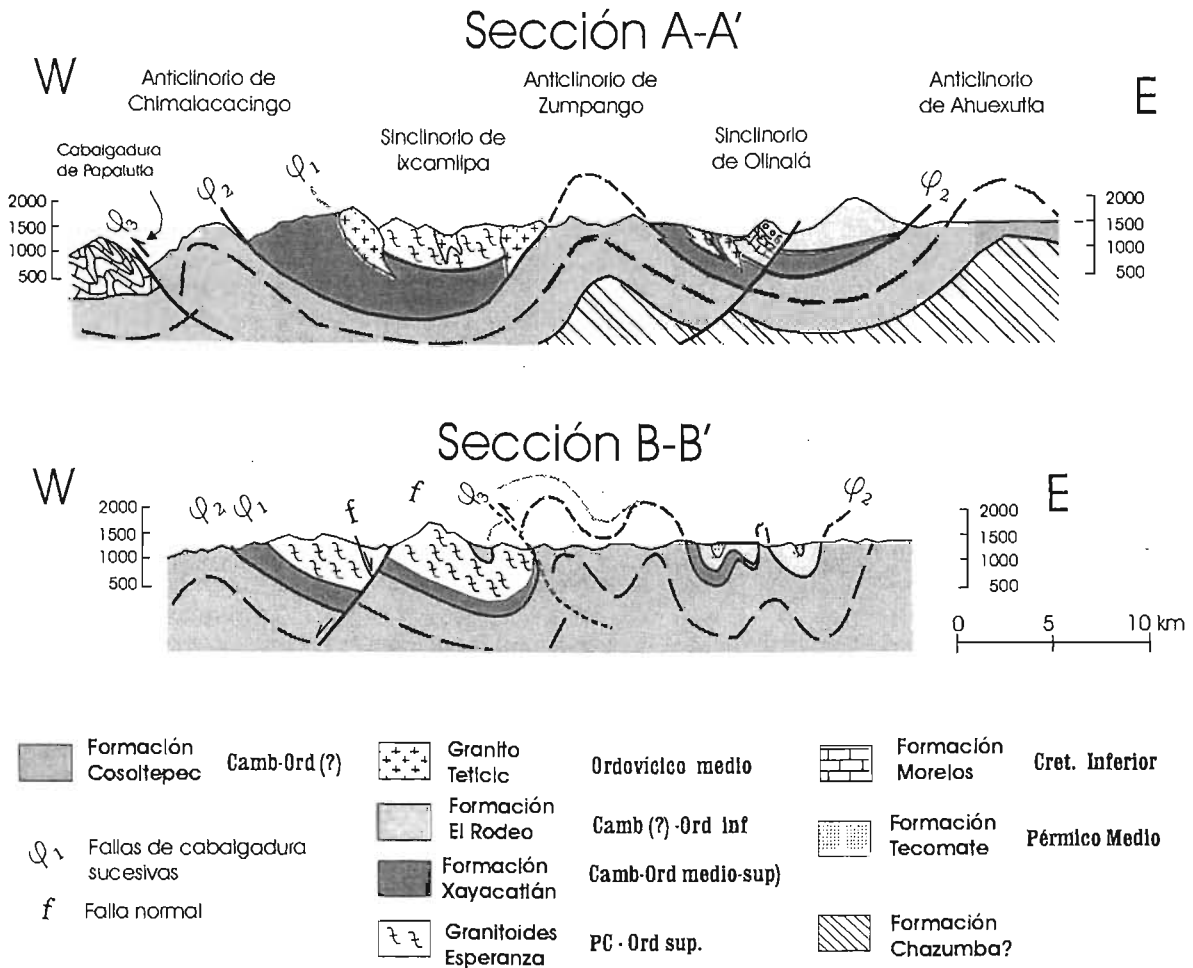


Figura 141. Secciones geológicas basadas en la interpretación de mapas geológicos previos (Farfán, 1998; Ramírez, 2001; Ortega et al. 1999; Sánchez, et al. 1998). Estas secciones son esquemáticas y se incluyen para mostrar solamente los grandes anticlinorios y sinclinorios con radio aproximado de 5 km y que se atribuyen al evento Laramide. Sin embargo, la deformación interna de cada unidad es mucho más compleja. En la sección B-B' se esquematiza el adelgazamiento hacia el oriente de los Granitoides Esperanza, también la Formación Xayacatlán se adelgaza pero todavía aflora en la región de Acatlán de Osorio.

Al oriente de la región estudiada, se han detectado dos grandes domos con diámetros de decenas de kilómetros. El domo de Ayu es evidenciado por el levantamiento cercano a su

parte central de las rocas más profundas del complejo, que corresponden a la Migmatita Magdalena. Asimismo, provoca que las unidades Migmatita Magdalena, Formación Chazumba y Formación Cosoltepec tengan una distribución aproximada E-W en la zona entre los poblados de Cosoltepec y Ayu. El domo de Ahuatempan provoca el levantamiento dómico de la Formación Cosoltepec que se aprecia claramente en los mapas geológicos (Figura 140). En dicha región, los afloramientos de la Formación Cosoltepec se elevan gradualmente desde 1400 a 1800 m de oeste a este. En mi opinión, estos domos tienen influencia mucho más al poniente, controlando los afloramientos de los Granitoides Esperanza y la Formación Xayacatlán en lugares tan distantes como Mimilulco y Piaxtla. De ser esta interpretación correcta, los afloramientos de la Formación Xayacatlán en Mimilulco, serían más directamente correlativos hacia el sur con la región de Piaxtla que con la región de Ixcamilpa.

Se interpreta que los grandes anticlinorios y sinclinorios se formaron durante la orogenia Laramide (88 a 67 Ma según Cerca, 2004), ya que afectan a rocas del Cretácico Inferior, y quizás fueron acentuados o modificados durante el Eoceno (Fase del Terciario inferior, Cerca 2004). Por la geometría, se puede deducir que los grandes plegamientos están curvados siguiendo la morfología de los grandes domos que tendrían un gran rango de influencia (cercano a 75 km). Esta estructura podría deberse a que los domos actuaron como contrafuerte para los plegamientos del evento Laramide y podrían predatar dicho evento tectónico. Debido a su magnitud, se podría especular que los domos tienen un origen desde la base de la corteza y pudieran atribuirse a emplazamientos de magmas en la interfase manto-corteza o a levantamientos isostáticos en regiones de corteza más engrosada. Un probable origen de los domos podría ser el emplazamiento de volúmenes de magma en la interfase corteza-manto, lo cual calentaría la corteza y daría lugar al proceso de migmatización y magmatismo jurásicos en la Migmatita Magdalena.

Estas mega-estructuras mesozoicas y cenozoicas modifican las actitudes de todas las estructuras anteriores, incluyendo los planos de cabalgamientos principales. Con esto en mente, procederemos al análisis de los datos estructurales recabados en las zonas estudiadas a detalle.

5.2. Deformación en la Formación Xayacatlán

Estructuras al nivel de afloramiento

El tamaño de los afloramientos de esta formación limita el rango de las estructuras que pueden observarse directamente. Los cortes de los arroyos rara vez rebasan tres metros de altura y lo más frecuente es que sean menores. En otros lugares, la cobertura de suelo oculta, parcial o totalmente, los afloramientos. Los contactos entre metabasitas y metapelitas son, en general, paralelos a la foliación. Los rumbos de las capas y foliaciones son muy variables, pero se orientan principalmente NW-NE con echados entre 20° y 80° hacia el NE y SE. En la región de San Miguel Las Minas los rumbos predominantes son al NE y los echados al SE.

Primera fase de deformación $D1_{x_a}$

La foliación más antigua reconocida en la Formación Xayacatlán es una foliación interna $S1_{x_a}$ formada por conjuntos de inclusiones alineadas atrapadas principalmente en granates, aunque en ciertas rocas también en plagioclasas (Figuras 142, 143). Los minerales que forman esta foliación son principalmente: cuarzo \pm zoisita \pm titanita, localmente también hay rutilo y minerales opacos (ilmenita). En algunas muestras pudo apreciarse que esta primera foliación fue microplegada y se desarrolló una segunda foliación fina ($S2_{x_a}$) (Figura 143 a, c, f, g). En algunos poiquiloblastos logran apreciarse dos foliaciones internas finas (la segunda de crenulación). En general los poiquiloblastos (granate, cloritoide, plagioclasa) crecieron de manera sintectónica con $S2_{x_a}$, es por esta razón que en algunas muestras se aprecia la foliación interna ($S1_{x_a}$) perpendicular a $S2_{x_a}$ (foliación externa) y en otras ocasiones se observa continua (cuando se trata de $S2_{x_a}$. $S2_{x_a}$ está generalmente rotada formando pliegues helicíficos en cristales de granate. Los minerales como inclusiones en estos granates se atribuyen al evento metamórfico $M1_{x_a}$ que corresponde a las etapas iniciales de un metamorfismo regional. De este evento sólo quedan algunos minerales como anfíbol, cuarzo, clinozoisita, zoisita, pistachita, fengita, clorita y titanita. Estos minerales están aislados como inclusiones dentro de los poiquiloblastos y se considera que otros minerales asociados con ellos reaccionaron para producir dichos poiquiloblastos. Sin mayores datos, la asignación de facies no es posible, pero debe tratarse de una facies de grado muy bajo a bajo.

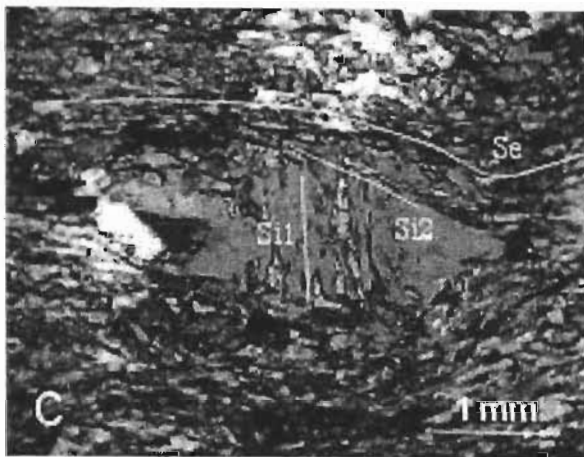
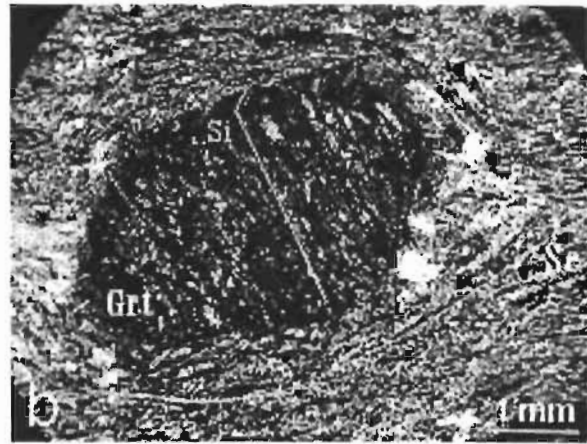
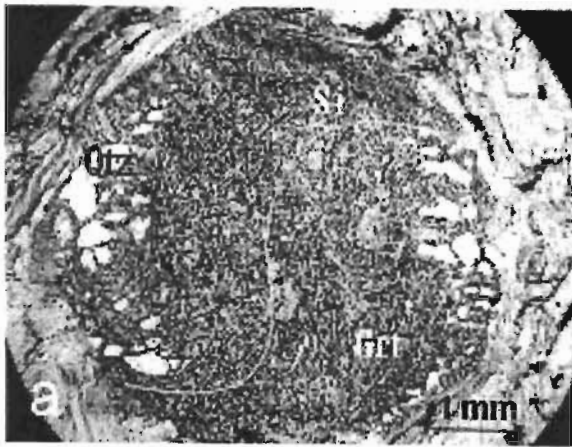


Figura 142. Fotografías con microscopio de micaesquistos y metabasitas de la Formación Xayacatlán donde se aprecia la foliación interna. a) Foliación interna con pliegues helicíticos en granate de micaesquisto (RAC 58). Si_{2x_0} en este caso está formada por cuarzo y rutilo; b) Foliación interna Si_{1x_0} en granate de metabasita. Si_{x_0} es perpendicular a la foliación externa y por lo tanto se interpreta como pretectónica de S_{2x_0} (muestra RAC 15); c) Plagioclasa elongada en la dirección de S_{2x_0} pero con una foliación interna $Si=Si_{1x_0}$ perpendicular (muestra RAC 15).

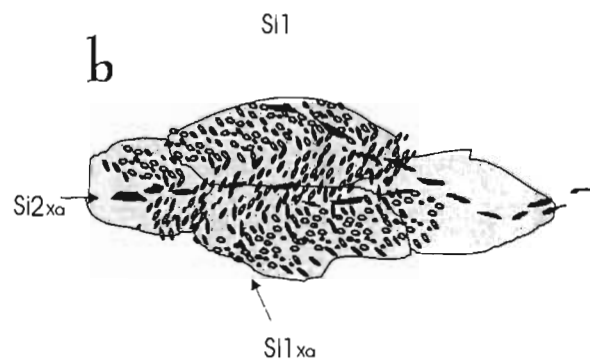
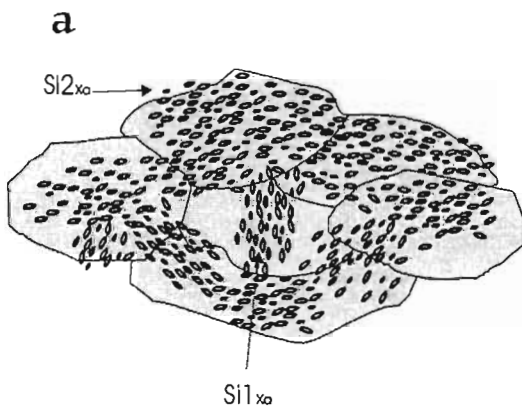


Figura 143. Esquemas de la foliación interna en rocas de la Formación Xayacatlán. a) y b) Poiquiloblastos de plagioclasa con foliaciones internas formadas por anfíbol verde-azulado, epidota (czo, zo, pist), fengita, clorita y titanita. En a) se observa Si_{1x_0} transversal a Si_{2x_0} , los poiquiloblastos de albita están elongados según S_{2x_0} . En b) se observan micropliegues de Si_{1x_0} y desarrollo de Si_{2x_0} espaciada.

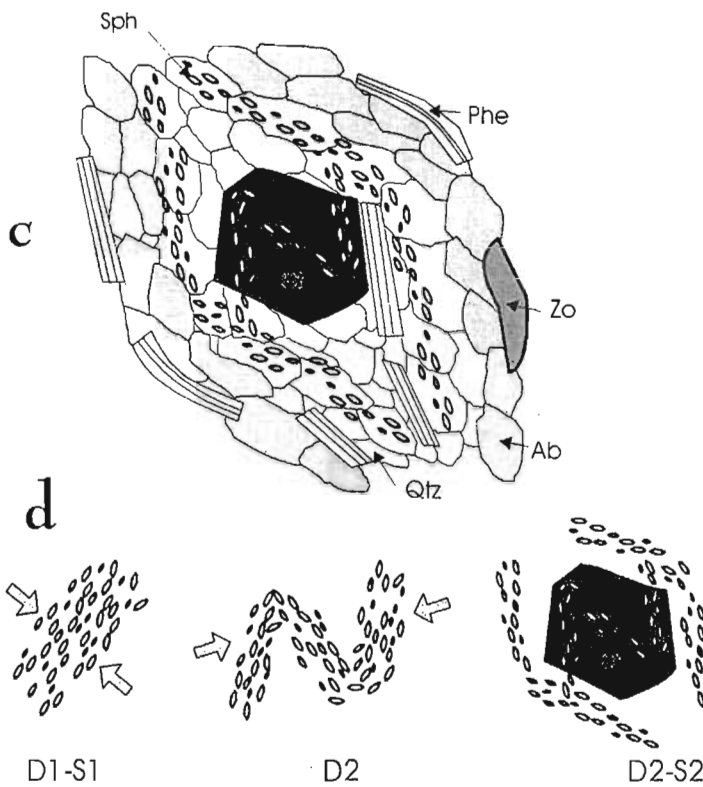


Figura 143 continuación. c) Poiquiloblasto de granate con inclusiones de titanita con pliegues helicíticos; d) Explicación del desarrollo de la textura presente en c).

Debido a que esta fase de deformación se encuentra sólo registrada en el interior de los poiquiloblastos no se tienen datos estructurales de la misma.

Segunda fase de deformación $D2_{x_0}$

La segunda fase de deformación en la Formación

Xayacatlán $D2_{x_0}$ produjo una foliación continua de grano medio a grueso $S2_{x_0}$ que es la microestructura más conspicua en las rocas de esta formación. Esta fase de deformación fue acompañada por el segundo evento de metamorfismo $M2_{x_0}$ caracterizado por asociaciones minerales de alta presión (facies de eclogita y epidota anfibolita). En los micaesquistos predominan las fengitas y constituyen la foliación principal de la roca. El granate y el cloritoide se presentan como poiquiloblastos aislados incluyendo conjuntos de inclusiones alineadas de cuarzo \pm rutilo. En las metabasitas, la foliación $S2_{x_0}$ de grano fino formada por anfíbol + granate + zoisita-clinozoisita + clorita está parcialmente incluida en plagioclasas poiquilíticas.

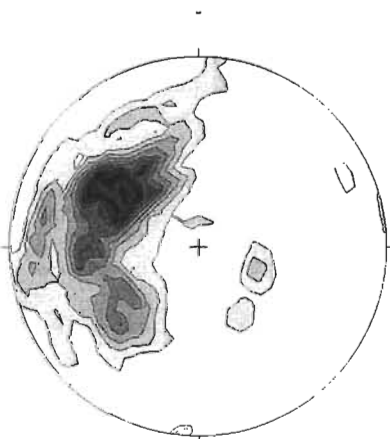


Figura 144. Datos estructurales de la foliación en la Formación Xayacatlán en Mimilulco y San Miguel Las Minas. $N= 85$; densidad máxima 10.56 en 309/48. Hay una gran dispersión de los datos pero predominan los planos con rumbos entre 20° y 40° al NE.

Tercera fase de deformación $D3_{x_a}$

La foliación $S2_{x_a}$ se encuentra microplegada isoclinalmente desarrollándose una foliación de plano axial $S3_{x_a}$ (Figura 145), la cual en la mayor parte de los afloramientos o láminas traspone $S2_{x_a}$ y se confunde con ella. Estas estructuras se produjeron durante una tercera fase de deformación dentro de la Formación Xayacatlán que corresponde a $D3_{x_a}$.

Contemporáneamente con $D3_{x_a}$ se produjo un evento de metamorfismo $M3_{x_a}$. Con este evento se asocia la formación de simplectitas y minerales coroníticos en las rocas eclogíticas tanto en la región de Piaxtla como en la de Mimilulco, las cuales tienen una morfología indicativa de crecimiento no orientado. La fábrica no orientada de los minerales de retrogresión que se observa en ciertas localidades puede deberse a que se desarrollaron en lentes no afectados por las deformaciones posteriores, ya que tanto $D3_{x_a}$ como $D4_{x_a}$ se son heterogéneas. También durante este evento se produjeron anfíboles cálcicos como Mg-hornblenda y actinolita a partir de anfíboles Ca-Na como barroisita. Asimismo, se generaron granates de segunda generación asociados con clinozoisita. Esta paragénesis ya se desglosó en capítulos precedentes y corresponde en principio a la facies de epidota-anfibolita y posteriormente a la de esquistos verde. Debido a la trasposición de las foliaciones en esta unidad, los datos presentados en la Figura 144 para la foliación $S2_{x_a}$ corresponden también parcialmente a $S3_{x_a}$.

Cuarta fase de deformación $D4_{x_a}$

Esta fase de deformación está representada por el desarrollo heterogéneo de una foliación milonítica a la que también se asocia un microplegamiento isoclinal $F4_{x_a}$. Dicho plegamiento provoca que la foliación milonítica $S4_{x_a}$ trasponga a las foliaciones preexistentes $S2_{x_a}$ y $S3_{x_a}$ como puede apreciarse en la Figura 145. Esta deformación afecta a todas las rocas de la formación pero se desarrolla de manera heterogénea dejando bloques o lentes sin afectar.

En lámina delgada $S4_{x_a}$ corresponde a una foliación espaciada (clivaje de crenulación) marcada por la concentración de minerales opacos, recristalización dinámica de la muscovita y del cuarzo, y desarrollo de clorita que altera al granate y sustituye a la plagioclasa. Las bandas de clivaje son discontinuas y tienen un espaciamiento de unos 3 a 5 milímetros. En algunas muestras se observan sombras de presión de forma sigmoide alrededor de porfiroclastos de granate (Figura 146).

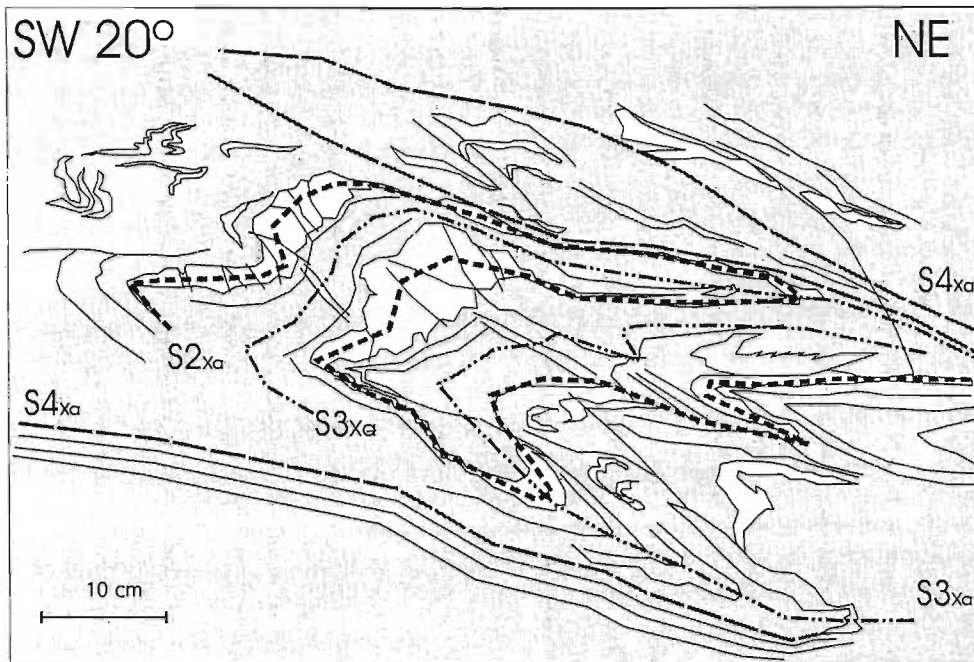


Figura 145. Esquema y fotografía de afloramiento de micaesquistos de la Formación Xayacatlán donde se aprecian varias foliaciones y pliegues sobrepuestos. Se puede apreciar una foliación $S2_{xa}$ a lo largo de la cual se emplazaron vetas blancas de cuarzo. Dichas vetas fueron plegadas isoclinalmente y se desarrolló una foliación de plano axial $S3_{xa}$. Estos pliegues y foliaciones fueron replegados en una zona de cizalla que produjo una foliación $S4_{xa}$ que es la foliación más clara en el afloramiento, con excepción de estos lentes. $S4_{xa}$ tiene una actitud aproximada de NW 10° NE 20° con echados de 30 a 60° hacia el E. Puede apreciarse como las foliaciones preexistentes son traspuestas por ésta última.

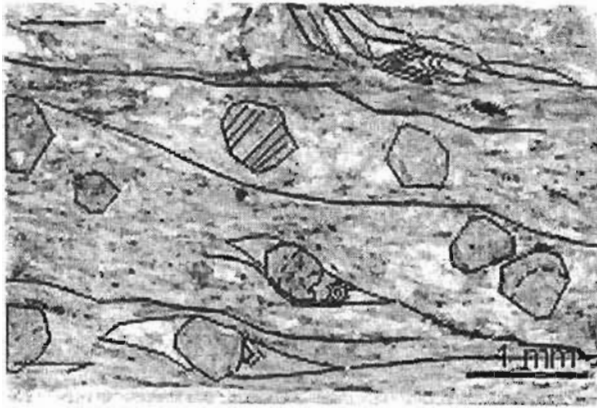


Figura 146. Fotografía y esquema de lámina delgada de micaesquisto con granate (muestra ACA 57). Se muestra $S_1 = S1_{x_0}$ dentro de granates. En las sombras de presión y localmente en la matriz hay micropliegues de crenulación de una foliación $S2_{x_0}$. La foliación principal visible en la roca es onostomosada y milonítica y corresponde a $S4_{x_0}$. Se aprecian sombras de presión sigmoidales que indican el sentido de cizalla sinistral. LN, 2X.

Diques y cuerpos graníticos son empujados después de $M3_{x_0}$ cortando las foliaciones $S2_{x_0}$ y $S3_{x_0}$ (Figura 139). Estos granitos atrapan xenolitos de las rocas metamórficas, tanto de metabasitas como micaesquistos. Estos diques presentan una foliación milonítica $S1_{DG}$ que es transversal a la foliación $S3_{x_0}$ de los xenolitos (Figura 147). Esta foliación se desarrolló durante el evento de deformación $D4_{x_0}$.

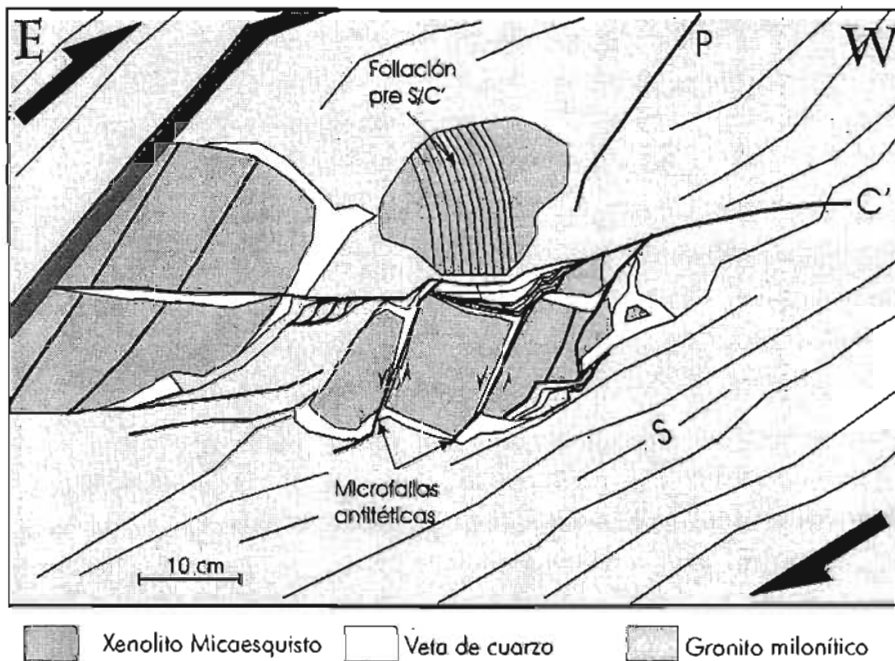


Figura 147. Xenolitos de micaesquistos dentro de granito milonítico. Durante la deformación de cizalla, los xenolitos se comportaron como cuerpos rígidos y fueron cortados por microfallas antitéticas. El granito posee una foliación con bandas de cizalla S/C' la cual presenta plegamientos isoclinales (esta foliación que corresponde a $S1_{DG}$ en el granito, es paralelo a $S4_{x_0}$ en las rocas encajonantes de la Formación Xoyacatlón). La foliación en el granito tiene una actitud de NE 35° SW y echados de 35° al SE. Los xenolitos poseen una foliación preexistente de grano grueso producido por un metamorfismo regional de alta P/T. La dirección de desplazamiento es indicado por la lineación de estiramiento y es NE 65° SW. El sentido de cizalla (indicado por flechas) puede deducirse de la estructura S/C' y del patrón de microfallas e indica un movimiento del bloque del techo hacia el SW.

A pesar de que esta deformación es claramente milonítica, no se observa una lineación de estiramiento desarrollada ni en micaesquistos ni en metabasitas, sólo en las rocas metagraníticas y cuarzo-feldespáticas se aprecia una lineación mineral $L1_{DG}$ (Figura 148a), aunque no es muy clara.

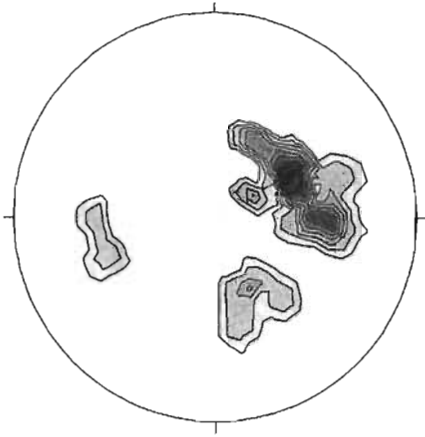


Figura 148a. Lineación mineral en rocas cuarzo-feldespáticas (diques) en la Formación Xayacatlán. Esta lineación $L1_{DG}$ se atribuye a $D4_{x_0}$. $N = 22$, máxima densidad 20.48 en 60/48.

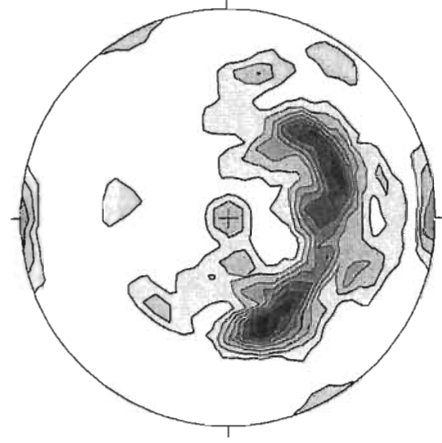


Figura 148b. Ejes de pliegues en la Formación Xayacatlán. $N = 50$, máxima densidad = 8.7 en 163/48.

Los ejes de pliegues isoclinales que doblan las foliaciones $S1_{x_0}$ a $S3_{x_0}$ tienen rumbos muy variables. Parecen existir al menos tres familias preponderantes, una aproximadamente N-S, otra ENE-WSW y la última al NE 30°-50° (Figura 148b). La primera es la que se atribuye a la fase de deformación $D4_{x_0}$ correspondiendo entonces a $F4_{x_0}$.

Quinta fase de deformación $D5_{x_0}$

A esta fase de deformación se atribuyen principalmente pliegues isoclinales cuyos ejes tienen rumbos entre NE 30° y 50°. Debido a la sobreposición de fases de deformación en esta unidad, no se ha podido discriminar si existe una foliación espaciada de plano axial asociada con estos pliegues. En el camino a San Miguel Minas hay numerosos micropliegues asociados con fallas inversas conjugadas de alto ángulo (Figura 149). Las fallas asociadas con pliegues, y con rumbos NE-SW, pueden estar asociadas con esta fase de deformación. Los cuerpos graníticos emplazados en la Formación Xayacatlán, están cortados por diques leucocráticos más afaníticos los cuales muestran un plegamiento isoclinal de escala decimétrica. Este

plegamiento puede estar asociado con la fase de deformación $D5_{xa}$, ya que sus ejes tienen rumbo de NE 35° coincidente con los producidos durante esta fase.

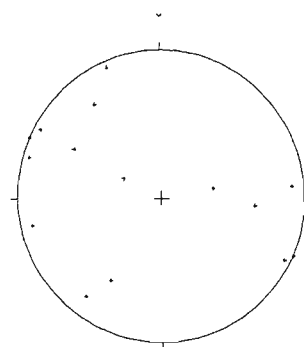


Figura 149. Polos de fallas inversas en la Formación Xayacatlán.

Sexto evento de deformación $D6_{xa}$

Micaesquistos de la Formación Xayacatlán están en contacto tectónico debajo de las rocas de la Formación El Rodeo (al sur de Acatlán de Osorio). Dichas rocas muestran la sobreposición de una fase de deformación milonítica, de grado bajo, tanto a escala de afloramiento como en muestra de mano. En lámina delgada se caracteriza por el desarrollo de una foliación de crenulación anastomosada $S6_{xa}$, porfidoclastos rotados y con mantos, foliación de bandas de cizalla $S6_{xa}-C'$ y foliación oblicua del cuarzo. Los minerales de los micaesquistos presentan recristalización dinámica localizada, desarrollo de subgranos y extinción ondulante. Hay rotación de granos de muscovita hacia el plano de cizalla, muscovita fina producto de recristalización dinámica y clorita asociada con ella. Las foliaciones preexistentes (pueden discernirse al menos dos) se encuentran fuertemente microplegadas entre los planos de cizalla. Algunas rocas muestran bandas de clivaje ricas en muscovita fina, lentes de cuarzo elongado y bandas muy finas formadas por feldespato recristalizado dinámicamente. La estructura S-C' claramente desarrollada en estas rocas (Figura 150), indica un sentido de cizalla con el movimiento del bloque del techo (Formación El Rodeo) hacia el sur. Este evento de deformación se considera posterior a todos los eventos descritos anteriormente, ya que es el mismo que afecta a la Formación Tecomate atribuida al Pérmico, y correspondería a $D6_{xa}$.



Figura 150. Mica-esquisto con granate. Se aprecia un porfidoclasto muy elongado de granate, cristales de fengita (con subgranos y extinción ondulante), cristales de zoisita y cuarzo con intensa recristalización dinámica. Hay un clivaje en bandas de cizalla S-C' con S horizontal y C' diagonal (superior derecha a inferior izquierda) el cual indica un sentido de cizalla siniestra.

Interpretación de la microtectónica en la Formación Xayacatlán

Un resumen de los eventos de deformación-metamorfismo presentes en la Formación Xayacatlán se muestra en las Figuras 151 y 152. En la primera se aprecia una primera foliación $S1_{xa}$ formada durante $D1_{xa}$ la cual es microplegada e incluida en porfidoclastos que crecieron durante $D2_{xa}$. La asociación mineralógica $M2_{xa}$ asociada con este evento corresponde a facies de eclogita y epidota anfibolita de alta presión. Posteriormente la foliación $S2_{xa}$ es plegada isoclinalmente y traspuesta por una foliación $S3_{xa}$ asociada con un evento metamórfico que transformó los minerales de alta presión a minerales de presión media. La paragénesis $M3_{xa}$ asociada a esta fase de deformación $D4_{xa}$ se ubica dentro de la parte media-inferior de la facies de epidota anfibolita. Al final puede reconocerse una fase de deformación $D4_{xa}$ que genera una foliación milonítica $S4_{xa}$ acompañada por un evento metamórfico $M4_{xa}$ que es de baja temperatura (facies esquisto verde baja).

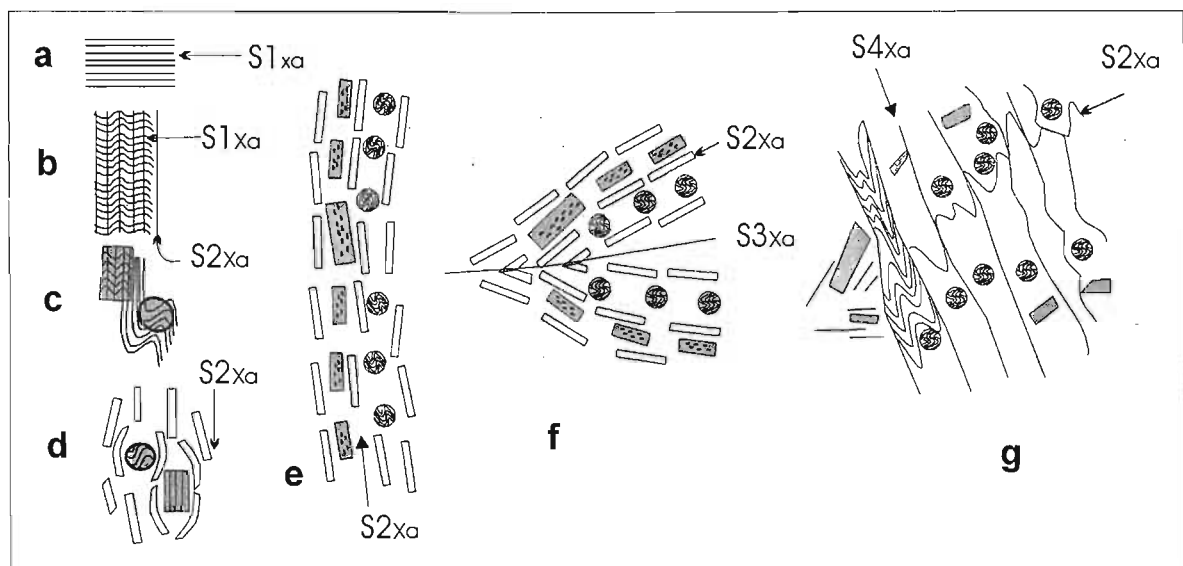


Figura 151. Esquemas que muestran la evolución microtectónica en micaesquisto pelítico de la región de Mimilulco (ACA 58). a) Desarrollo de una foliación de grano fino $S1_{xa}$ (actualmente S_1) formada por cuarzo y rutilo; b) Formación de una segunda foliación de crenulación $S2_{xa}$; c) Crecimiento de poiquiloblastos de cloritoide y granate (postectónicos con $S1_{xa}$, sintectónico con $S2_{xa}$) d) y e) Recrystalización de los minerales orientados en $S2_{xa}$ (fengita, cuarzo, plagioclasa); f) Plegamiento isoclinal de $S2_{xa}$ y desarrollo de $S3_{xa}$ de plano axial; g) Formación de un clivaje de crenulación $S4_{xa}$, recrystalización dinámica de la fengita y el cuarzo, cristalización de clorita en plagioclasas y a partir de granate y cloritoide.

Análisis estructural

Como se ha mencionado, las rocas de la Formación Xayacatlán no muestran lineaciones penetrativas. Sólo localmente pueden apreciarse lineaciones minerales producidas por la orientación preferente de cristales de anfíbol. También pueden presentarse lineaciones de intersección, debido a la interferencia de dos foliaciones, o de crenulación, asociadas con el microplegamiento de una foliación. En las pocas muestras con lineaciones minerales más o menos claras se intentó establecer el sentido de cizalla. Tampoco esta tarea fue sencilla debido principalmente a la recristalización de los minerales metamórficos que pudieran ser indicadores del sentido de cizalla y a la sobreposición de fases de deformación. En la Figura 171 se muestra que plegamientos isoclinales pueden invertir los sentidos de cizalla formados durante un evento de deformación anterior. En la Tabla 19 se incluyen los datos de las rocas donde pudo establecerse el sentido de cizalla aunque se menciona cuando esta definición es incierta.

Tabla 19. Indicadores del sentido de cizalla en la Formación Xayacatlán

Roca	Localidad	Foliación	Lineación	Sentido
Anfibolita ACA 6	Piactla	NW25°SW 76°	NE 30° Mineral	Cima al NE 30° σ anfíbol
Esquisto verde ACA 11	Inopilco	NE 49° SE 55°	NE 49° 0° Mineral	Cima al NE 49° S/C' incierto
Esquisto verde ACA 12	Inopilco	NE 65° SE 45°	NE 55° NE 5° Mineral	Cima al NE 49° S/C' sombras de presión σ
Cuarcita ACA 61	Mimilulco	NE 40° SE 50°	No es clara corte NW 80° SE 38°	Top to NW 80° S/C' σ
Anfibolita con granate RAC 20	Mimilulco	NE 85° SE 52°	NE 85°	Cima al NE 85° sombras de presión en σ
Esquisto verde RAC 92	Mimilulco	NE 32° SE 39°	NW 40° SE 36°	Cima al NW 40° Clorita micafish incierto
Anfibolita con granate RAC 15	Mimilulco	NE 10° SE 45°	NE 70° NE 28°	Cima al SW 70° Porfidoclastos σ
Gneis RAC 100	Mimilulco	N-S E 35°	NW 85° SE 37°	Cima al S S/C'
Anfibolita con granate RAC 114	San Miguel Minas	NE 30° SE 25°	NW 60° SE 25° Lineación de crenulación ?	Cima al NW 60° Porfidoclastos sigmoides con Si. No es clara
Micaesquisto RAC 173	Tecomate	NW 12° NE 80°	NW 8° SE 27°	Cima al S S/C' muy clara
Micaesquisto RAC 62	Tecomate	NE 20° SE 51°	~horizontal	Cima al SW 20° S/C', Fn/C
Micaesquisto RAC 61	Tecomate	NE 10° SE 70°	~horizontal	Cima al S S/C', Fn/S Porfidoclastos σ y δ

Hay un grupo de lineaciones con rumbos aproximadamente NE 45° de la región de Piaxtla y tienen sentidos de cizalla que indican un movimiento del bloque de techo hacia el NE. Este grupo de indicadores se atribuyen tentativamente a la fase de deformación D3_{xa}. Un segundo grupo tiene lineaciones aproximadamente E-W con un movimiento no bien definido hacia el W o hacia el E. Este tercer grupo puede estar asociado con el cabalgamiento de la unidad Granitoides Esperanza sobre la Formación Xayacatlán, ya que la dirección de acortamiento coincide con la de D2_{GE}. También en la unidad Granitoides Esperanza se observaron sentidos de cizalla contrastantes, lo cual podría atribuirse a dos etapas de movimiento de sentido contrario o a plegamientos isoclinales de las capas con los indicadores. Un tercer grupo de indicadores tiene lineaciones con rumbo N-S y su sentido de cizalla indica un movimiento del bloque de techo hacia el S. Esta lineación se asocia con una deformación D6_{xa}, de edad post-Pérmica, ya que afecta a la Formación Tecomate.

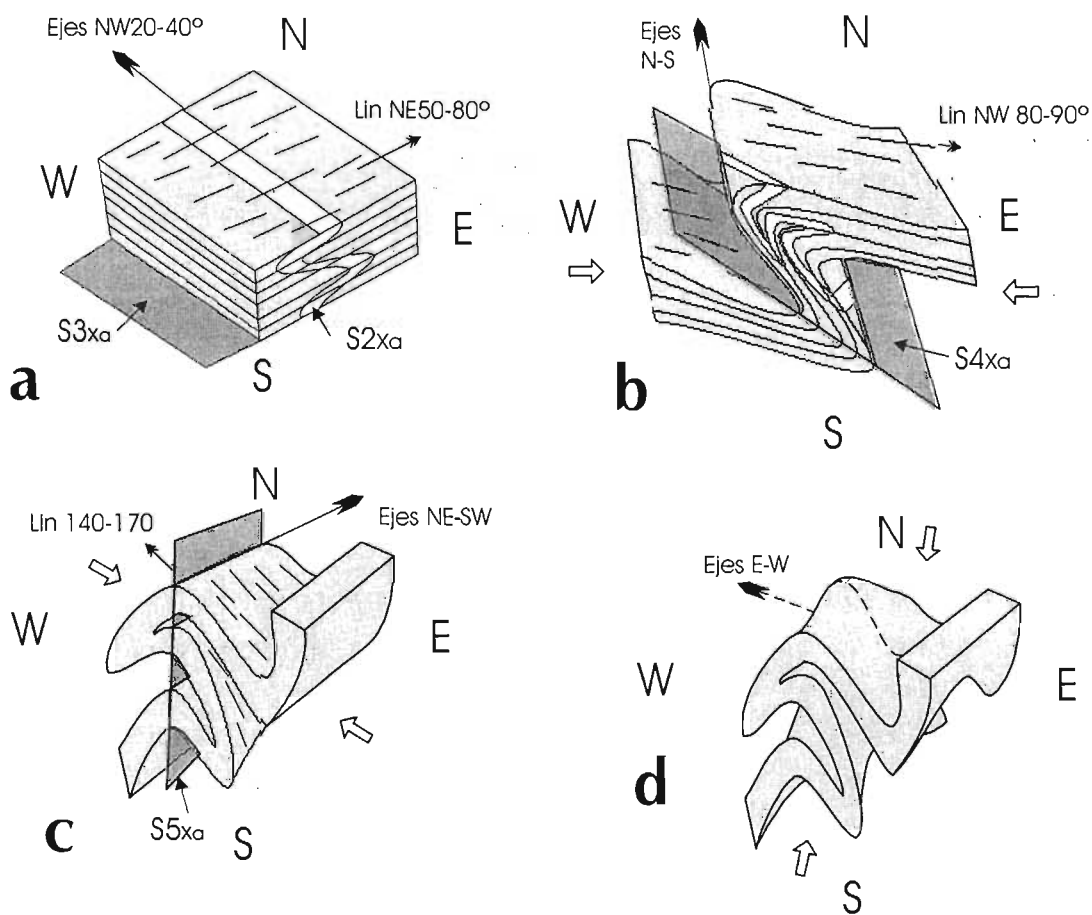


Figura 152. Esquemas que muestran una hipótesis de la evolución de la deformación en la Formación Xayacatlán. a) a d) representan las fases de deformación D3_{xa} a D6_{xa}.

5.3. Deformación en la Unidad Ixcamilpa

En la unidad Ixcamilpa se interpreta que existen tres fases de deformación y eventos metamórficos asociados.

Primera fase de deformación $D1_x$

La primera fase de deformación $D1_x$ esta representado por una foliación de grano muy fino formada por glaucófano + clinozoisita + zoisita \pm titanita (?) en metabasitas, y por zircón + titanita + clinozoisita + cuarzo en micaesquistos. Esta foliación sólo está presente dentro de poiquiloblastos y lentes microscópicas (Figura 153).

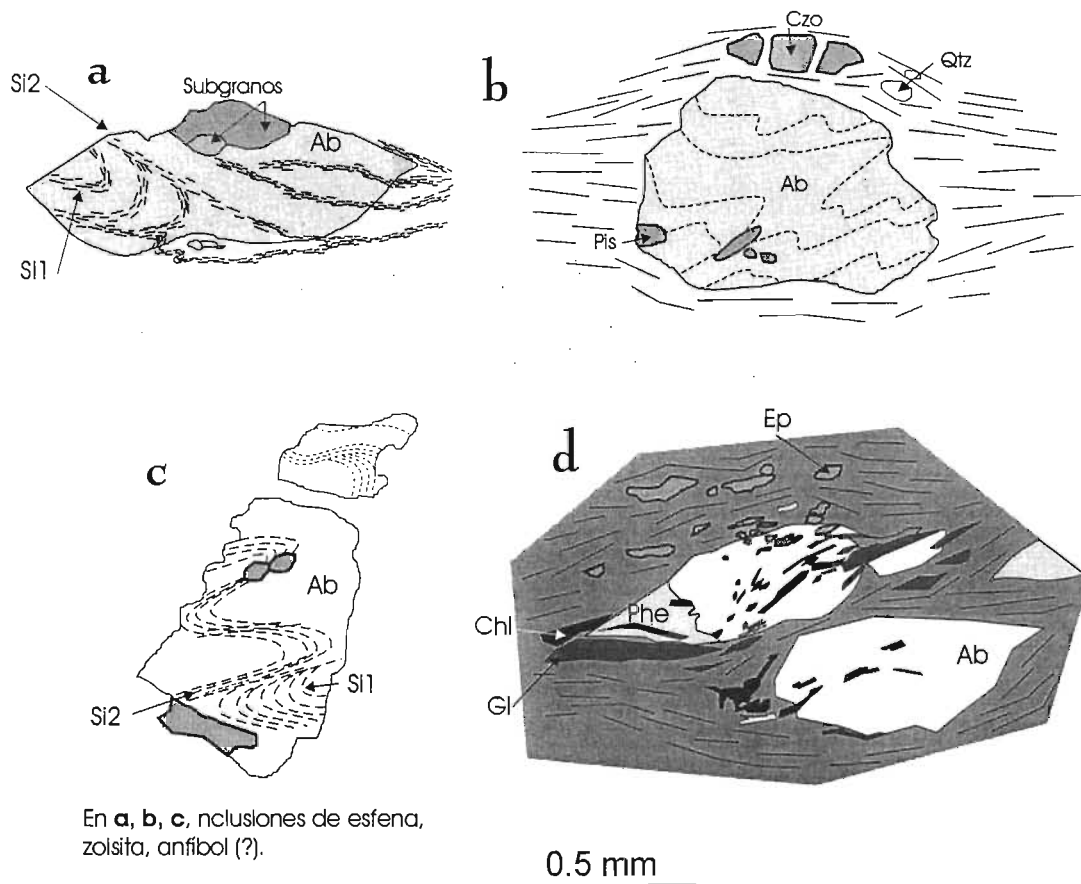


Figura 153. Esquemas de láminas delgadas de esquistos de glaucófano y cuarzo-feldespáticos de la región al NE de Ixcamilpa. A) cristal de albita con dos foliaciones internas $Si1_x$ y $Si2_x$. La segunda es paralela a la foliación externa $Se = S2_x$ marcada por la elongación del cristal de plagioclasa; b) cristal de albita con una foliación interna microplegada, contiene además cristales de clinozoisita tardía; c) Cristal de plagioclasa con dos foliaciones internas, muy similar a a); d) cristales de albita con una foliación interna formada por cristales pequeños de glaucófano alineados en una foliación interna que es continua (pero de grano más fino) que la foliación externa $S2_x$.

Segunda fase de deformación $D2_x$

Esta segunda fase de deformación está caracterizada por el desarrollo de una foliación $S2_x$ de grano fino a medio cuyos minerales incluyen a la foliación $S1_x$. Se produjo la cristalización sincinemática de plagioclasa poiquiloblástica, recristalización del glaucófano para formar porfidoblastos y poiquiloblastos (Figuras 153 y 154). Estos minerales constituyen el segundo evento metamórfico $M2_x$ de esta unidad. Al parecer un evento hidrotermal es contemporáneo o tardío con respecto a $D2_x$. Este evento produce agregados granoblásticos de epidota + plagioclasa + anfíbol con calcita, formándose en lentes o láminas. Estas bandas son paralelas a la foliación $S2_x$ que es milonítica. La paragénesis es: plagioclasa + glaucófano + epidota + fengita + clorita + titanita.

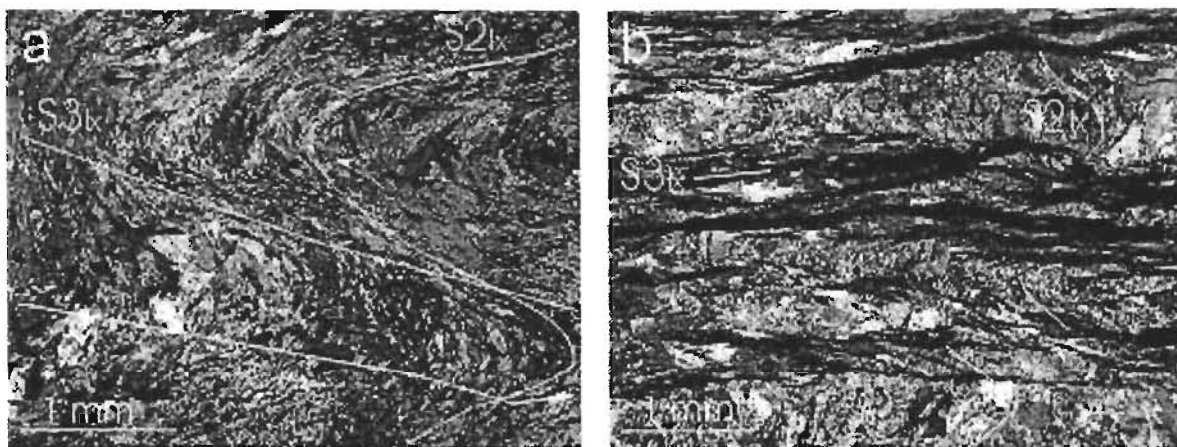


Figura 154. Foliaciones $S2_x$ y $S3_x$ en rocas de la Unidad Ixcamilpa. a) metabasita formada por plagioclasas poiquiloblásticas que incluyen una foliación fina de anfíboles calco-sódicos $S2_x$. La foliación y los cristales de plagioclasas están doblados para formar pliegues de crenulación. En sus flancos se forma una foliación de crenulación $S3_x$; b) Micaesquisto pelítico de fengita donde se aprecia una foliación $S2_x$ con pliegues de crenulación cortada por una foliación $S3_x$ marcada por bandas de minerales opacos.

Tercer fase de deformación $D3_x$

La tercer fase de deformación se caracteriza por el desarrollo de una foliación milonítica espaciada $S3_x$ que se sobrepone a $S2_x$. Durante esta fase se produce un plegamiento cerrado de $S2_x$ y el desarrollo de una foliación de plano axial (Figura 156). Localmente se observa que la tercer foliación presenta una estructura $S3/C'$, con C' marcada por bandas ricas en clorita y muscovita fina, y $S3_x$ marcada por bandas ricas en anfíbol azul. El glaucófano desarrolla zonación con bordes formados por winchita y barrosita (anfíboles calco-sódicos) quizás durante este evento. Posteriormente se produjo un microplegamiento heterogéneo de $S3_x$.

5.4. Deformación en los Granitoides Esperanza

Primera fase de deformación $D1_{GE}$

A partir de los estudios de afloramiento y lámina delgada en rocas atribuidas a los Granitoides Esperanza se han establecido varios eventos metamórficos asociados con fases de deformación que produjeron foliaciones. Durante la primera fase de deformación $D1_{GE}$ los cristales de feldespato en los gneises augen experimentaron deformación cristal-plástica desarrollando mantos de recristalización dinámica orientados en una foliación $S1_{GE}$. La foliación original de los gneises augen en la mayoría de los afloramientos es traspuesta por una segunda foliación $S2_{GE}$. Sólo en zonas con menor deformación pueden apreciarse micropliegues de $S1_{GE}$ (Figura 155).

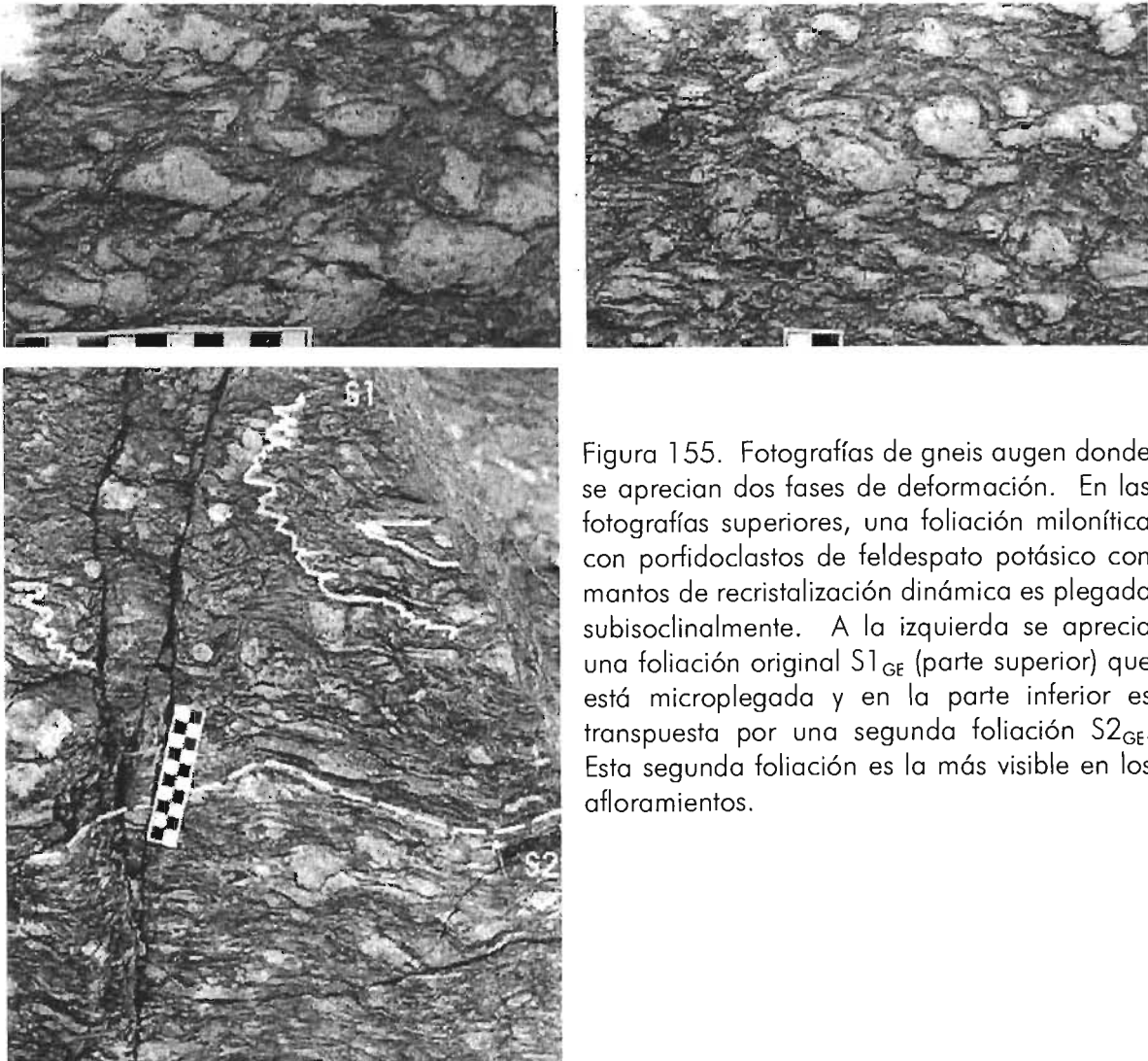


Figura 155. Fotografías de gneis augen donde se aprecian dos fases de deformación. En las fotografías superiores, una foliación milonítica con porfidoclastos de feldespato potásico con mantos de recristalización dinámica es plegada subisoclinalmente. A la izquierda se aprecia una foliación original $S1_{GE}$ (parte superior) que está microplegada y en la parte inferior es traspuesta por una segunda foliación $S2_{GE}$. Esta segunda foliación es la más visible en los afloramientos.

Los porfidoclastos con mantos formados durante $D1_{GE}$ fueron deformados por una segunda fase, la cual dobló los mantos y posteriormente fueron cortados por la foliación $S2_{GE}$. Sin embargo, en muchos casos se produce un reajuste de los porfidoclastos con mantos que se habían generado durante el primer evento, que se refleja como plegamiento de mantos preexistentes, algunos ejemplos se muestran en las Figuras 155 a 157.

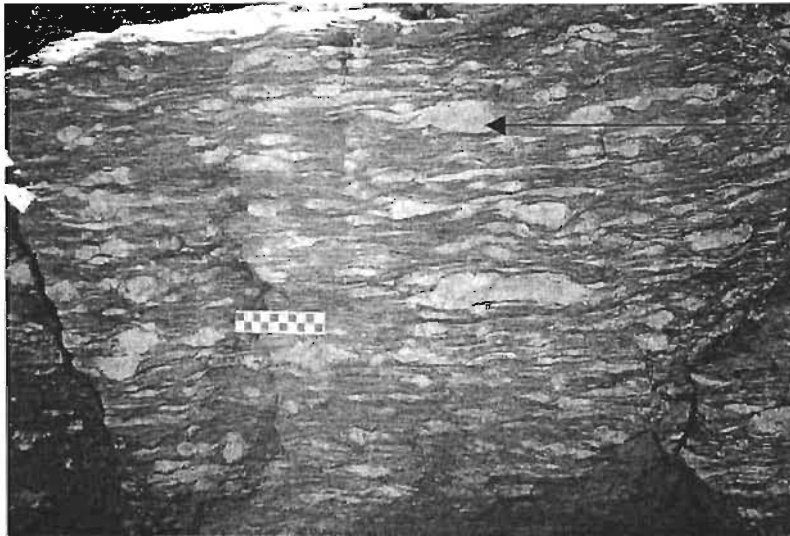


Figura 156. Gneis augen con porfidoclastos de feldespato potásico, algunos mayores que 15 cm; foliación milonítica bien desarrollada. Pueden apreciarse algunos porfidoclastos con mantos de recristalización dinámica plegados (inserto a la

derecha). Estos gneises no poseen una clara lineación de estiramiento. Fotografía viendo al sur, los porfidoclastos tipo σ sugieren un movimiento del bloque superior hacia el W (dextral), aunque en detalle se encuentran porfidoclastos con sentidos contradictorios. Actitud general de la foliación: NE 80° SW, echado 36° SE.

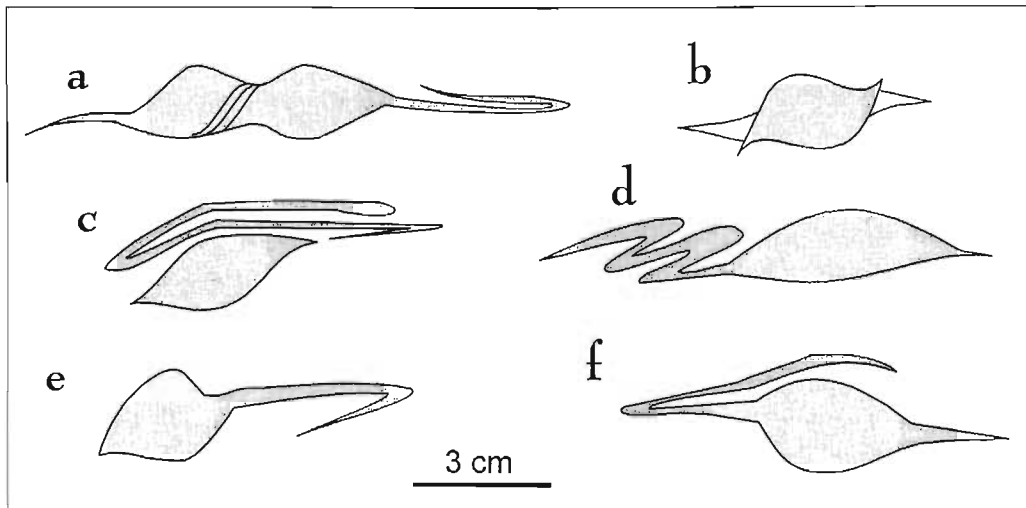


Figura 157. Esquemas de feldespatos potásicos con mantos replegados o con desarrollo de 2 mantos de recristalización dinámica. El ejemplo de b) sugiere una superposición de mantos, mientras que d) y f) sugieren una inversión en el sentido de cizalla (originalmente un porfidoclasto tipo sigma con movimiento siniestral seguido por un cizallamiento dextral).

En algunos afloramientos de micaesquistos se observaron bandas o lentes cuarzo-feldespáticos que están foliados y es probable que se hayan emplazado a lo largo de una foliación preexistente $S1_{GE}$ (Figura 158). Estas bandas posteriormente fueron intensamente plegadas de manera isoclinal y se desarrolló una foliación de plano axial $S2_{GE}$ que traspone a la primer foliación y es la foliación más visible a escala de afloramiento.



Figura 158. Plegamiento isoclinal en banda cuarzo-feldespática en mica-esquisto con granate. Esta banda era originalmente paralela a $S1_{GE}$. Hay desarrollo de una foliación de plano axial ($S2_{GE}$) que corresponde a la foliación principal que se ve en la roca. Viendo al SW 48° . Foliación NE 42° SE 16° .

En algunos micaesquistos, las bandas cuarzo-feldespáticas se emplazan a lo largo de $S1_{GE}$ formando una estructura migmatítica (estromática). Estas bandas permiten apreciar un plegamiento de tipo ptigmático presente en dichas rocas (Figura 159).



Figura 159. Pliegues de tipo ptigmático en micaesquistos con bandas cuarzo-feldespáticas que se interpretan como zonas migmatíticas localizadas. Escala en centímetros.

La estructura visible en afloramiento también puede apreciarse en la microfábrica: los esquistos muestran un microplegamiento isoclinal que dobla a la primer foliación $S1_{GE}$, la cual es traspuesta casi totalmente por el desarrollo de una segunda foliación $S2_{GE}$. La segunda foliación es a su vez cortada por un clivaje en bandas de cizalla que producen una foliación compuesta ($S3_{GE}/C'$) (Figura 160).

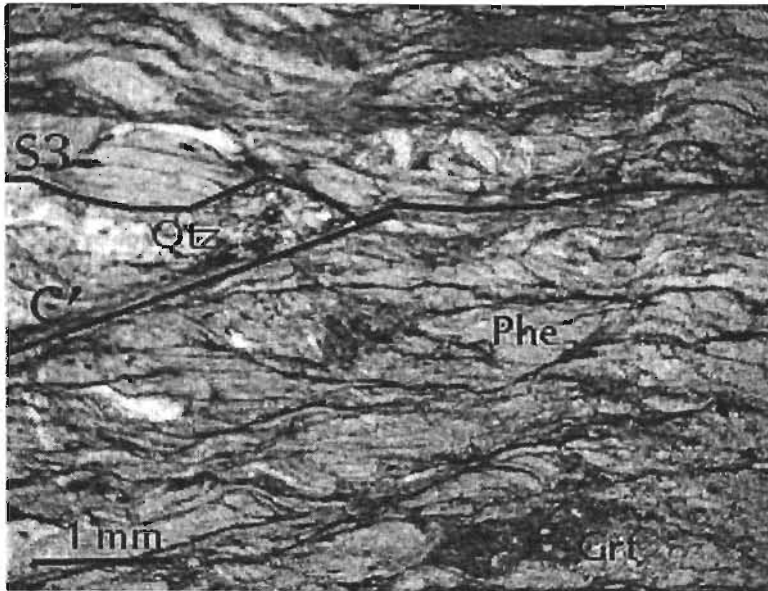


Figura 160. Micaesquisto donde se aprecia una foliación $S2_{GE}$, traspuesta por una foliación con bandas de cizalla $S3-C'$. Se observa un porfidoblasto elongado de granate (Grt) casi totalmente alterado a clorita. A lo largo de $S3$ y C' se produjo precipitación de óxidos. El cuarzo y las micas muestran recristalización dinámica, total y parcial, respectivamente. LP, 2X. El ancho de la foto es aproximadamente 6 mm.

Las eclogitas con Mg-taramita presentan una textura granoblástica o granoblástica ligeramente elongada, que sugiere que en el pico del metamorfismo experimentaron un proceso de recristalización estática, conservando dicha fábrica a pesar de las dos fases de deformación posteriores, debido a su carácter reológico, más resistente que las rocas encajonantes. De hecho, estas rocas aparecen como zonas boudinadas dentro de los micaesquistos o gneises que las encajonan. Sólo localmente se desarrolla una foliación incipiente marcada por la orientación preferente de los cristales de anfíbol (aunque no hay una orientación preferente de sus ejes C).

El evento de deformación $D1_{GE}$ fue acompañado por un evento metamórfico de alta presión y temperatura media $M1_{GE}$ asignado a la facies de eclogita y que ha sido detallado en los capítulos de descripción litológica y de termobarometría.

Debido a que $S1_{GE}$ se encuentra traspuesta por la segunda fase de deformación $D2_{GE}$, no se obtuvieron datos estructurales de esa primera deformación.

Segunda fase de deformación $D2_{GE}$

La segunda fase de deformación que afectó a las rocas de los Granitoides Esperanza también está formada en una zona de cizalla y genera una foliación milonítica muy desarrollada $S2_{GE}$, que actualmente es la estructura más visible en los afloramientos. Durante esta fase se produjeron también pliegues y micropliegues isoclinales de $S1_{GE}$. La recristalización metamórfica que acompañó esta fase $M2_{GE}$ prácticamente obliteró a las estructuras preexistentes ($S1_{GE}$ y $F1_{GE}$).

Los gneises augen presentan una foliación $S2_{GE}$ en forma de bandas o lentes composicionales formados por cuarzo, feldespato + cuarzo y micas (Figura 161). La foliación se debe: 1) a la orientación preferente de fengita, epidota y biotita, que forman laminaciones o lentes finos; 2) a la elongación de granos como plagioclasas, feldespatos y cuarzo; 3) a la formación de bandas de composiciones distintas debido a fenómenos de deformación-segregación. Aunque en afloramiento y lámina delgada hay numerosas evidencias de una deformación no-coaxial, en el área cercana a Santa Cruz Organal no existe una lineación de estiramiento penetrativa, sólo puede apreciarse localmente en particular en los gneises leucocráticos.



Figura 161. Lámina delgada de gneis augen donde se aprecian laminaciones formadas por i) cuarzo, ii) micas (biotita + mica blanca) y iii) bandas de feldespato de grano muy fino producido por recristalización dinámica. Estas laminaciones corresponden a $S2_{GE}$. Se aprecian también porfidoclastos (augen) de feldespatos potásicos rodeados por mantos producidos por recristalización dinámica. La foliación es anastomosada y las laminaciones son realmente lentes. LP, 2X.

Es muy común observar estructuras como porfidoclastos de feldespato potásico, tanto σ como δ , con recristalización dinámica fina formando los mantos (Figura 161). También se observan porfidoclastos de mica ('mica fish'). Los minerales también

muestran evidencias de deformación intracristalina como extinción ondulante y microkinks; así como de recuperación (subgranos) y recristalización dinámica. Algunos granos, como las plagioclasas y feldespatos, muestran evidencias de comportamiento frágil ante la deformación, desarrollándose familias de fracturas perpendiculares a la foliación y rellenas comúnmente de cuarzo o calcita. En algunas muestras se aprecian micropliegues, arcos poligonales de micas y lo una primera foliación replegada.

Deformación del feldespato potásico

En respuesta a la presión alta y a la baja actividad del fluido durante la cizalla, en las condiciones de temperatura media imperantes durante la deformación $D2_{GE}$, el feldespato K no sufrió ninguna transformación de fase a micas fengíticas sino que más bien experimentó deformación plástica y recristalización dinámica. La deformación es evidente en zonas de cizalla de decímetros a metros de grano fino, dominadas por recristalización dinámica. En la mayoría de los gneises, el feldespato potásico se deformó plásticamente, aunque la ocurrencia de microfracturas da evidencia de un componente de deformación frágil. Los tipos de microestructuras intracristalinas observadas se describen a continuación.

Microfracturas. En algunos gneises se observan feldespatos K cortados por microfracturas que desplazan los listones de exsolución (Figura 162). Las características más frecuentes son fracturas intracristalinas paralelas o subparalelas a las facetas (100) y (001) y fallas intracristalinas ligeramente curvadas o irregulares. En algunos casos se forman perfitas tipo flama a lo largo de fracturas (100).

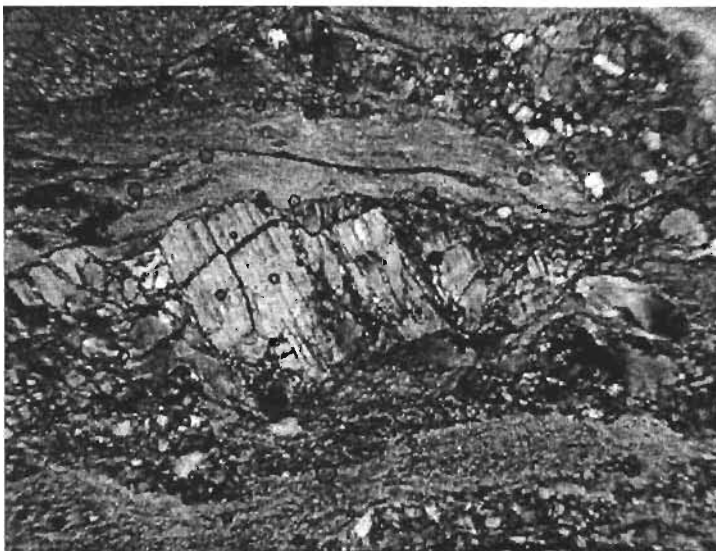


Figura 162. Porfidoclasto en gneis leucocrático milonítico (RAC 49). Se aprecian microfallas antitéticas que desplazan el porfidoclasto de feldespato. Además, éste presenta recristalización dinámica que forma mantos. Cristales grandes de muscovita flanquean el feldespato (LP, 2X, el ancho aproximado de la foto es de 2 mm).

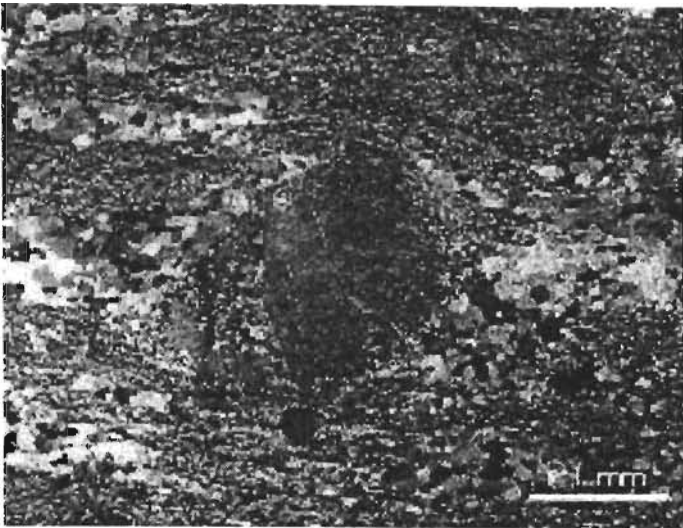


Figura 163. Gneis augen con porfidoclasto tipo σ de feldespato K, los cuales muestran fracturas rellenas de cuarzo + calcita y mantos de recristalización dinámica (sentido de cizalla dextral). Matriz formada por bandas de cuarzo, bandas de clivaje de sericita + clorita, así como bandas de feldespato muy finas (producto de recristalización dinámica de los feldespatos). En la muestra de mano se observa laminaciones plegadas isoclinalmente, así que la foliación visible es $S_{2_{CE}}$. LP, 2X.

Extinción ondulante. Núcleos relictos de porfiroclastos de feldespato K muestran una extinción ondulante (164a). Además, esos porfidoclastos están muy aplanados, indicando que un proceso de arrastre de dislocaciones mediante escalamiento de defectos ha estado activo (Hirth y Tullis, 1992).

Bandas "kink". Zonas de cizalla intracristalina de escala microscópica (Figura 164b). Ellas están definidas por el alineamiento planar de granos recristalizados dinámicamente, en general son de 1 a 5 granos de espesor.

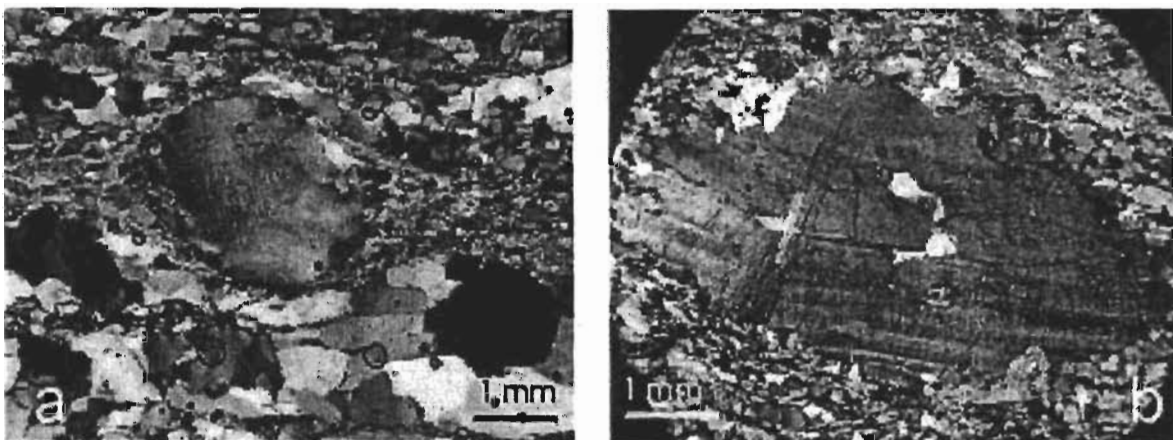


Figura 164. Porfidoclastos de feldespato K con "microkinks" y subgranos: a) Porfidoclasto de microclina con desarrollo de "microkink"; b) Feldespato potásico con extinción ondulante y ligera recristalización dinámica formando un porfidoclasto tipo σ . Está bordeado por una banda de clivaje de muscovita + epidota muy finas. Sentido de cizalla siniestral. (LP, 2X.).

Recristalización dinámica. La recristalización dinámica es un proceso en el cual nuevos granos de una composición similar son formados durante la deformación, en límites de granos

antiguos (ej. Passchier y Trouw, 1998). Implica el desarrollo y o migración de un límite en ángulo alto. El tamaño medio de los granos formados es de aproximadamente 0.015 mm. Desde el núcleo hacia el exterior, la orientación de la red varía, y ocurre una transición gradual de subgranos a agregados de nuevos granos. Los subgranos tienen tamaños similares a los de los nuevos granos formados por recristalización dinámica.

Deformación $D2_{GE}$ en metasedimentos

Los micaesquistos de la secuencia metasedimentaria presentan una foliación de grano muy grueso (que se interpreta como $S2_{GE}$) formada por fengita + granate + cuarzo + plagioclasa \pm zoisita, a veces con biotita en porfidoclastos (Figura 165). Esta foliación se ve traspuesta por un clivaje en bandas de cizalla cuya fábrica sugiere que estas rocas concentraron el esfuerzo y absorbieron gran cantidad de la deformación durante $D3_{GE}$. También en estas rocas el tercer evento está indicado por un grado metamórfico menor que el anterior, con desarrollo de clorita o epidota a partir del granate (Figura 165).

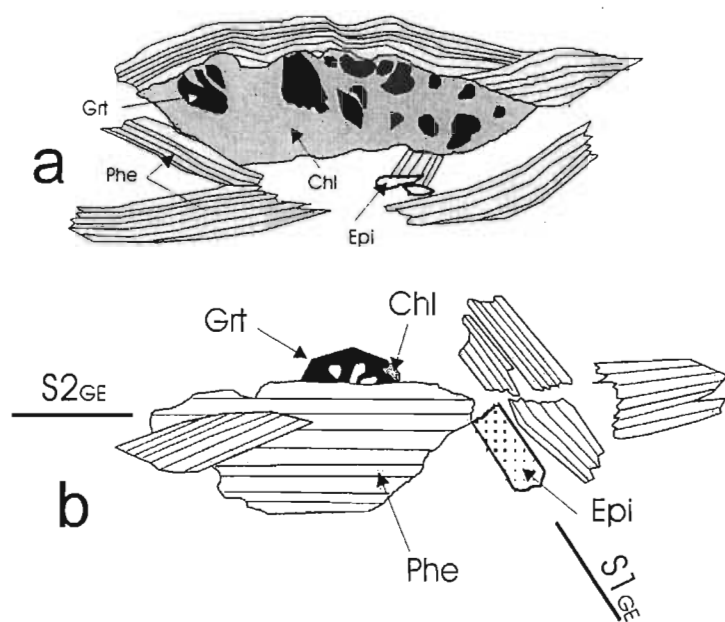


Figura 165. a) Esquemas de minerales en micaesquisto de la unidad Santa Cruz Organal. Relictos de granate (Grt) rodeados por clorita (Chl). Originalmente el grano estaba muy elongado en la foliación principal ($S2_{GE}$), marcada por la orientación preferente de la fengita; b) Esquema que muestra la foliación principal en micaesquisto ($S2_{GE}$). Se aprecia un granate (Grt) cortado (probablemente desplazado por cizallamiento previo a la recristalización de la fengita). Se aprecian cristales de epidota y

muscovita gruesos que atraviesan de manera diagonal la foliación. Se interpreta que son cristales que crecieron de manera mimética a una foliación anterior $S1_{GE}$. Otra posibilidad es que sean cristales postectónicos a $S2_{GE}$.

Deformación $D2_{GE}$ en gneises leucocráticos

Cortando a los gneises augen se observan cuerpos y bandas de gneises leucocráticos (Unidad El Naranjo) cuyo protolito eran granitos ricos en mica blanca. Los granitos leucocráticos fueron

afectados por un metamorfismo dinámico atribuido a la fase $D2_{GE}$ desarrollando una foliación milonítica. Algunos de estos gneises miloníticos leucocráticos forman cuerpos con espesores mayores (métricos) y su afloramiento es cartografiable, pero en otras regiones forman un enjambre de diques métricos que intrusionan a los gneises augen y es imposible diferenciarlos cartográficamente. Además de la foliación milonítica presentan una lineación de estiramiento bien desarrolladas. Dicha lineación es notable puesto que los gneises augen no la presentan de manera común.



Figura 166. Diques leucocráticos con una foliación $S2_{GE}$ paralela a la del gneis augen que los encajonan (roca oscura). Marro de 90 cm.

La descripción de la microestructura de estos gneises leucocráticos se hizo en la

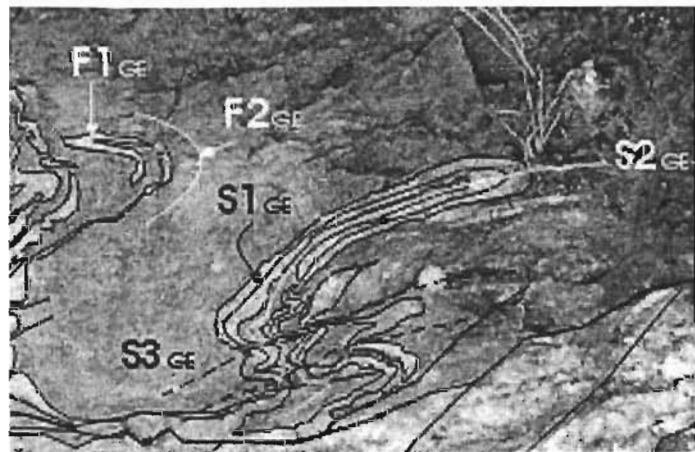
sección 3.2. Poseen una fábrica milonítica de grano grueso a fino, con porfidoclastos de feldespato potásico y fengita. Localmente, se observó granate que puede ser primario (ígneo) ya que en estas rocas es común la presencia accesoria de dicho mineral.

Etapa de plegamiento $F2_{GE}$

Se considera que una etapa de plegamiento $F2_{GE}$ ocurrió durante la segunda fase de deformación $D2_{GE}$. Esta etapa está representada por pliegues isoclinales visibles en afloramiento que afectan a laminaciones y bandas cuarzofeldespáticas que siguen la foliación $S1_{GE}$ en los gneises augen y en los micaesquistos (Figura 167). Las charnelas de estos pliegues son cortadas por $S2_{GE}$. Micropliegues asociados con esta etapa de plegamiento también se observan en lámina delgada como arcos poligonales de grano grueso.



Figura 167. Plegamientos y foliaciones que afectan a gneises augen y gneises leucocráticos asociados. Los lentes cuarzo-feldespáticos siguen $S1_{GE}$ son plegados isoclinalmente desarrollando una foliación de plano axial $S2_{GE}$ que traspone $S1_{GE}$. Los pliegues están replegados y localmente se desarrolla un clivaje espaciado $S3_{GE}$ en los planos axiales del segundo plegamiento (más o menos horizontal en la foto). Un dique pegmatítico corta ambos tipos de rocas y se emplaza a favor de una falla normal cuyo desplazamiento se ilustra con la flecha (inferior izquierda). A la derecha detalle de la fotografía anterior donde se explican las foliaciones y etapas de plegamiento observadas.



Los metasedimentos de la secuencia de Santa Cruz Organal también presentan evidencias de $F2_{GE}$. Se trata de pliegues isoclinales a subisoclinales de escala métrica que doblan la foliación $S1_{GE}$ (Figuras 158 y 168). Estos pliegues son replegados por etapas posteriores.



Figura 168. Afloramiento donde se aprecia el plegamiento subsoclinal de la secuencia de Santa Cruz Organal. Metabasitas cortadas por diques leucocráticos foliados. Los diques permiten apreciar el plegamiento subsoclinal. Se puede notar en las charnelas, como la foliación en los diques está plegada al igual que en la encajonante.

Evento metamórfico $M2_{GE}$ asociado con $D2_{GE}$

Se considera que la deformación $D2_{GE}$ ocurrió en una temperatura superior a 450°C debido a la presencia de mantos de recristalización dinámica en el feldespato (Passchier y Trouw, 1998). Los minerales del evento $M1_{GE}$ se mantuvieron estables en su mayor parte durante esta fase. Salvo quizás por cambios locales que transforman el granate metamórfico en clinozoisita (Figura 65) o por recristalización a lo largo de $S2_{GE}$. Se considera que este evento fue precedido o acompañado también por un proceso de migmatización en las metapelitas de la unidad Santa Cruz Organal que produjo lentes cuarzofeldespáticos. Los datos termobarométricos indican que asociado con el levantamiento (disminución de presión) se produjo un metamorfismo de facies de anfibolita que puede corresponder con $M2_{GE}$.

Datos estructurales

Los datos tomados en los Granitoides Esperanza son principalmente de las regiones aledañas a Santa Cruz Organal. En la Figura 169 se muestran los datos estructurales de foliación $S2_{GE}$ y lineación de estiramiento $Lest2_{GE}$. En cuanto a la foliación se aprecia una concentración mayor en la dirección NW 60° NE 72° , pero también hay familias importantes con echados al SE. La mayoría de los ejes de pliegues se midieron en la unidad El Naranjo (diques leucocráticos miloníticos) y tienen rumbos predominantes entre NW 60° - 90° .

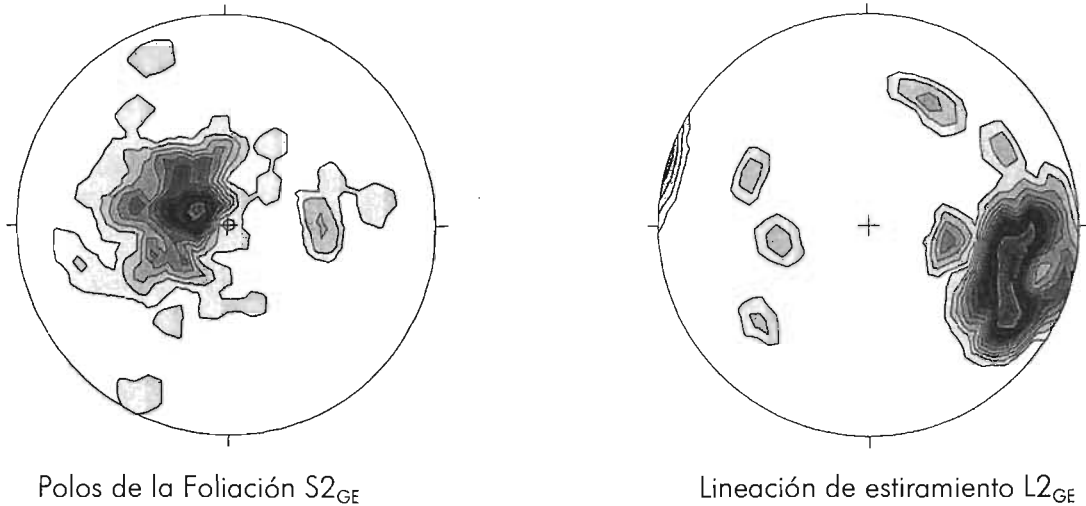


Figura 169. Datos estructurales de los Granitoides Esperanza. Los datos fueron recopilados principalmente en las regiones de Santa Cruz Organal, oriente de Las Amarillas y en la región de El Azúchil. Foliación $N = 73$; máxima densidad 13.27 en 300/72. Lineación $N = 38$; máxima densidad 14.86 en 108.30.

Las lineaciones de estiramiento son los indicadores de la dirección de movimiento de los bloques en una zona de cizalla. La mayoría de las lineaciones de estiramiento que se midieron fueron en los gneises leucocráticos ya que en los augen gneises no se aprecian de manera penetrativa. Las lineaciones $Lest2_{GE}$ medidas pueden apreciarse en la Figura 169b y tienen rumbos predominantes en el rango de NW 60° - 90° , aunque hay familias menores (pero quizás no menos importantes) con rumbos en el rango de NW 0° - 40° . Se considera que la fase de deformación $D3_{GE}$ ocurrió por un cizallamiento orientado aproximadamente NW 75° SE. La mayoría de los ejes de pliegues medidos en los Granitoides Esperanza se midieron en los gneises leucocráticos. Estos ejes tienen rumbos principalmente entre NW 60 y 90° , por lo cual coinciden con las direcciones de la lineación de estiramiento. Se han reportado pliegues cuyos ejes son cercanamente paralelos a la lineación de estiramiento en zonas de cizalla (Passchier y Trouw, 1998), los cuales son denominados pliegues oblicuos y pliegues 'funda' (*oblique y sheath folds*) y se considera que se forman durante una misma fase de deformación. Aquí se considera que al menos una parte de los pliegues se formaron simultáneamente con el cizallamiento.

Se realizaron estudios de indicadores del sentido de cizalla tanto en un nivel de afloramiento como en lámina delgada, los datos se muestran en la Tabla 20. Hay indicadores que muestran sentidos contrarios. Esto puede atribuirse a varias razones: 1) existen dos fases de deformación

que actuaron en direcciones distintas; 2) los indicadores han sido plegados de tal manera que pudieron invertirse los sentidos de cizalla como se muestra en la Figura 170; 3) pueden deberse a indicadores que se formaron en una fase previa y que han sido traspuestos por una fase posterior; 4) los indicadores no son suficientemente claros o su interpretación ha sido inadecuada. Por ejemplo, en el área estudiada podrían atribuirse parcialmente al caso 2) mencionado arriba debido a que se observó una lineación con rumbos cercanos E-W y se observó que la foliación está plegada con pliegues isoclinales que tienen ejes también con rumbos aproximados E-W.

Tabla 20. Indicadores del sentido de cizalla en los Granitoides Esperanza

Localización	Roca	Foliación	Lineación	Indicadores	Sentido
Carr. Izúcar-Acatlán	Gneis augen	N-S 38 E	E-W E 34°	δ	Bloque de techo al E
Carr. Izúcar – Acatlán	Gneis augen	NW 37° NE 37°	NE 34° NE 28°	$\delta, S/C'$	Bloque de techo al NE 34°
Carr. Izúcar – Acatlán	Gneis augen Ultramilonita	NW 10° NE 35	NW 80° SE 32°	δ y σ	Bloque de techo al SE 80°
Piaxtla	Gneis leucocrático	NE 20° SE 45°	NW 60° SE 40°	F _n	Bloque de techo al NW 60°
Camino Los Hornos – Organal	Gneis laminado	NE 25° SE 37°	NW 20° SE 35	σ	Bloque de techo al NW 20°
Camino Tlacotepec El Organal	Dique leucocrático	NE 6° SE 44°	NW 85° SE 42°	'mica fish'	Bloque del techo al SE 85°
Camino Organal-El Naranjo	Gneis micro-augen	NW 45° NE 20°	No es clara. Corte NE 60°	Porfidoclastos complejos, σ	Bloque de techo al SW 60°
Camino Organal-El Naranjo	Gneis leucocrático	NE 12° SE 36°	NW 85° SE 22°	$\sigma, S/C'$	Bloque de techo al SE 85°
Camino Organal-El Naranjo	Gneis augen	NE 8° SE 36°	No es clara Corte NW 48°	δ, σ y S/C'	Bloque de techo al SE 48°
Camino Organal-El Naranjo	Gneis micro-augen	NE 40° SE 19°	NW 81° SE 17°	δ y σ	Bloque de techo al NW 81°
Camino Organal-El Naranjo	Gneis leucocrático	NW 20° NE 40°	NW 70° SE 35°	σ y S/C'	Bloque de techo al SE 70°
Camino Organal-El Naranjo	Gneis leucocrático	NE 40° SE 40°	NW 50° SE 40°	σ	Bloque del techo al NW 50°
Oriente de San Miguel	Gneis augen	NE 42° SE 52°	NW 70° SE 47° (no clara)	σ y S/C'	Bloque de techo al SE 70°
Poniente de Organal	Gneis augen	NE 71° SE 30°	NW 35° SE 27	σ	Bloque de techo al NW 35°
Poniente de Organal	Gneis augen	E-W E 17°	NE 75° SE 15°	σ	Bloque de techo al NE 75°
Poniente de Organal	Gneis augen	NE 48° SE 22°	NW 52° SE 22°	S/C'	Bloque de techo al SE 52°
Las Amarillas	Gneis augen	N-S E 42°	NE 45° NE 21°	σ	Bloque de techo al SW 45°

δ y σ se refieren a porfidoclastos de feldespato con mantos formados por recristalización dinámica; S/C' se refiere a una foliación formada por bandas de cizalla; f_n se refiere a la foliación oblicua del cuarzo con respecto al plano de cizalla S.

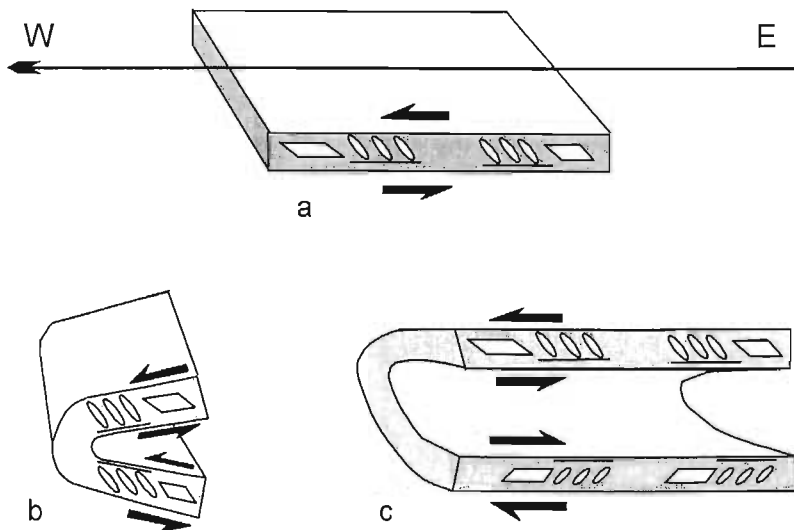
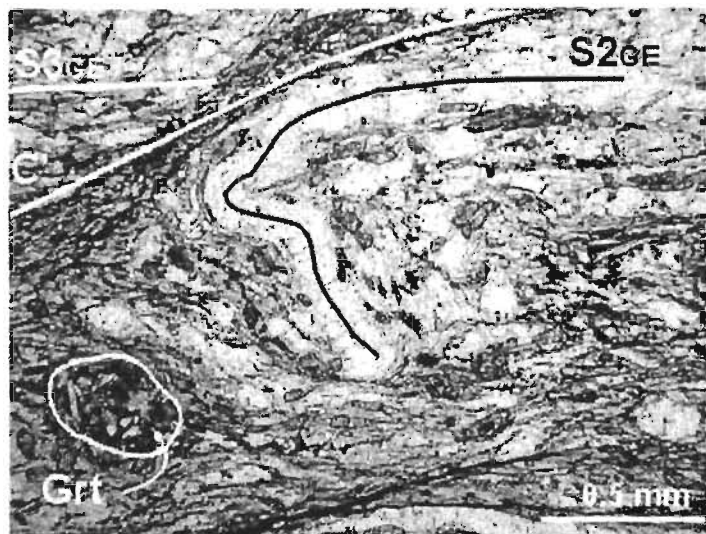


Figura 170. Esquema que muestra una explicación posible a la presencia de sentidos de cizalla opuestos debidos a plegamiento. a) capa con indicadores del sentido de cizalla sinistral, la lineación de estiramiento tiene un rumbo E-W; b) plegamiento isoclinal con ejes N-S, en este caso aunque los indicadores son rotados el sentido de cizalla permanece sinistral en ambos flancos; c) misma capa pero afectada por pliegues con rumbo E-W (paralelo a la lineación), en este caso los sentidos de cizalla son invertidos (en el flanco inferior el sentido de cizalla es dextral). Figura tomada de Vega y Calmus (2003).

Tercera fase de deformación $D3_{GE}$

La tercera fase de deformación que afecta a los Granitoides Esperanza es evidenciada por pliegues subsoclinales de escala métrica a centimétrica $F3_{GE}$, en donde localmente se desarrolla una foliación de plano axial $S3_{GE}$. Esta fase se desarrolla de manera heterogénea concentrándose en zonas de cizalla a lo largo de las cuales pueden formarse ultramilonitas (con espesores decimétricos a métricos) a partir de los gneises augen. La microestructura más común que se asocia a esta fase es una foliación milonítica espaciada $S3_{GE}$ generalmente acompañada con bandas de cizalla, dando por resultado una estructura S-C' (clivaje en bandas de cizalla) (Figura 171).

Figura 171. Lámina delgada de gneis augen ultramilonítico (muestra ACA 3) donde se aprecia una primera foliación con bandas composicionales $S2_{GE}$ la cual es transectada por bandas de cizalla C'. El sentido de cizalla es sinistral. LN, 4X,



Plegamiento F3_{GE}

Como se dijo arriba, los pliegues asociados con esta fase son subsoclinales, recostados a recumbentes y doblan la foliación S2_{GE} de los gneises leucocráticos (Figura 172). A esta etapa de plegamiento se atribuye también el replegamiento subsoclinal de los pliegues que afectan a la secuencia metasedimentaria de Santa Cruz Organal. Se trata de pliegues isoclinales a subsoclinales que doblan la foliación principal (S2_{GE}), en lugares se pudo observar sistemas sobrepuestos del tipo II (Ramsay y Huber, 1987). Algunas bandas cuarzo-feldespáticas en gneises augen presentan pliegues isoclinales decimétricos replegados por una tercer fase de plegamiento F3_{GE}, la cual se caracteriza por pliegues cerrados a apretados (ángulos interflancos de 60° y 30°) (Figura 167). Una foliación S2_{GE} se desarrolló paralela a los planos axiales del primer plegamiento, mientras que un clivaje espaciado S3_{GE} se desarrolló en los planos axiales del segundo plegamiento (Figura 173). Esta última foliación es heterogénea y no siempre atraviesa los planos axiales de las bandas cuarzo-feldespáticas.



Figura 172. Pliegues disarmónicos, de isoclinales a abiertos, que doblan a diques cuarzo-feldespáticos. Estas rocas corresponden a gneises miloníticos leucocráticos con una lineación de estiramiento bien desarrollada. Los ejes de pliegues son subparalelos a dicha lineación. Viendo al sur. Escala gráfica en cm.

Evento de metamorfismo M3_{GE}

Un evento de metamorfismo dinámico acompaña a la fase D3_{GE}. Como la deformación, este metamorfismo es heterogéneo y localizado. Principalmente está representado por elongación del cuarzo y fenómenos de presión-solución. Localmente, se generan zonas donde hay recristalización dinámica de cuarzo y feldespato (zonas miloníticas), así que la temperatura de este evento es principalmente baja pero localmente pudo alcanzar los 450 °C. El evento de metamorfismo M3_{GE} asociado con la tercera fase de deformación tiene un grado menor que el

de los eventos anteriores ($M1_{GE}$ y $M2_{GE}$). Está representado por la conversión, parcial a total, del granate y la biotita a clorita; mientras que la fengita experimenta leve transformación a biotita (bordes) y sufre recristalización dinámica al igual que el cuarzo y los feldespatos. Por su mineralogía, este evento se debió producir en condiciones de la facies de esquistos verde.

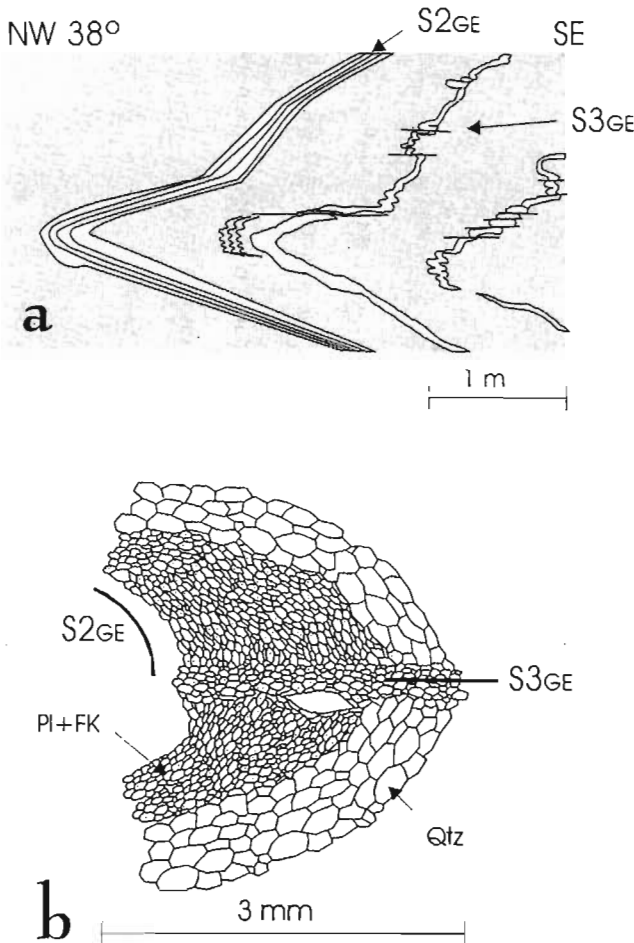


Figura 173. a) Esquema de pliegues subisoclinales evidenciados por bandas cuarzofeldespáticas (diques leucocráticos) encajonadas en gneis augen. Dichas bandas presentan una foliación $S2_{GE}$. En el plano axial de los diques se presenta una foliación espaciada y heterogénea $S3_{GE}$; b) Esquema a partir de una lámina delgada donde se ven bandas de plagioclasa y feldespato potásico con recristalización dinámica (banda gris de grano fino) intercaladas con cuarzo de recristalización dinámica pero de grano mayor el de la banda feldespática. La foliación de estas bandas $S2_{GE}$ se encuentra microplegada isoclinamente y se desarrolla localmente una foliación espaciada de plano axial $S3_{GE}$ marcada por recristalización dinámica fina de cuarzo y feldespatos.

Datos estructurales de $D3_{GE}$

La mayoría de los ejes de pliegues medidos en los Granitoides Esperanza afectan a los gneises leucocráticos y corse atribuyen a la segunda etapa de plegamiento $F2_{GE}$. Sin embargo, algunos ejes tienen orientaciones hacia el NE 50-70°. Estos datos se atribuyen a la fase $F3_{GE}$. Su vergencia es principalmente hacia el NW. Escasas lineaciones observadas con rumbos NW 30-60° podrían asociarse también con esta fase de deformación.

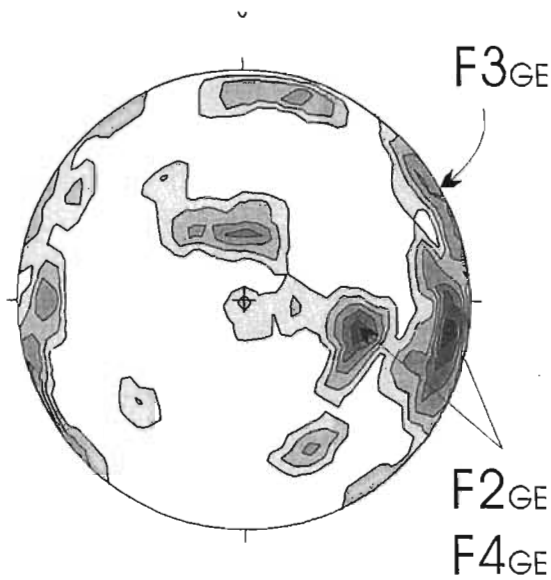


Figura 174. Proyección de ejes de pliegues en los Granitoides Esperanza en la región de Los Hornos a Santa Cruz de Organal. N = 39; máxima densidad 6.44 en 97/12.

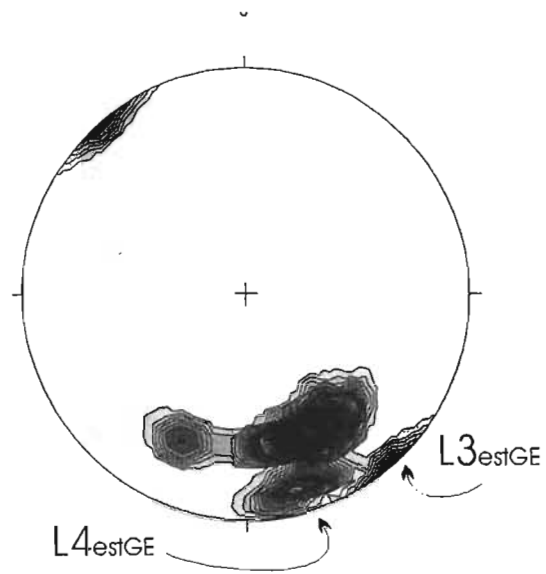


Figura 175. Proyección de lineaciones de estiramiento L_{est3GE} y L_{est4GE} que se interpretan asociadas con D_{3GE} y D_{4GE} . N = 12, máxima densidad 34.89 % en 153/36.

Fase de deformación D_{4GE}

Esta fase de deformación no está muy desarrollada y se caracteriza por pliegues cerrados cuyos ejes coinciden con los ejes de F_{2GE} (Figura 174) y con una lineación de estiramiento (desarrollada poco y localmente) con rumbos aproximados entre NW 0 y 40° y echados al SE (Figura 175). Así, esta fase tendría una orientación de acortamiento orientado aproximadamente NW 10°-20° SE. Weber et al. (1997) señalan que en el área entre San Bernardo y Nuevos Horizontes, la lineación predominante es aproximadamente N-S, contrario a lo observado más al norte (área estudiada). Los autores citados asocian dicha lineación con una fase de deformación tardía que afecta a las rocas de los Granitoides Esperanza en la facies de esquistos verde. Entonces esa fase de deformación podría correlacionarse con la fase D_{4GE} y al evento de metamorfismo M_{4GE} que lo acompaña.

La dispersión de datos de lineación observada en las rocas de esta unidad podría deberse a plegamientos isoclinales sobrepuestos a una lineación preexistente, como se muestra en el esquema de la Figura 176.

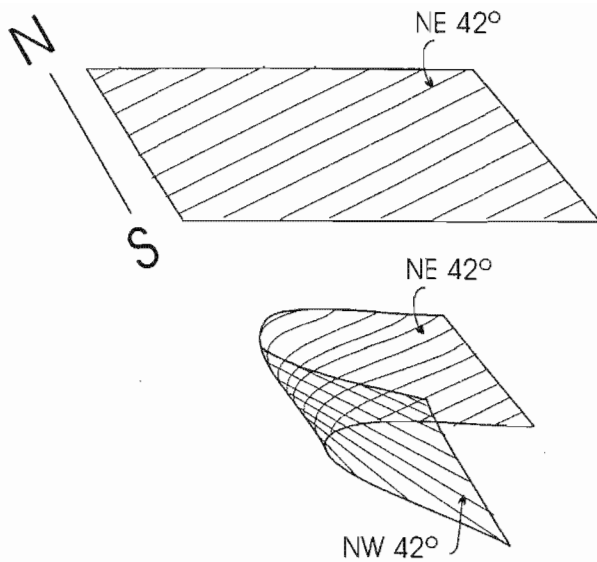
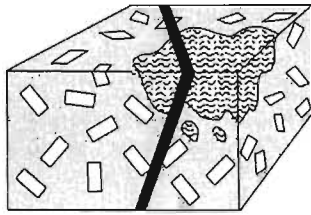


Figura 176. Esquema que muestra como se puede cambiar la dirección de una lineación por plegamiento. Una lineación original con rumbo NE 42, es doblada por un pliegue con eje N-S. Entonces se produce una nueva dirección de la lineación cuyo rumbo sería NW 42°.

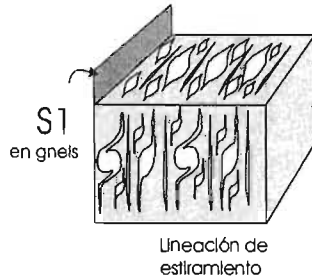
Interpretación de la evolución de la deformación

Una interpretación que muestra la probable evolución de las etapas de deformación-metamorfismo se muestra en la Figura 177. Primero ocurre la intrusión de una roca granítica porfídica en una secuencia sedimentaria (Silúrico Temprano). Posteriormente, ambos conjuntos son cortados por diques máficos. Luego, ambos conjuntos son deformados cuando experimentan un proceso de hundimiento (obducción) que los lleva a alcanzar la facies de eclogita (Fase $D2_{GE}$, evento $M2_{GE}$). Después, los

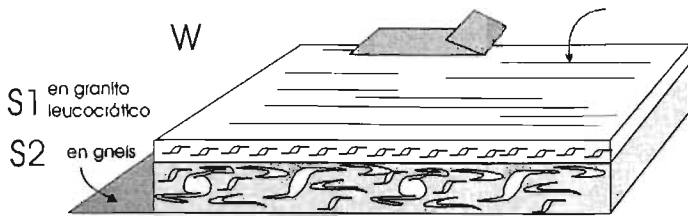
conjuntos son levantados, disminuye la presión y la temperatura se mantiene aproximadamente igual. Durante este proceso de exhumación son emplazados diques leucocráticos sincinemáticos, que adquieren una deformación milonítica $D3_{GE}$ ($D1_{DG}$). La cinemática de esta fase indica un movimiento con dirección E-W. El sentido de cizalla no ha podido establecerse con precisión puesto que hay indicadores que indican un movimiento de la cima hacia el E y otros hacia el W (Tabla 20). A continuación, los conjuntos formados sufren una nueva fase de deformación $D3_{GE}$ que se representa por un plegamiento cerrado con desarrollo local de una foliación de plano axial y zonas de cizalla discretas. Este movimiento tuvo una dirección de acortamiento NW-SE con vergencia al noroeste. Por último, se produjo una cuarta fase de deformación $D4_{GE}$, caracterizada por pliegues cerrados a subisoclinales con una orientación aproximada E - W similar a la de la segunda fase, y con desarrollo de una lineación de estiramiento local NW 0-20°.



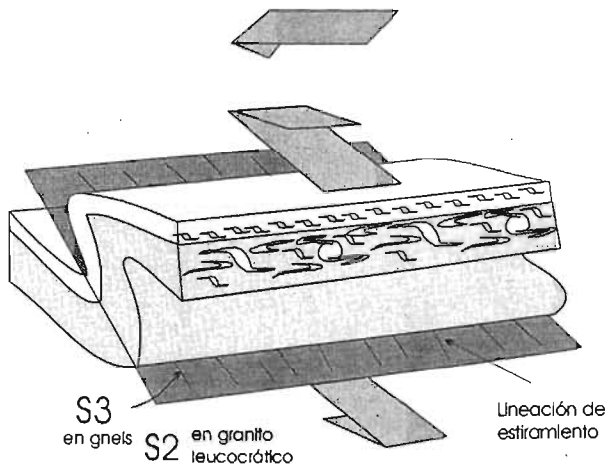
Intrusión de granito porfírico en rocas sedimentarias. Intrusión de diques básicos.
Intrusión 440 Ma.



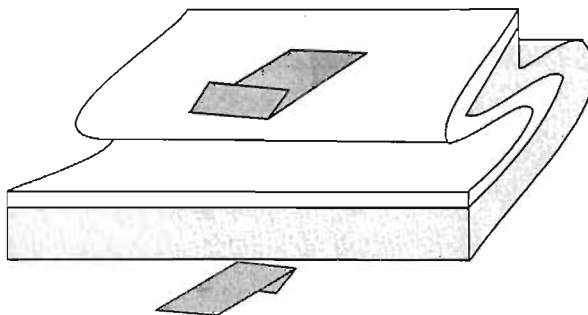
D1_{EE}
Metamorfismo de alta P/T
Formación de gneis augen



E
D2_{EE}
Metamorfismo dinamotérmico de moderada P/T (?)
Bloque de techo hacia el E
Intrusión sintectónica de diques leucograníticos



D3_{EE}
Metamorfismo de baja P y T (?)
Orientación de paleo-efuerzo = N-S
Plegues isoclinales
Clivaje de plano axial
Bloque de techo al sur



D4_{EE}
Metamorfismo de baja P y T (?)
Orientación de paleo-efuerzo = N-S
Plegues isoclinales
Clivaje de plano axial
Bloque de techo al sur
(no se representa el plegamiento anterior que es replegado por esta fase)

Figura 177. Esquema que muestra la interpretación de la deformación en los Granitoides Esperanza en la región entre Los Hornos y Cuayuca.

5.5. Deformación de la formación El Rodeo

Las rocas que componen esta formación son generalmente de grano muy fino a medio. En los afloramientos se puede observar desde una sola foliación, continua o formada por bandas y lentes composicionales; dos foliaciones, que se pueden distinguir de manera relativamente común y, localmente, tres foliaciones sobrepuestas. En lámina delgada pudieron distinguirse cuatro foliaciones. Las foliaciones son heterogéneas y pueden transponerse aunque generalmente se cortan. En los esquistos de grano fino se observa generalmente una foliación fina (0.5 mm), microplegada, cortada por un clivaje de crenulación con espaciamientos variables entre 0.5 y 2 cm. En ciertas partes de la secuencia pueden observarse dos clivajes relativamente planos en las metabasitas, los cuales se cortan formando una clivaje tipo lápiz (Figura 178).



Figura 178. Afloramiento de metabasitas de la formación El Rodeo, pueden apreciarse dos clivajes espaciados, uno aproximadamente vertical (S_{3ER}) y el otro cercanamente horizontal (S_{4ER}).

En lugares en donde la separación de los planos de clivaje de la última foliación es mayor (4 a 5 cm), la foliación anterior muestra microplegues subsoclinales cuyas charnelas son claramente visibles (Figura 181). La presencia de los planos de clivaje principales genera dos

lineaciones de intersección (Figura 187 f), sólo localmente se aprecian lineaciones minerales en algunas rocas de grano más grueso.

Primera fase de deformación $D1_{ER}$

Durante la primera fase de deformación $D1_{ER}$ que afectó a la formación El Rodeo, se generó una foliación continua $S1_{ER}$ que en metabasitas se manifiesta mediante la orientación preferente de cristales de anfíbol (actinolítico) con bandas de segregación de cuarzo y cuarzo+epidota. En filitas y micaesquistos está marcada por la orientación preferente de cristales de muscovita y clorita.

Un evento de metamorfismo $M1_{ER}$ de facies de esquistos verdes acompañó a $D1_{ER}$. Durante este evento se produjo la cristalización de los minerales metamórficos que conforman las rocas de esta unidad.

Segunda fase de deformación $D2_{ER}$

La segunda fase de deformación produjo micropliegues isoclinales $F2_{ER}$ que doblan a $S1_{ER}$ y el desarrollo de una foliación de plano axial $S2_{ER}$ que traspone a la primera (Figura 179). Las condiciones metamórficas del evento $M2_{ER}$ que acompaña a la fase $D2_{ER}$ son similares a las del primer evento $M1_{ER}$, es decir, de la facies de esquistos verdes. Durante este evento recrystalizaron los minerales que se formaron durante $M1_{ER}$. De esta manera, las foliaciones $S1_{ER}$ y $S2_{ER}$ son prácticamente indistinguibles en afloramiento y en muchas láminas delgadas. Sólo en rocas escasas y analizadas muy cuidadosamente pueden apreciarse estas dos foliaciones.

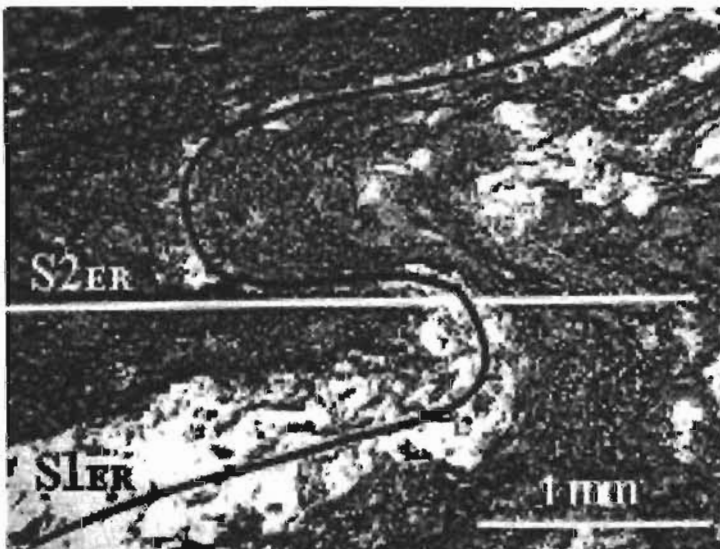


Figura 179. Fotografía de lámina delgada de muestra ACA 70. $S1_{ER}$ foliación fina con bandas (lentes) de cuarzo y epidota (color blanco). Paralelo al plano axial de pliegue isoclinales que doblan $S1_{ER}$ se desarrolla una foliación de crenulación (horizontal en la foto) y que corresponde a $S2_{ER}$.

Tercera fase de deformación $D3_{ER}$

Durante la tercera fase de deformación $D3_{ER}$ se produjo el plegamiento isoclinal de las foliaciones $S1_{ER}$ y $S2_{ER}$, que son subparalelas, y se desarrolló una tercer foliación de plano axial $S3_{ER}$. Esta tercer foliación es espaciada y produce un clivaje de crenulación fino (Figura 180 y 181).



Figura 180. Se aprecian laminaciones finas en metabasita, formadas por la orientación de cristales de actinolita con menor clorita y cuarzo. Estas laminaciones, que forman $S1_{ER}$, son microplegadas y se desarrolla un clivaje de crenulación $S3_{ER}$. La segunda foliación $S2_{ER}$ no se aprecia en la fotografía y sería paralela a $S1_{ER}$.

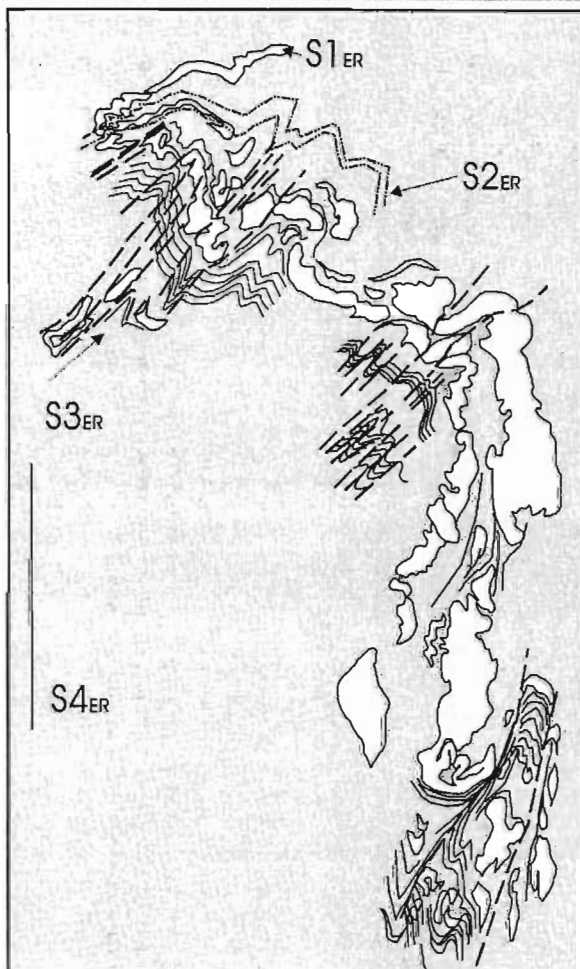


Figura 181. Esquema de detalle de lámina delgada de la muestra ACA 70. Se aprecia la foliación $S1_{ER}$ a lo largo de la cual se emplazaron vetillas de cuarzo y epidota (blancas). Esta foliación fue microplegada isoclinalmente y se desarrolló una foliación $S2_{ER}$ de plano axial (— · — · — ·) la cual es paralela a $S1_{ER}$ salvo en las charnelas. Posteriormente se desarrollaron micropliegues isoclinales y una tercera foliación de plano axial $S3_{ER}$ (— —). La cuarta foliación $S4_{ER}$, no es penetrativa en esta parte de la muestra pero tiene una orientación vertical (en el esquema) y también se asocia con un microplegamiento (con acortamiento horizontal en el esquema).

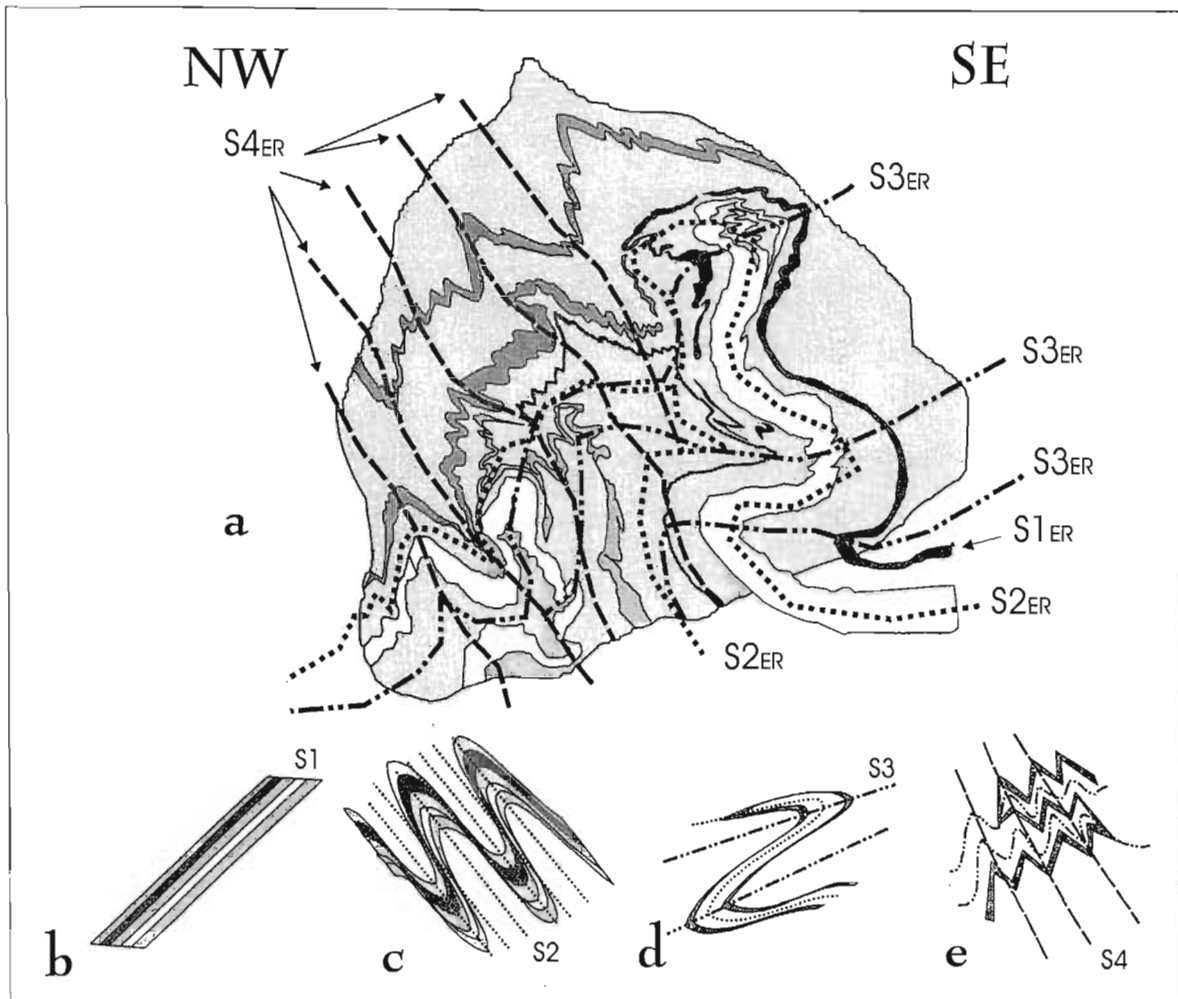
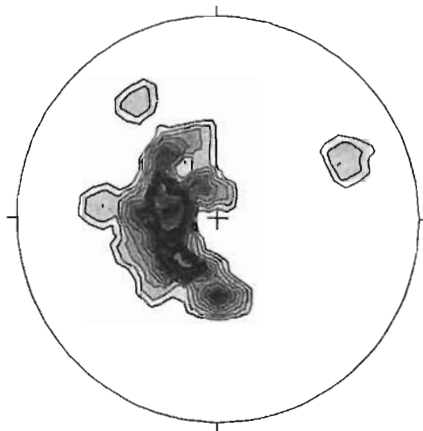


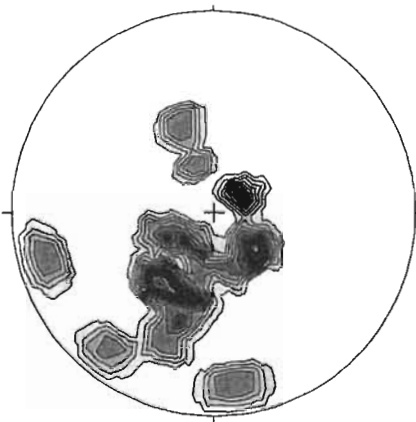
Figura 182. a) Esquema a partir del análisis de muestra de roca y láminas delgadas de una metabasita cerca del pueblo de El Rodeo. Se aprecian (e interpretan) cuatro foliaciones: $S1_{ER}$ se trata de una foliación de grano fino a lo largo de la cual se emplazaron vetas de cuarzo + epidota (de grano más grueso, color blanco), estas vetas presentan pliegues isoclinales (ver detalle en Figura 179). Paralelos al plano axial de dichos pliegues se desarrolla una foliación $S2_{ER}$ (generalmente paralela a $S1_{ER}$ excepto en las charnelas de los pliegues de la primera etapa de plegamiento $F2_{ER}$); c) Esta foliación a su vez es microplegada por pliegues que tienen planos axiales horizontales en el esquema (verticales en la realidad), desarrollándose una foliación de crenulación de grano muy fino $S3_{ER}$; d) Por último se produjo un nuevo plegamiento subsoclinal con desarrollo de una foliación de plano axial $S4_{ER}$ vertical en el esquema (horizontal en la realidad). $S1_{ER}$ y $S4_{ER}$ son las foliaciones más visibles en lámina, muestra de mano y afloramiento.

Durante esta fase se produjo un plegamiento isoclinal visible desde la escala microscópica hasta en afloramiento, esta etapa de plegamiento corresponde a $F3_{ER}$ y puede apreciarse en la Figura 182.

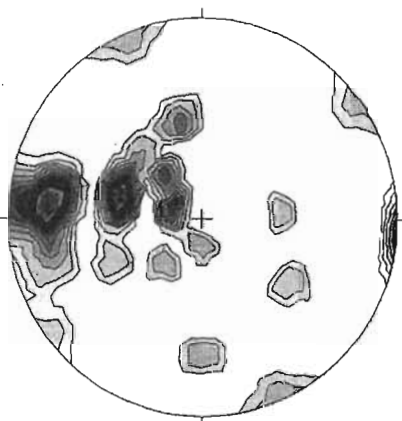
Los datos estructurales de la Formación El Rodeo fueron tomados principalmente en las regiones de El Rodeo – Ahuatlán, oriente de Los Hornos y oriente de Santa Cruz Organal y se muestran en la Figura 183. Los datos de la foliación corresponden a $S1-S3_{ER}$ y $S4_{ER}$, ya que las primeras tres foliaciones se observan en general transpuestas.



Foliación región El Rodeo-Ahuatlán
 $N = 35$, densidad máxima 15.63 en 276/60.



Foliación: región San Miguel Las Minas
 $N = 21$, densidad máxima 13.42 en 218/42.



Foliación: región Santa Cruz Organal-Los Hornos
 $N = 31$, densidad máxima 15.36 en 285/42

Figura 183. Diagramas estadísticos de la foliación en la formación El Rodeo. La dispersión que se observa se debe a la sobreposición de varias etapas de plegamiento que afectan a varias foliaciones.

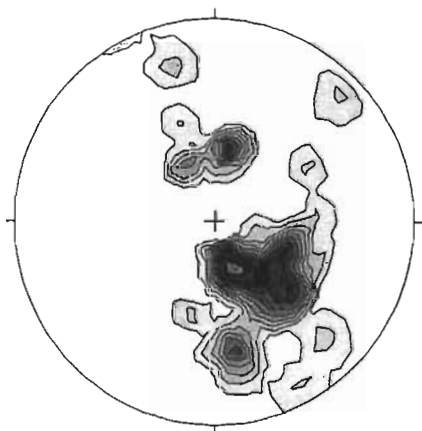


Figura 184. Ejes de pliegues que afectan a la formación El Rodeo en las regiones de Santa Cruz Organal – Los Hornos. Aquí se observan dos familias, una con ejes \sim N-S y otra con ejes \sim NW-SE. Estas familias se atribuyen tentativamente a las etapas $F2_{ER}$ y $F3_{ER}$ que implican un acortamiento E-W y NE-SW respectivamente.

Cuarta fase de deformación $D4_{ER}$

La cuarta fase de deformación $D4_{ER}$ está representada por una foliación espaciada que corresponde a un clivaje de crenulación $S4_{ER}$, la cual es visible en el afloramiento. $S4_{ER}$ se caracteriza por una recrystalización de la mica (generalmente a grano más fino) y bandas de minerales opacos formados por presión-solución. El espaciamiento de $S4_{ER}$ es de 7 mm en promedio, tiene forma suave, un volumen de densidad de clivaje cercano a 7 %, varía de paralelo a anastomosado y muestra una transición gradual (Figura 186). En otras muestras, el espaciamiento de $S4_{ER}$ es menor (2 mm) (Tabla 21). La foliación principal es $S1_{ER}/S2_{ER}$ y está compuesta por laminaciones finas (1 mm) o lentes separados por dominios de clivaje, formados por los mismos minerales (cuarzo y micas respectivamente). La relación entre dominios de clivaje y microlitones es cercana a 50 % en el caso de $S1_{ER}$. Las foliaciones $S2_{ER}$ y $S3_{ER}$ sólo son visibles localmente en la charnela de pliegues isoclinales.

Tabla 21. Características del clivaje en rocas de la formación El Rodeo

	RAC 34	ACA 74	ACA 75
Forma de los dominios de clivaje	Suave	Suave	Suave
Espaciamiento	0.08 mm	3 mm	5 mm
Volumen	15 %	7 % zonal	7 %
Clivaje	Anastomosada	Paralelo con lentes	Paralelo
Transición	Gradual	Discreta	Gradual

Los mecanismos de deformación predominantes en micaesquistos y metabasitas para la última foliación son: disolución por presión y recrystalización dinámica leve de la muscovita y el cuarzo. La facies del evento $M4_{ER}$ que acompaña a la cuarta deformación se considera como de esquistos verde en su parte inferior.

Una etapa de plegamiento isoclinal a subisoclinal $F4_{ER}$ de escala milimétrica a métrica acompaña a $D4_{ER}$. Generalmente $F4_{ER}$ forma pliegues con planos axiales subhorizontales paralelos a $S4_{ER}$. En los horizontes más pelíticos es común observar micropliegues de crenulación ($F4_{ER}$) doblando a $S1-S3_{ER}$ atrapadas entre los planos del clivaje $S4_{ER}$ (Figura 185).

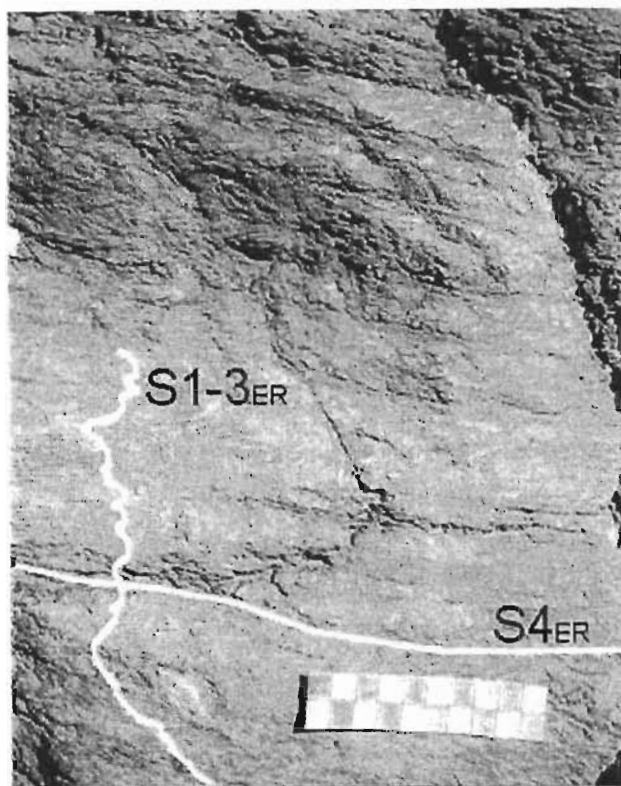
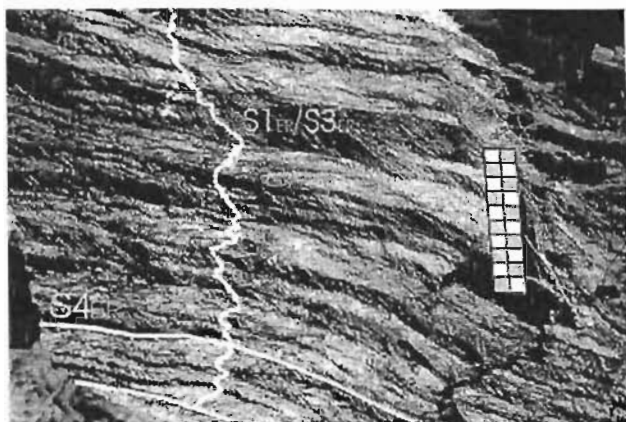


Figura 185. Afloramiento de filitas donde se aprecian claramente dos foliaciones. La primera que corresponde a $S1/S2_{ER}/S3_{ER}$ está formada por bandas composicionales alternadamente ricas en cuarzo y en micas. La segunda foliación (horizontal) es un clivaje de crenulación con un espaciamiento general de 2 cm y corresponde a $S4_{ER}$. Ambas fotografías viendo hacia el E, fueron tomadas cerca de El Rodeo. Escala en cm.

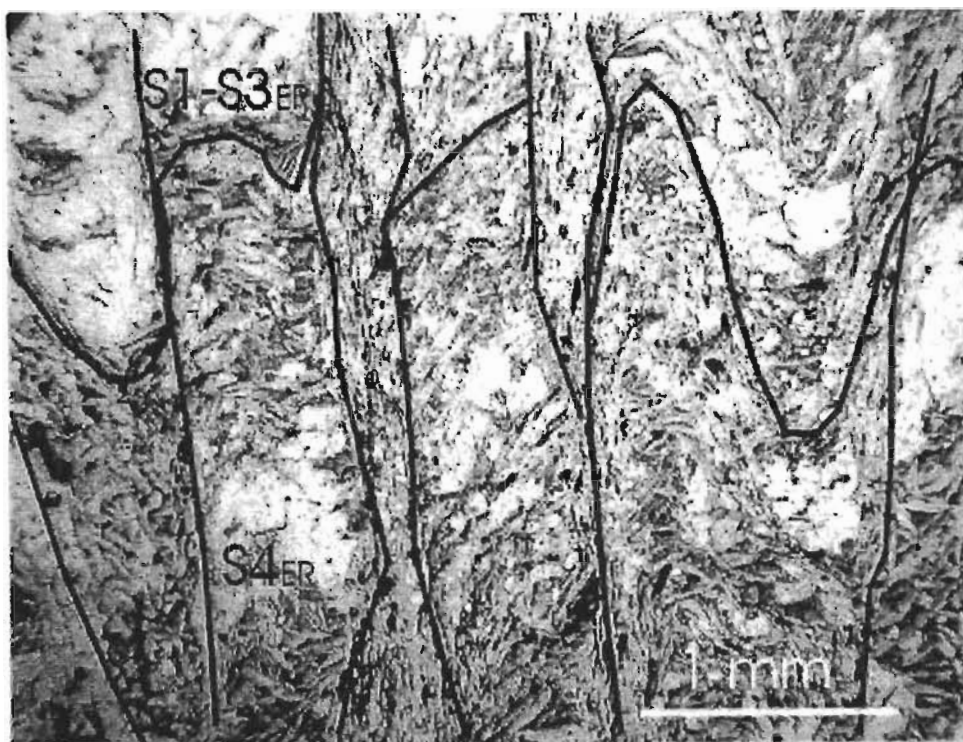


Figura 186. Fotografía de lámina delgada de un micaesquisto de grano fino con muscovita-clorita y cuarzo. Se observa una foliación $S1/S2_{ER}$ con pliegues de crenulación finos y cortada por una foliación $S4_{ER}$.

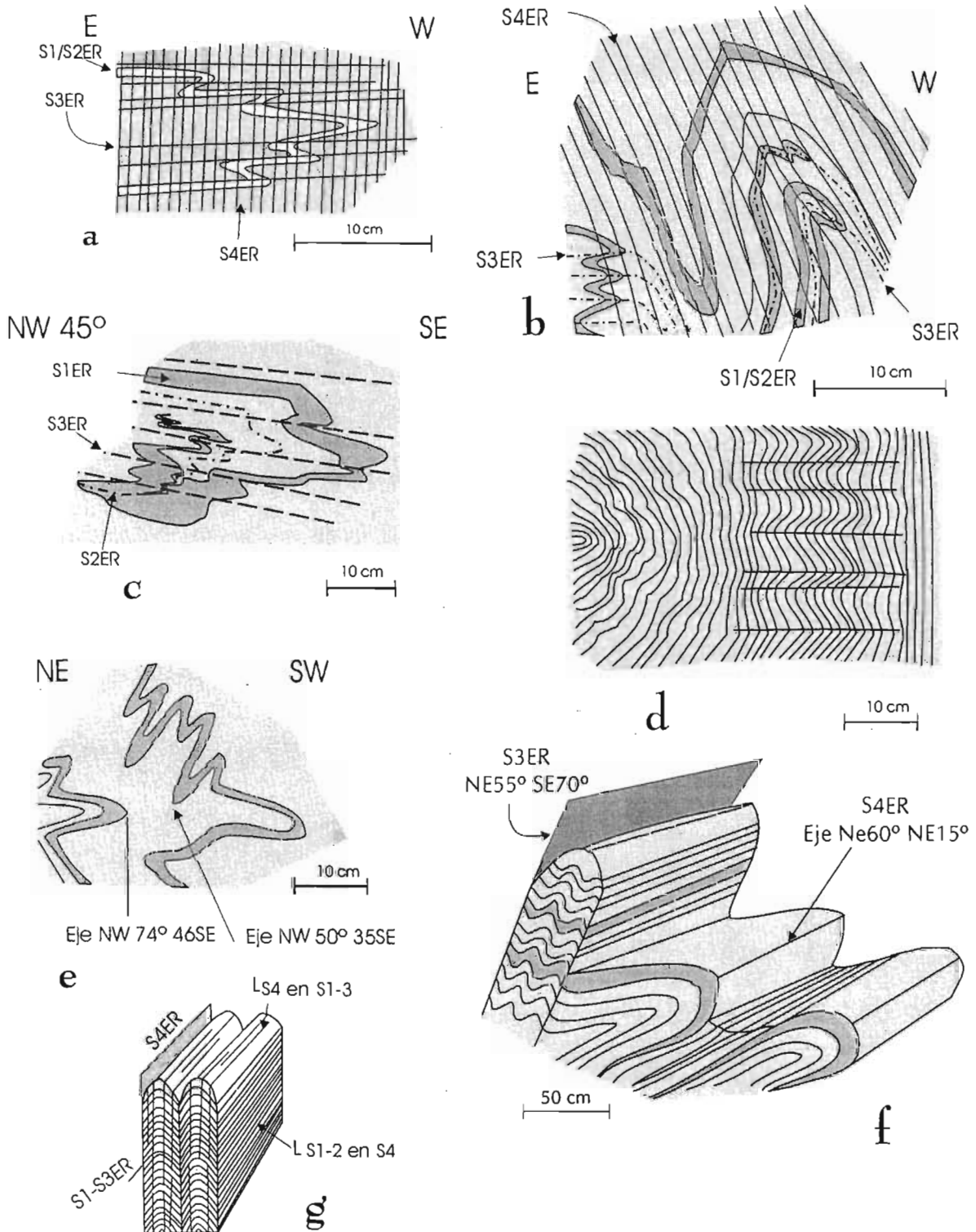


Figura 187. Esquemas que muestran las foliaciones y plegamientos en la formación El Rodeo. a) se observa una foliación con bandas composicionales plegadas ($S1/S2_{ER}$) y desarrollo de dos clivajes de crenulación que la cortan; b) se aprecian tres foliaciones, los dos últimos clivajes son paralelos a los planos axiales de pliegues isoclinales, el último ($S4_{ER}$) tiene planos axiales prácticamente verticales que repliegan a otros pliegues isoclinales previos en cuyos planos también se ha formado un clivaje $S3_{ER}$, ambos esquemas de afloramientos ubicados al norte de Acatlán de Osorio (viendo al sur); c) Vetas de cuarzo que se emplazaron a lo largo de una

foliación $S1_{ER}$, las cuales son plegadas isoclinalmente dos veces desarrollando sendos clivajes de crenulación paralelos a los planos axiales de dichos pliegues (poniente de Los Hornos); d) En este esquema se observa como el plegamiento y la foliación se desarrollan de manera heterogénea, $S4_{ER}$ horizontal, $S3_{ER}$ vertical (cerca de El Rodeo); e) Dos fases de plegamiento isoclinal con distintos planos axiales desarrollándose de forma heterogénea, estos tipos de plegamientos son comunes en la unidad (poniente de Los Hornos); f) Esquema que muestra las relaciones entre los clivajes $S4_{ER}$ y $S3_{ER}$; g) En este esquema se muestran dos lineaciones de intersección (Lint $S4/S1-3$ y Lint $S1-3/S4$) comunes en las rocas de la unidad.

La Figura 188 es un esquema de plegamientos y foliaciones observados en metabasitas de la formación El Rodeo. Se observan cuatro foliaciones ($S1_{ER}$ a $S4_{ER}$) y tres etapas de plegamiento ($F2_{ER}$ a $F4_{ER}$).

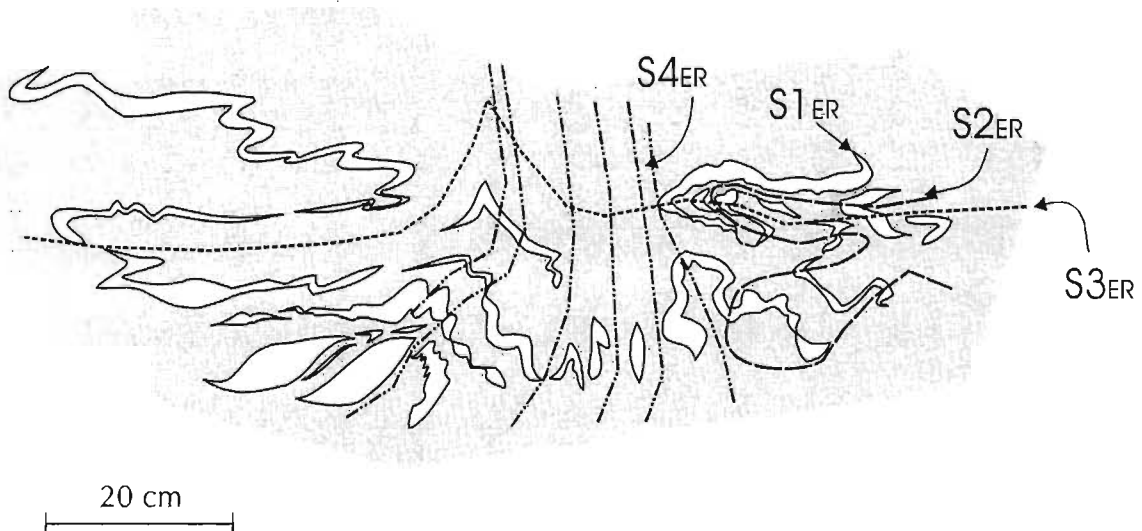


Figura 188. Esquema que muestra relaciones entre foliación y plegamiento en metabasitas con lentes de cuarzo de la formación El Rodeo. Oriente de Los Hornos.

En la Figura 189 se muestra un afloramiento donde se detectaron tres etapas de plegamiento. La primera, de carácter isoclinal dobla la foliación principal de la roca y a su lineación de estiramiento, y corresponde a $F3_{ER}$. La segunda etapa corresponde a $F4_{ER}$ repliega isoclinalmente a la primera y tiene planos axiales originalmente horizontales. La última etapa de plegamiento corresponde a $F5_{ER}$ y produjo pliegues tipo 'caja' o en 'abanico' cuyos planos axiales se interceptan. A esta última etapa de plegamiento no se asocia ninguna foliación o clivaje.

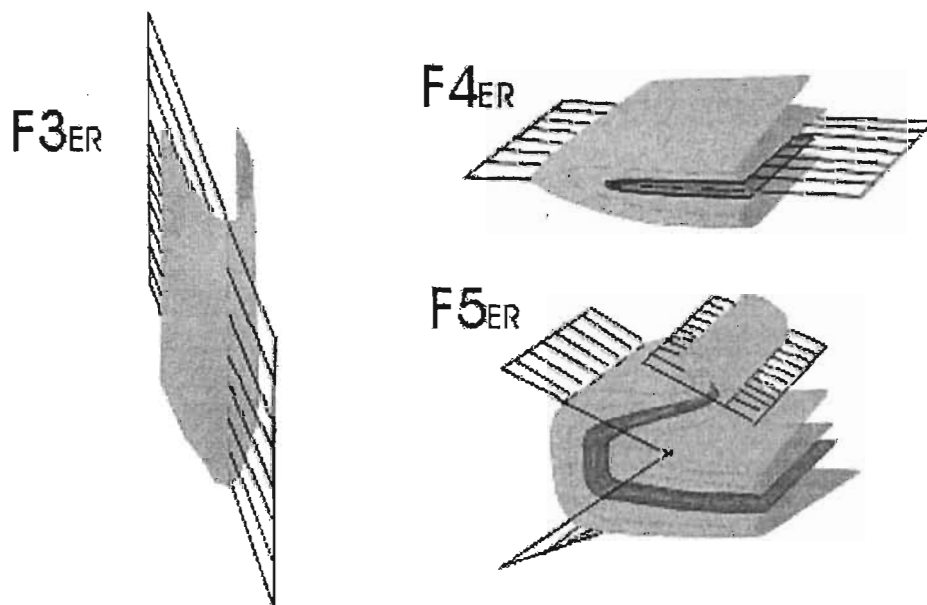
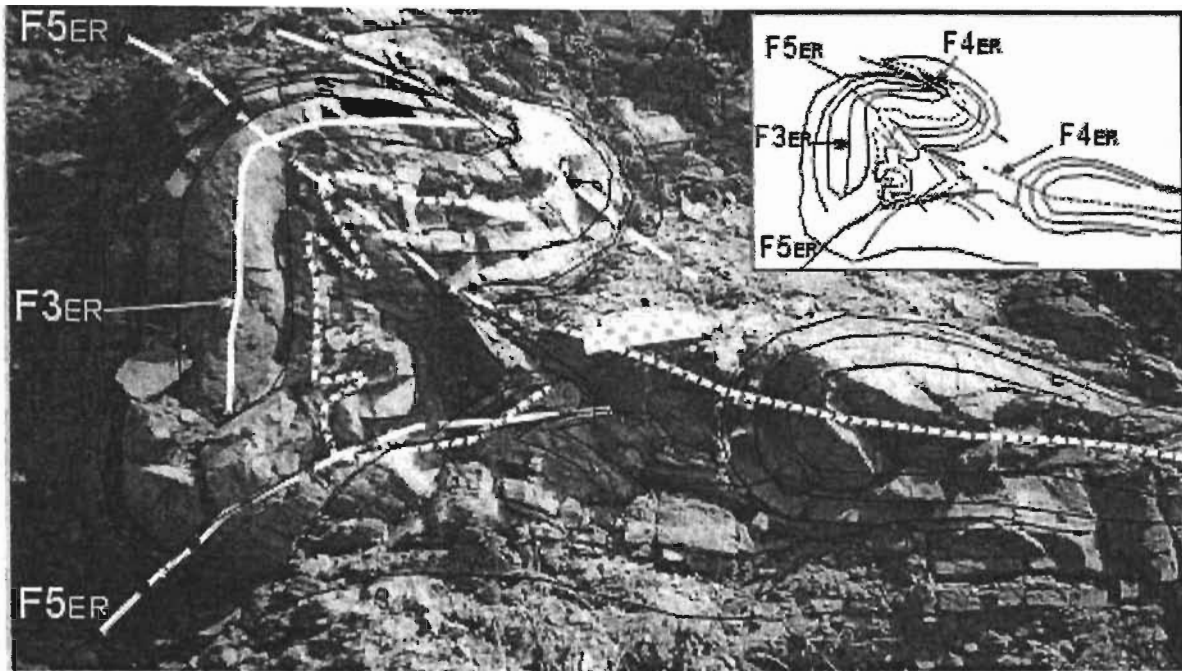


Figura 189. Tres etapas de plegamiento en rocas félsicas de la formación El Rodeo (cerca de Ahuatlán). Se aprecia un plegamiento isoclinal $F3_{ER}$ que dobló una foliación $S2_{ER}$ asociada con una lineación de estiramiento; dichos pliegues son replegados isoclinalmente por la etapa $F4_{ER}$ y posteriormente, los pliegues anteriores fueron replegados en un pliegue tipo abanico durante la etapa $F5_{ER}$. Escala en centímetros.

Los ejes de pliegues medidos en la región de El Rodeo-Ahuatlán corresponden principalmente a $F4_{ER}$ y se muestran en la Figura 190. Estos ejes tienen una dirección principal entre $NE\ 50^\circ$ y 80° y echados al NE. Esta familia de ejes también se observa en la región de San Miguel Las Minas.

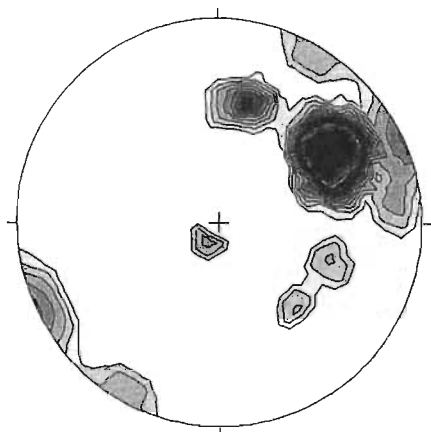
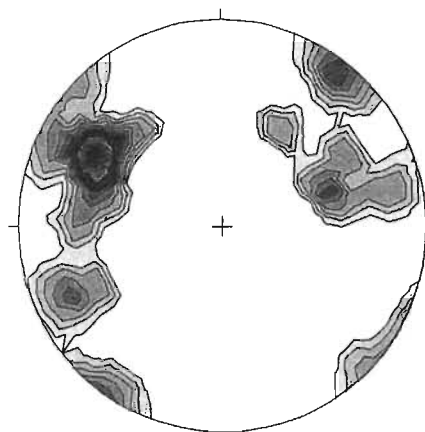


Figura 190. Ejes de pliegues: región El Rodeo-Ahuatlán $N = 26$, densidad máxima 21.12 en 55/24.



Ejes de pliegues: región San Miguel $N = 19$, densidad máxima 17.4 en 300/18

En la Formación El Rodeo también se observaron lineaciones de intersección y lineaciones minerales. Estas últimas se observan de manera muy local, es decir, no son penetrativas, por lo que se obtuvieron muy pocos datos los cuales se muestran en la Figura 191.

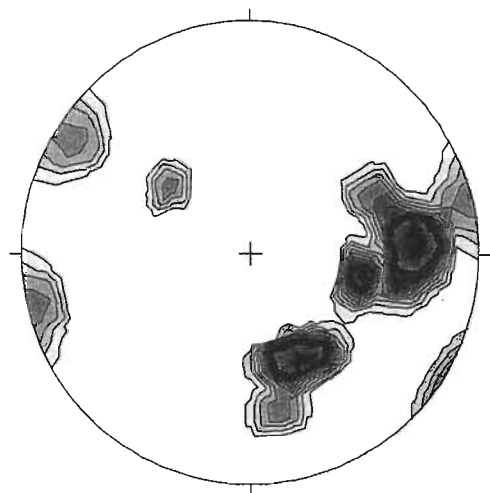


Figura 191. Lineaciones minerales observadas en la formación El Rodeo. Se pueden apreciar dos familias: una con rumbo aproximado E-W que correspondería a acortamientos en dicha dirección y otra con rumbos aproximados NW30°-40° SE. Estas familias se atribuyen tentativamente a las fases de deformación $D2_{ER}$ y $D5_{ER}$. $N = 18$, máxima densidad 18.36 en 85/18.

Relación de rocas graníticas y la formación El Rodeo

Se han observado diques graníticos cortando a las rocas de la Formación El Rodeo en diferentes regiones: en el camino hacia Ahuetlán, al oriente de Los Hornos y en la región de Acatlán. Cerca de Ahuetlán la roca es una aplita granítica con cierto grado de deformación indicado por el desarrollo en el cuarzo de extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica, esta última en los bordes de los granos. Los granos además presentan bordes serrados que pueden asociarse a un fenómeno de recristalización dinámica (recristalización por

migración en límites de grano). En la región al oriente de los Hornos se presentan diques los cuales presentan morfología sigmoide los cuales se interpretan como macroboudines cizallados (Figura 192). Los diques también se observan plegados. Las petrografía de estas muestras indica que se trata de rocas con una deformación intracristalina (extinción ondulante, elongación, recristalización dinámica del cuarzo) (Figura 193).

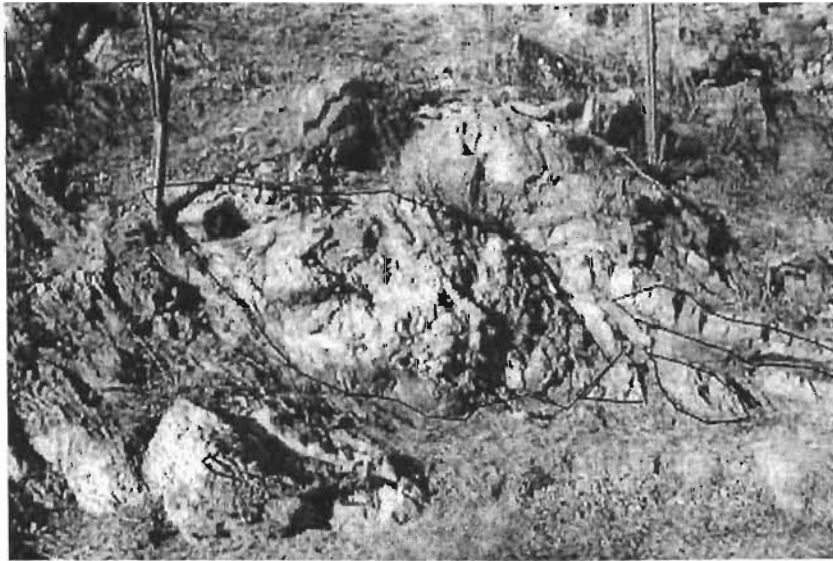


Figura 192. Afloramiento donde se observan diques graníticos sigmoides encajonados en rocas de la Formación El Rodeo. El granito está formado por cuarzo + feldespatos + biotita + muscovita y es de grano grueso (1 mm). Viendo al norte, anchura del lente mayor es 1.5 m. Oriente de Los Hornos.

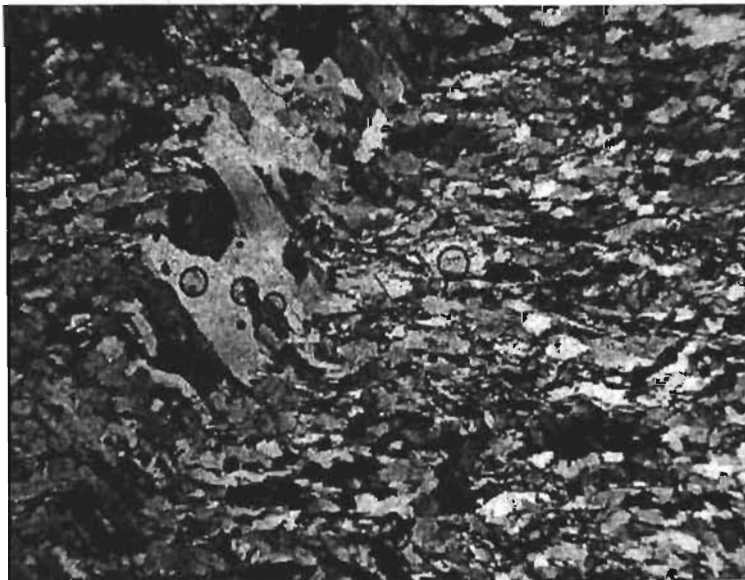


Figura 193. Fotografía de lámina delgada de dique granítico aplítico. Se aprecia una foliación marcado por granos elongados de cuarzo + feldespatos, con muscovita fina orientada asociada con escasa clorita. Hay una foliación oblicua (fn) del cuarzo con respecto a S (indicado por las micas) que permite definir el sentido de cizalla (dextral en este caso). Una pequeña veta de plagioclasas de grano más grueso es doblada en un pliegue tipo kink.

Un dique, con longitud mayor a 20 km, corta la formación El Rodeo en la región de Acatlán. En dicha región este dique se ubica en el contacto occidental entre la formación El Rodeo y la Formación Tecomate; aunque más al oriente, diques similares se emplazan dentro de la formación El Rodeo. Este dique también presenta una deformación por cizalla simple con

desarrollo de una foliación milonítica y lineación de estiramiento. Por su composición y deformación se le puede llamar monzonita protomilonítica a milonítica. Contiene porfiroclastos de feldespatos potásicos y plagioclasas con múltiples microfallas sintéticas y antitéticas, microfracturas (Figura 194 a y b) y desarrollo de recristalización dinámica. Los feldespatos desarrollan lamelas de albita. El escaso cuarzo presente muestra una recristalización dinámica de grano muy fino, los feldespatos presentan recristalización dinámica y desarrollo de mantos. Hay sericita de grano muy fino orientada en la foliación principal, la cual fue producida por la recristalización dinámica de cristales originales mayores (Figura 194 a y b). Hay escasos cristales de biotita que presentan microkinks. El sentido de cizalla puede definirse por la estructura S-C' de la foliación y mica 'fish' de biotita y es siniestra. La actitud del dique es NW 5° - E 85°, el sentido de movimiento sería en este caso con el bloque ubicado al oriente hacia el norte (movimiento sinistral visto en planta).

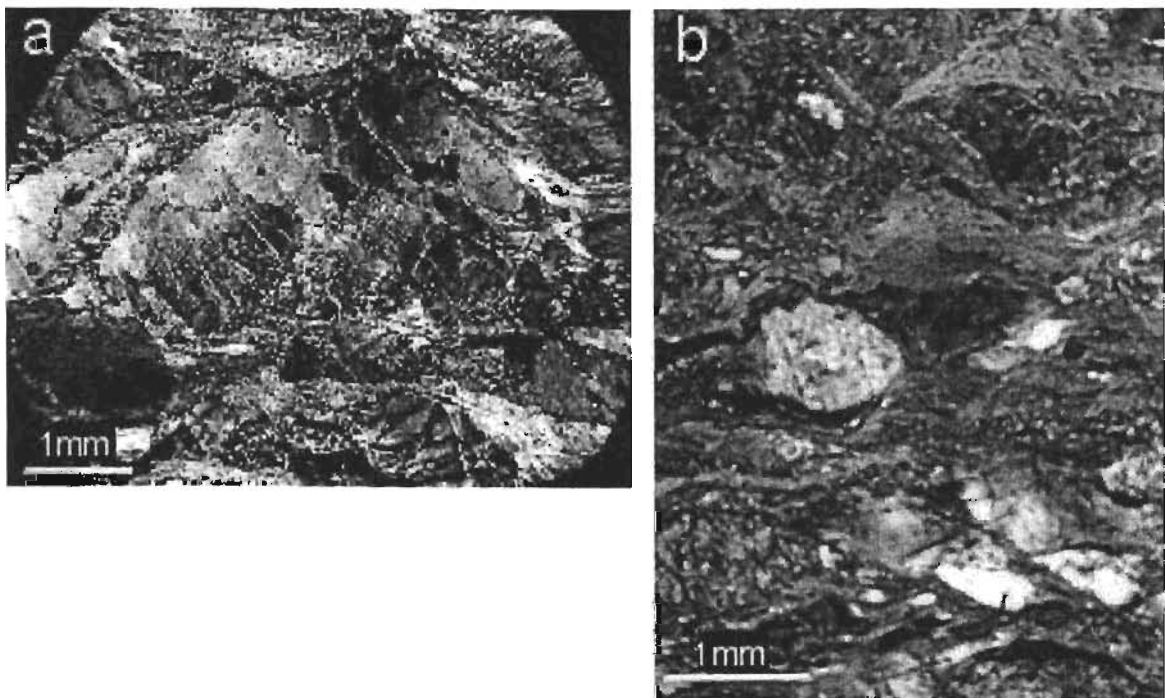


Figura 194. a) Porfiroclasto de microclina intensamente deformado, con microfracturas, recristalización dinámica en bordes y en microfracturas, desarrollo de listones de albita, subgranos, extinción ondulante. Está rodeado por una foliación fina de sericita producto de recristalización dinámica de mica blanca; b) Porfiroclastos de feldespato tipo sigma envueltos en una foliación formada por sericita de grano fino, el cuarzo es de grano muy fino producto de recristalización dinámica. Sentido de cizalla sinistral. Esta roca corresponde a una monzonita milonítica o blastomilonítica. LP, 2X.

Interpretación de la deformación

De los datos estructurales presentados se puede derivar que no se conoce con precisión la orientación de la fase de deformación $D1_{ER}$, representada por una foliación fina, generalmente traspuesta por las fases posteriores. La fase $D2_{ER}$ está representada por pliegues isoclinales y una foliación de crenulación laminada y una lineación mineral. Los datos de lineación que se atribuyen a esta fase tienen un rumbo aproximado E-W (Figura 191). Los ejes de pliegues atribuidos a esta fase se midieron preferentemente en la región de Santa Cruz Organal – Los Hornos y tienen ejes con rumbos predominantes $NW30^{\circ}$ - $NE20^{\circ}$ (Figura 190) y corresponden a $F2_{GE}$. Posteriormente se produjo las fases de deformación $D3_{ER}$ y $D4_{ER}$. Estas fases se caracterizan por el desarrollo de pliegues isoclinales con sendas foliaciones de plano axial y son correlativas en orientación y características, con las fases $D3_{Co}$ y $D4_{Co}$ presentes en la Formación Cosoltepec. $D3_{ER}$ produce pliegues subsoclinales verticales con una foliación de plano axial $S3_{ER}$ vertical (datos actuales); mientras que $D4_{ER}$ produce micropliegues isoclinales con planos axiales subhorizontales correspondientes a $S4_{ER}$. A estas fases se atribuyen pliegues isoclinales con ejes $NE 50^{\circ}$ - 80° (Figura 190) y lineaciones minerales con rumbos $NW 20^{\circ}$ - 40° (Figura 191). En la quinta fase de deformación $D5_{ER}$ se produjo principalmente el replegamiento de los pliegues anteriores como se aprecia en la Figura 189. Con esta fase se asocian pliegues con rumbos $NW 60^{\circ}$ - 80° y tiene una vergencia al sur contraria a la de $D4_{ER}$.

En la Figura 195 se muestran esquemas de la interpretación de la evolución estructural de la formación El Rodeo. En ella se muestran, de manera consecutiva, las distintas etapas de plegamiento con desarrollo de foliaciones de plano axial.

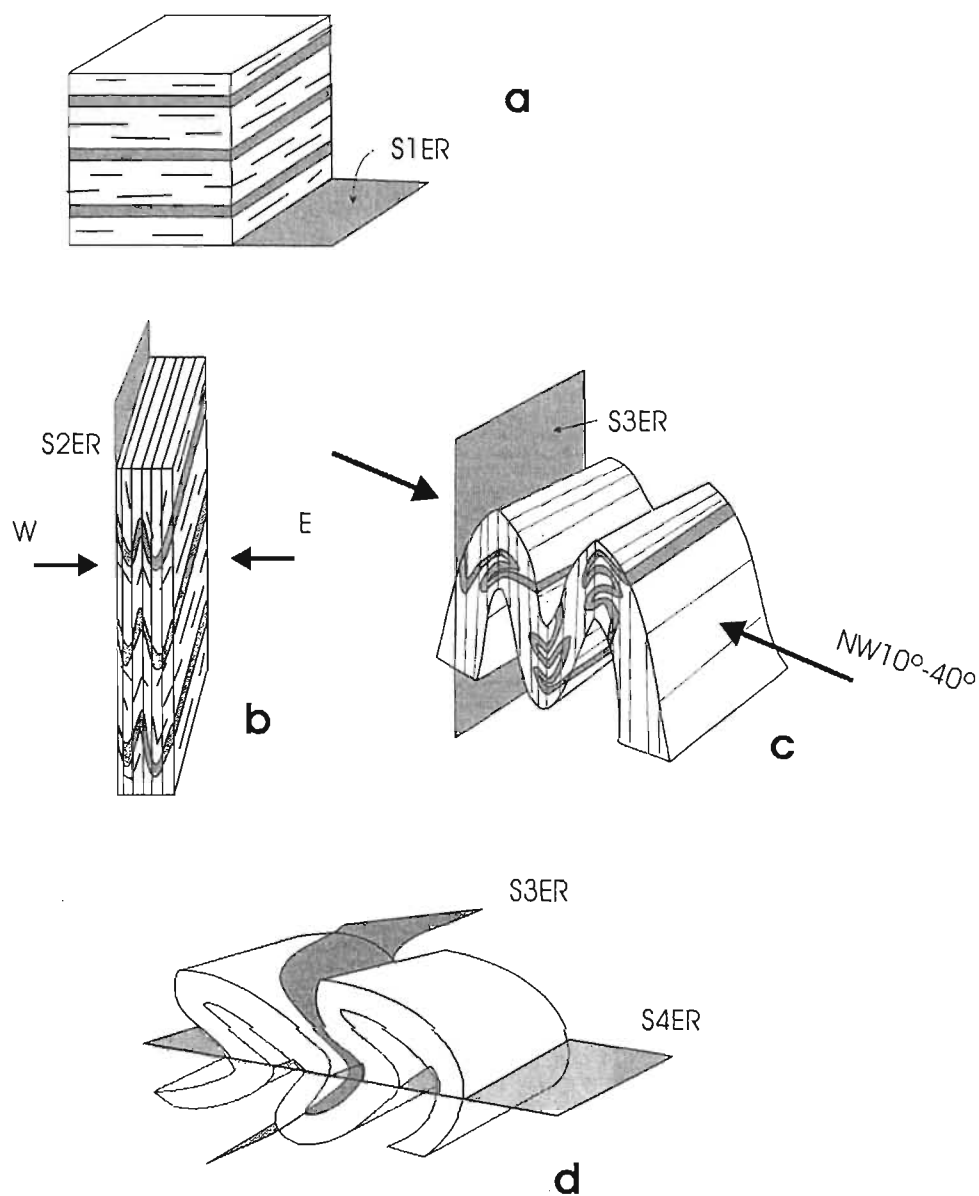


Figura 195. Esquemas interpretativos de la evolución estructural de la formación El Rodeo, a) La foliación $S1_{ER}$; b) La foliación $S1_{ER}$ fue plegada y se desarrolló una foliación de plano axial $S2_{ER}$, los micropliegues de $S1_{ER}$ tienen orientaciones aproximadamente $NW40^{\circ}$ - $NE20^{\circ}$, la dirección de acortamiento se considera \sim E-W; b) Plegamiento isoclinal y desarrollo de $S3_{ER}$, el acortamiento tiene un rumbo aproximado $NW 65^{\circ}$ SE, no se representan todas las foliaciones previas; c) Los pliegues formados durante la etapa anterior son replegados formándose pliegues isoclinales con planos axiales subhorizontales y una foliación de plano axial $S4_{ER}$. Se considera que los esfuerzos son cercanamente paralelos a los que formaron a $S3_{ER}$.

5.6. Deformación en la Formación Cosoltepec

Estructuras

Del estudio petrográfico y de afloramientos de las rocas de esta formación se pudieron detectar algunas fases de deformación que se manifiestan por foliaciones, además de varias etapas de plegamiento.

Primera Fase de deformación $D1_{Co}$

En algunas rocas de esta unidad, como cuarcitas y filitas, se ha encontrado localmente una foliación continua ($S1_{Co}$) de grano muy fino, sólo detectable en lámina delgada (Figura 196), marcada por orientación preferente de muscovita y clorita, y elongación del cuarzo. También se observó en una filita verde una foliación interna S_{iCo} ($=S1_{Co}$) formada por inclusiones orientadas de actinolita y epidota en poiquiloblastos de plagioclasa y cuarzo. La foliación $S1_{Co}$ no es discernible en otras muestras donde quizás es traspuesta por las foliaciones posteriores o su desarrollo es heterogéneo. Tampoco es visible en muestra de mano por lo que su orientación no pudo determinarse. En lámina delgada se observan microplegues replegados, el primer plegamiento ($F1_{Co}$) podría atribuirse a esta fase de deformación.

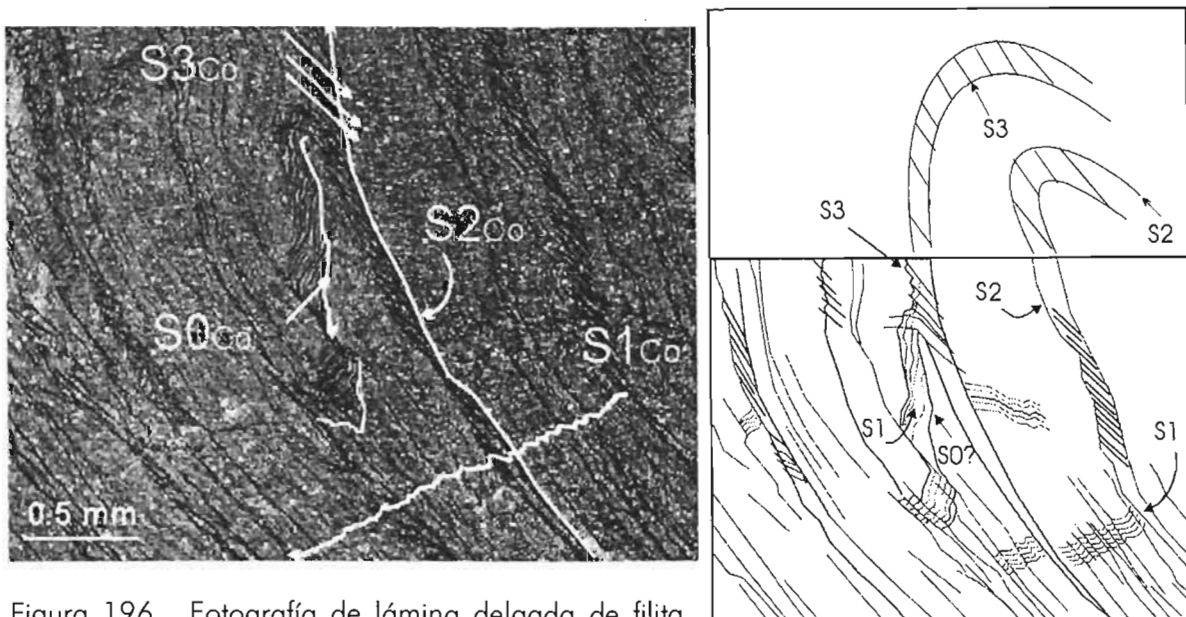


Figura 196. Fotografía de lámina delgada de filita donde se aprecian tres foliaciones. $S1_{Co}$ es una foliación muy fina que corta a bandas de composición distinta ($S0$). $S1_{Co}$ es cortada por una foliación $S2_{Co}$ espaciada caracterizada por bandas ricas en mica intercaladas con láminas más ricas en cuarzo muy fino. Por último el clivaje $S2_{Co}$ es microplegado y se desarrolla un clivaje espaciado $S3_{Co}$ de plano axial. En los flancos de los microplegues que afectan a $S2_{Co}$ es más o menos paralelo a dicha foliación. A la derecha se muestra un esquema con interpretación de los clivajes presentes.

El grado de metamorfismo que se interpreta de los minerales elongados a lo largo de $S1_{Co}$ es de facies de esquistos verde (parte baja).

Segunda Fase de Deformación $D2_{Co}$

La foliación más desarrollada en las rocas de la Formación Cosoltepec es una foliación espaciada o clivaje de crenulación que corresponde a $S2_{Co}$. En las filitas y filitas cuarzosas de color crema esta foliación está constituido por dominios de clivaje micáceos, los cuales separan microlitones ricos en cuarzo, con escasos cristales de plagioclasa (Figura 197). El espaciamiento de las láminas que forman la foliación es de 0.5 a 4 mm generalmente. Esta foliación $S2_{Co}$ también es visible en las cuarcitas. Los dominios de clivaje tienen separaciones de 1 a 3 mm, forma suave, ocupan un porcentaje en volumen cercano a 25 %, su relación espacial es paralela y la transición entre dominios de clivaje y microlitones es gradual.

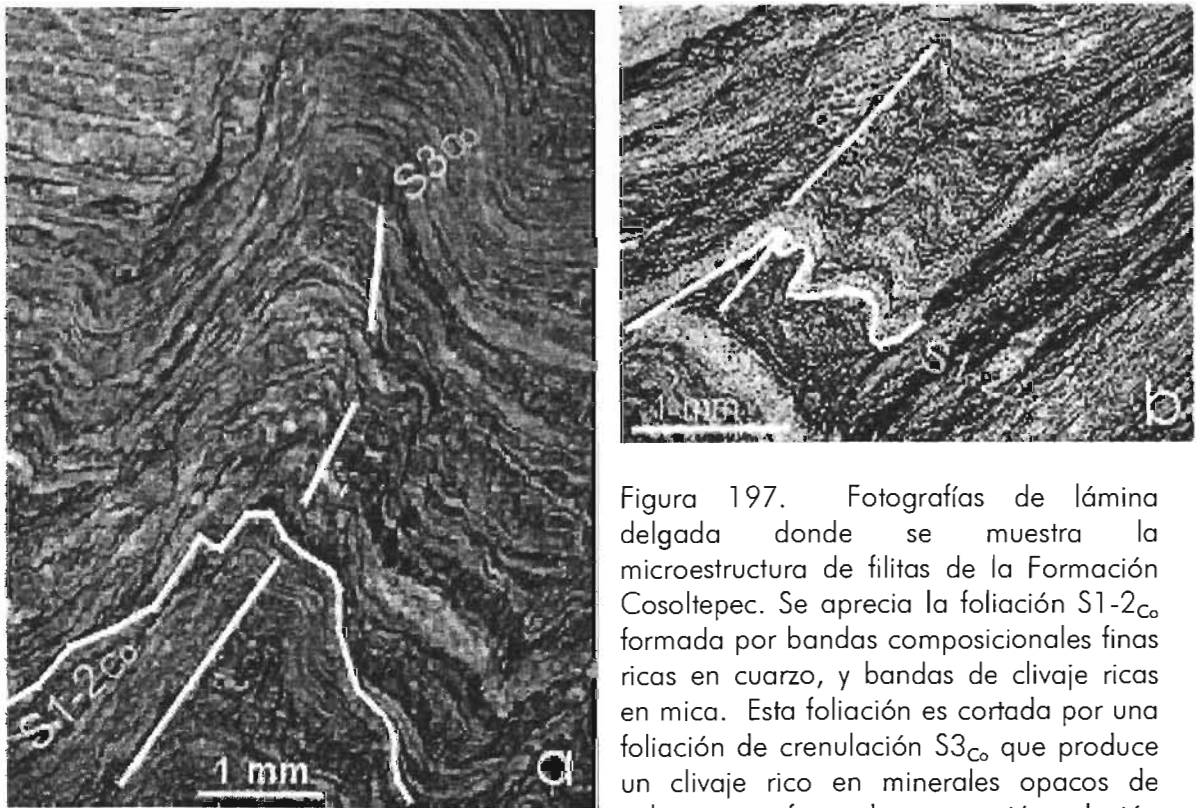


Figura 197. Fotografías de lámina delgada donde se muestra la microestructura de filitas de la Formación Cosoltepec. Se aprecia la foliación $S1-2_{Co}$ formada por bandas composicionales finas ricas en cuarzo, y bandas de clivaje ricas en mica. Esta foliación es cortada por una foliación de crenulación $S3_{Co}$ que produce un clivaje rico en minerales opacos de color oscuro formado por presión solución y que se desarrolla preferentemente en las bandas ricas en micas. LN 2X y 4X.

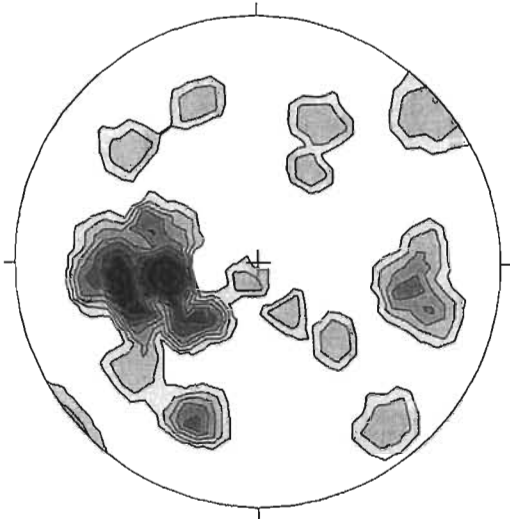
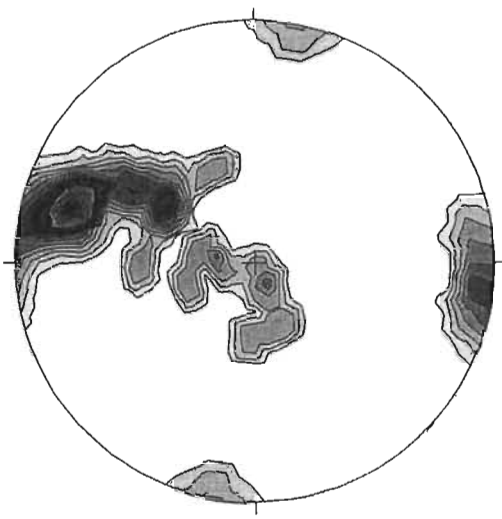


Figura 198. Diagrama para los polos de la foliación $S2_{Co}$. Regiones de Mimilulco y San Miguel Las Minas. $N=35$; densidad máxima = 11.07 en 257/48.



Foliación de Cosoltepec en las regiones al oriente de la carta Tehuiztzingo (localidades de Cerro Gordo, Ahuatempan, Los Garzones). $N= 24$, máx. dens. 16.14 en 286/12.

Generalmente $S2_{Co}$ es paralela a $S1_{Co}$ y $S0_{Co}$, lo cual indica una transposición de la estratificación durante la fase de deformación $D2_{Co}$, que produce la foliación y plegamiento isoclinal ($F2_{Co}$). Durante las fases de acortamiento $D1_{Co}$ y $D2_{Co}$ se produjo boudinage de las capas de cuarcita.

De manera muy local se observó una lineación mineral en los planos de la foliación $S2_{Co}$ (Figura 199). Se puede apreciar que al menos se esbozan dos familias: i) una NNE-SSW y otra

WNW-ESE. Durante el acortamiento asociado con el desarrollo de $S2_{Co}$ se desarrollaron micropliegues de crenulación que doblan a $S1_{Co}$. Dado el carácter microscópico de este plegamiento no se obtuvieron datos de orientación de estos pliegues.

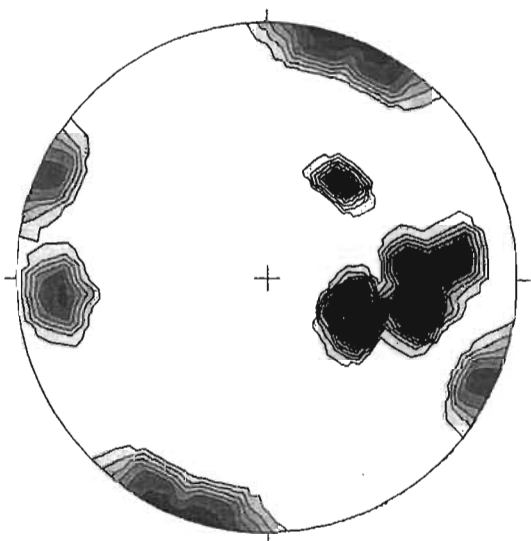


Figura 199. Lineación mineral sobre la foliación $S2_{Co}$. Esta lineación se desarrolla muy localmente. $N= 12$; densidad máxima = 14.30 en (111/48). Contornos en múltiplos de 1.

Se interpreta que la dirección de acortamiento de la fase $D2_{Co}$ es aproximadamente E-W y a ella se atribuye la lineación de rumbo WNW-ESE y ejes de pliegues con direcciones \sim N-S. Asociada con la fase $D2_{Co}$ se produjo el evento principal de metamorfismo ($M2_{Co}$) en la Formación Cosoltepec. En el área estudiada, este evento corresponde a la parte inferior media de la facies de esquistos verdes.

Fase de deformación $D3_{Co}$

La fase de deformación $D3_{Co}$ está caracterizada por pliegues subsoclinales a isoclinales ($F3_{Co}$) que doblan a $S2_{Co}$ y el desarrollo de una foliación de plano axial $S3_{Co}$. La foliación $S3_{Co}$ es un clivaje espaciado con una separación de las bandas de clivaje entre 3 y 5 cm (Figuras 200, 201 a, c y e). Esta foliación es heterogénea y es visible sólo en pocos afloramientos. Paralelas a la foliación $S3_{Co}$ ocurren fallas inversas de alto ángulo. Algunas vetas de cuarzo son posteriores a $S2_{Co}$ (a la cual cortan) pero son plegadas y foliadas por $S3_{Co}$ y las fases posteriores.

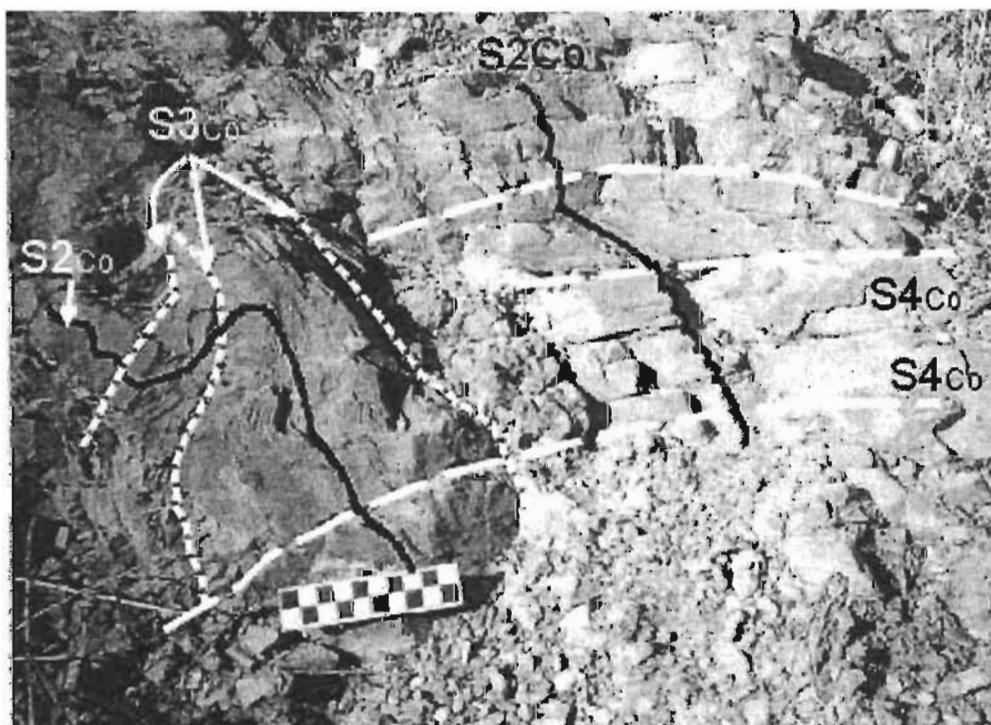


Figura 200. Fotografía de cuarcitas filíticas de la Formación Cosoltepec donde se aprecian $S2_{Co}$, $S3_{Co}$ y $S4_{Co}$. Viendo al NE 15° . $S2_{Co}$ formada por bandas composicionales finas (generalmente menores a 0.5 mm). $S3_{Co}$ es un clivaje de crenulación espaciado (3 a 5 cm), se forma paralelo a planos axiales de pliegues subsoclinales con plano axial vertical (sobre la escala), $S3_{Co}$ está plegada. $S4_{Co}$ se forma paralela a planos axiales de pliegues recumbentes y se observa horizontal (parte superior derecha). El esquema de la Figura 201e fue realizado a partir de éste afloramiento.

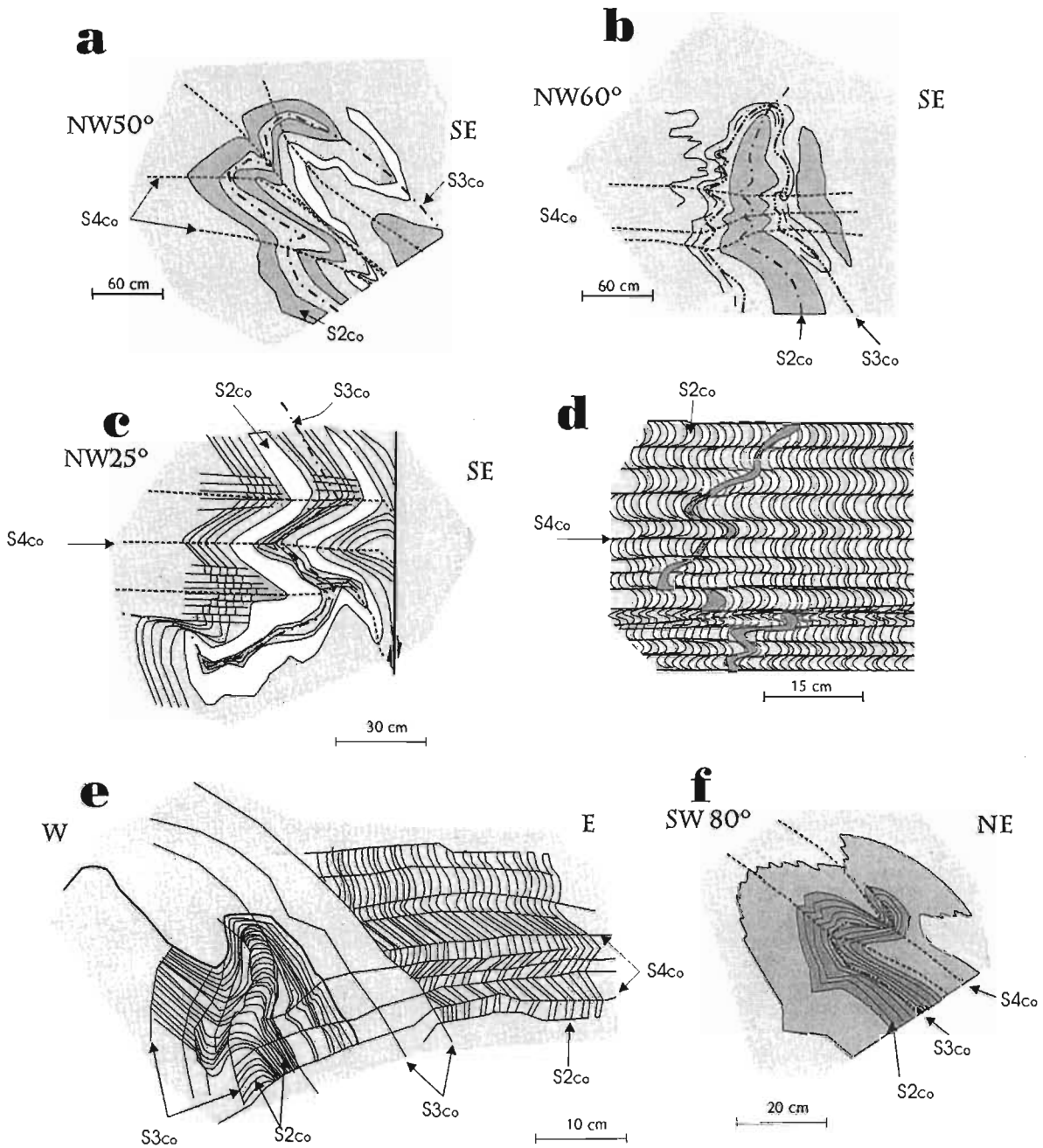


Figura 201. Esquemas estructurales de afloramientos de la Formación Cosoltepec. En todos los casos se trata de cuarcitas filíticas. En a), b) y c), las capas grises son cuarcitas y las blancas son vetas de cuarzo. En d) las capas de color gris claro y blanco son bandas de clivaje ricas en micas y bandas ricas en cuarzo. En gris se muestra una veta de cuarzo. En f) la banda gris es de metabasita metamorfoseada en la facies de esquistos verdes. En la mayoría de los esquemas se aprecian tres foliaciones, la primera ($S1_{co}$) es una foliación más penetrativa con separación de bandas de clivaje milimétricas. Esta foliación corresponde a $S2_{co}$. $S3_{co}$ y $S4_{co}$ son clivajes de crenulación formados paralelos a los planos axiales de sendos plegamientos isoclinales a subsoclinales visibles en la mayoría de los esquemas excepto en d).

Debido a que $S3_{C_0}$ se forma en el plano axial de pliegues isoclinales a subisoclinales, en muchas partes se desarrolla paralela a $S2_{C_0}$ (transposición). Asimismo, por sus características morfológicas y mineralógicas de afloramiento es casi idéntica a $S4_{C_0}$ con la cual seguramente se confunde..

En lámina delgada, la foliación $S3_{C_0}$ está representada por un clivaje de crenulación marcado por la concentración de minerales opacos (Figura 197). En filitas el espaciamiento de los dominios de clivaje puede ser milimétrico o menor, pero en el afloramiento es mucho mayor (3 a 5 cm) por lo que puede no ser evidente en láminas delgadas de algunas rocas más competentes. El mecanismo que produjo los dominios de clivaje es el de presión-solución y hay una concentración de minerales oscuros (opacos, materia carbonosa) que marcan la foliación.

En los pocos lugares en donde la foliación $S3_{C_0}$ pudo ser distinguida con precisión tiene actitudes aproximadas NNE 30° SSW con echados generalmente mayores a 75° al NW o al SE. Asimismo, sólo unas escasas charnelas producidas por $F3_{C_0}$ pudieron ser distinguidas y medidas y tienen rumbos aproximadamente E-W. El sentido de acortamiento de la fase $D3_{C_0}$ se interpreta como ~ NW-SE cercanamente coaxial con el de la fase $D4_{C_0}$. No se observó ni lineación mineral ni de estiramiento en los planos de $S3_{C_0}$, sólo se aprecian lineaciones de intersección L_{C_02-3} y L_{C_03-4} .

Cuarta fase de deformación $D4_{C_0}$

La cuarta fase de deformación $D4_{C_0}$ produjo estructuras muy similares a las de $D3_{C_0}$, tanto en su grado de metamorfismo como en su espaciamiento, por lo cual es muy difícil separarlas por sus características físicas o grado de metamorfismo en el campo, excepto en limitados afloramientos donde se observan sobrepuestas una a la otra (Figura 200).

La fase $D4_{C_0}$ produjo pliegues subisoclinales, fuertemente inclinados a recumbentes ($F4_{C_0}$) (Figuras 202, 203, 201 a, c, d) de escala microscópica a métrica. En las cuarcitas los pliegues son más abiertos. Paralela o subparalela a los planos axiales de dichos pliegues se desarrolló una foliación espaciada $S4_{C_0}$, la cual es heterogénea y no se desarrolla en muchas capas y

lentes de cuarcita. Los dominios de clivaje son discontinuos, su separación depende de la litología, pero en general en las filitas cuarzosas es de 2 a 5 cm. Las foliaciones $S2_{Co}$ y $S3_{Co}$ se encuentran microplegadas por el esfuerzo que generó $S4_{Co}$. Estos pliegues de crenulación varían de abiertos a isoclinales dependiendo del tipo de roca. Durante $D4_{Co}$ los pliegues $F3_{Co}$ fueron replegados formando estructuras tipo II (Ramsay y Huber, 1987) (Figura 201 a, c, f).

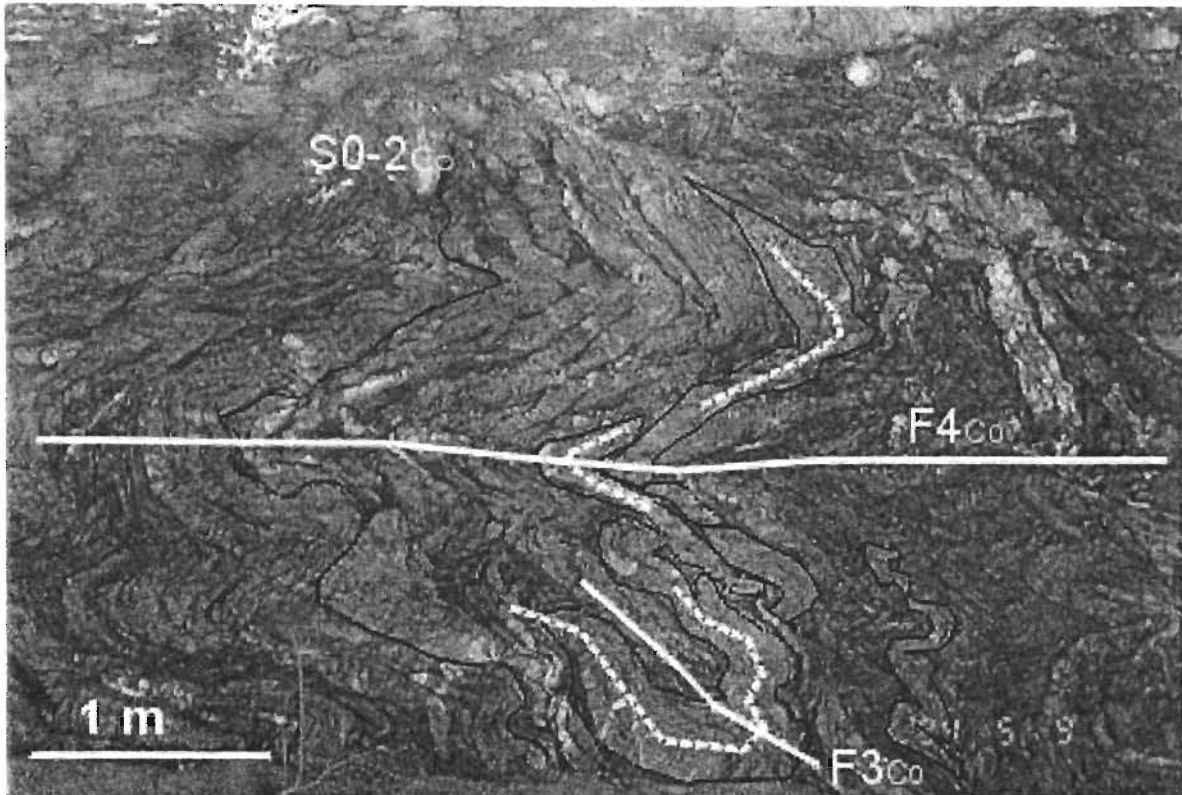


Figura 202. Afloramiento de cuarcitas intercaladas con filitas de la Formación Cosoltepec viendo al sur. Se observan lentes de cuarcitas producidas por boudinage de las capas. Hay una foliación $S2_{Co}$ paralela a las capas que es doblada por $F3_{Co}$. Paralelo al plano axial de dicho plegamiento se forma una foliación espaciada $S3_{Co}$. El plegamiento $S4_{Co}$ tiene planos axiales más o menos horizontales y también paralelo a los mismos se desarrolla una foliación espaciada $S4_{Co}$.

En las láminas delgadas la foliación $S4_{Co}$ se observa muy similar a la $S3_{Co}$ y está caracterizada por dominios de clivaje de color oscuro, formados por presión-solución. La separación de las láminas puede ser submilimétrica en escala de lámina delgada, pero a escala de muestra de mano es mayor. En algunos afloramientos existen bandas de color negro de algunos centímetros o decímetros de espesor formadas por este mismo proceso.

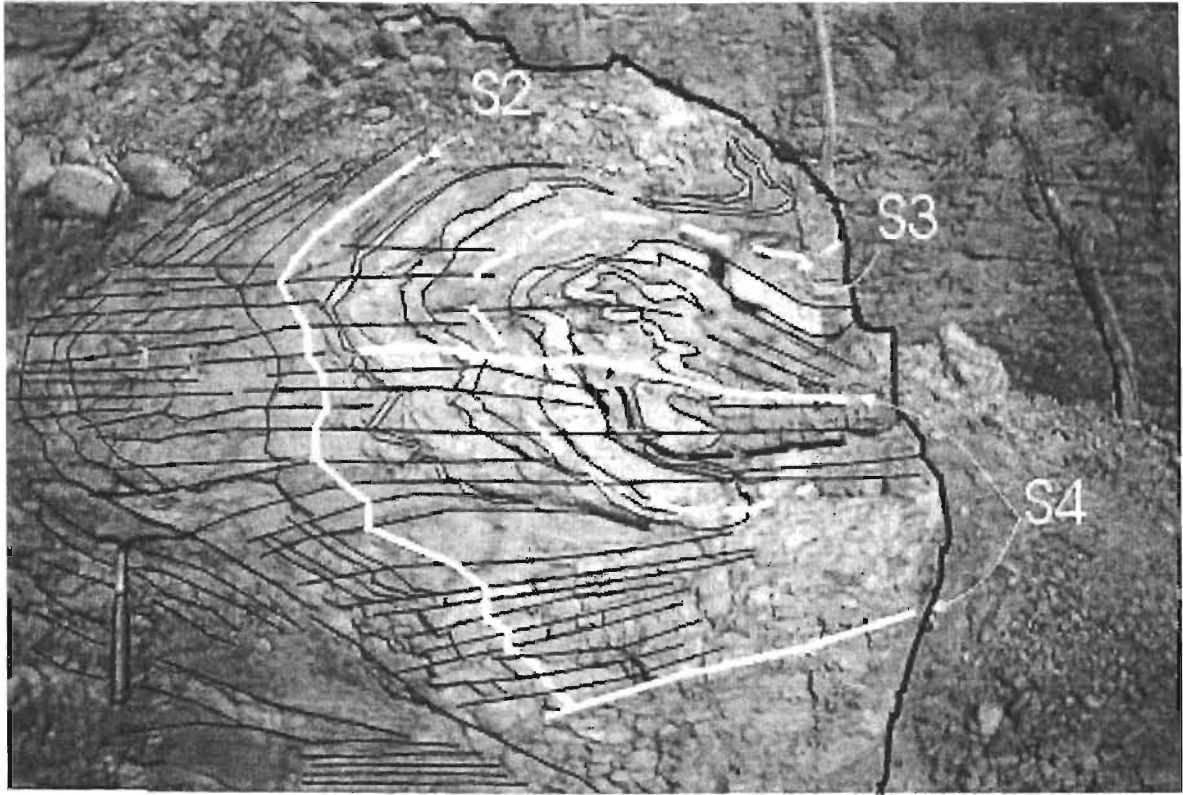
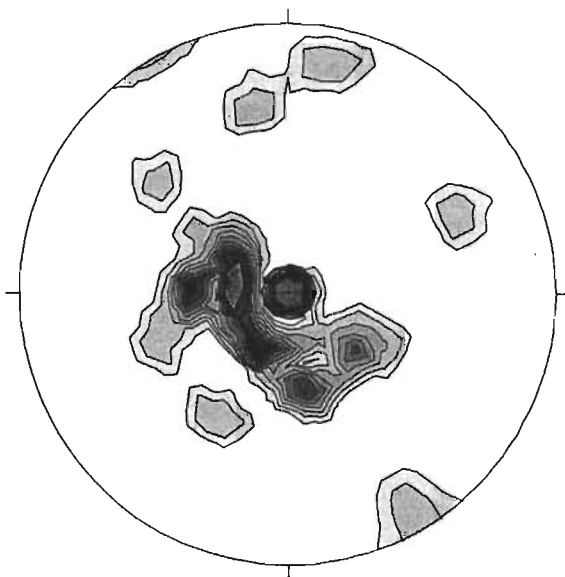


Figura 203. Afloramiento donde se muestran foliaciones en cuarcita filítica de la Formación Cosoltepec. Viendo al noreste 25°. Se aprecia una foliación más fina $S2_{Co}$ (subvertical) con pliegues de crenulación, cortada por un clivaje de crenulación horizontal (espaciado). Este clivaje corresponde a $S4_{Co}$ y es paralelo al plano axial de pliegues subsoclinales recumbentes. Pueden observarse vetas de cuarzo blanco que han experimentado dos fases de plegamiento isoclinal y subsoclinal con desarrollo de foliaciones de plano axial ($S3_{Co}$, que está plegado por $D4_{Co}$).



Los planos de la foliación $S4_{Co}$ actualmente son subhorizontales, con rumbos N – NE 50° y echados principalmente hacia el W-NW. Los planos de esta foliación se grafican en la Figura 204.

Figura 204. Distribución estadística de los planos de foliación $S4_{Co}$ en las regiones de Mimilulco y San Miguel Las Minas. $N = 39$; máxima densidad = 13.97 en 270/66. contornos en múltiplos de 1.

En afloramientos de rocas más filíticas se forman micropliegues asociados con $F4_{Co}$. Los planos axiales de dichos micropliegues corresponden a $S4_{Co}$. Los ejes de los micropliegues generalmente están orientados con rumbos NE 15-50° SW, con echados generalmente menores a 20° hacia el N o el S. Una estadística de los ejes en las distintas regiones estudiadas se muestra en la Figura 205.

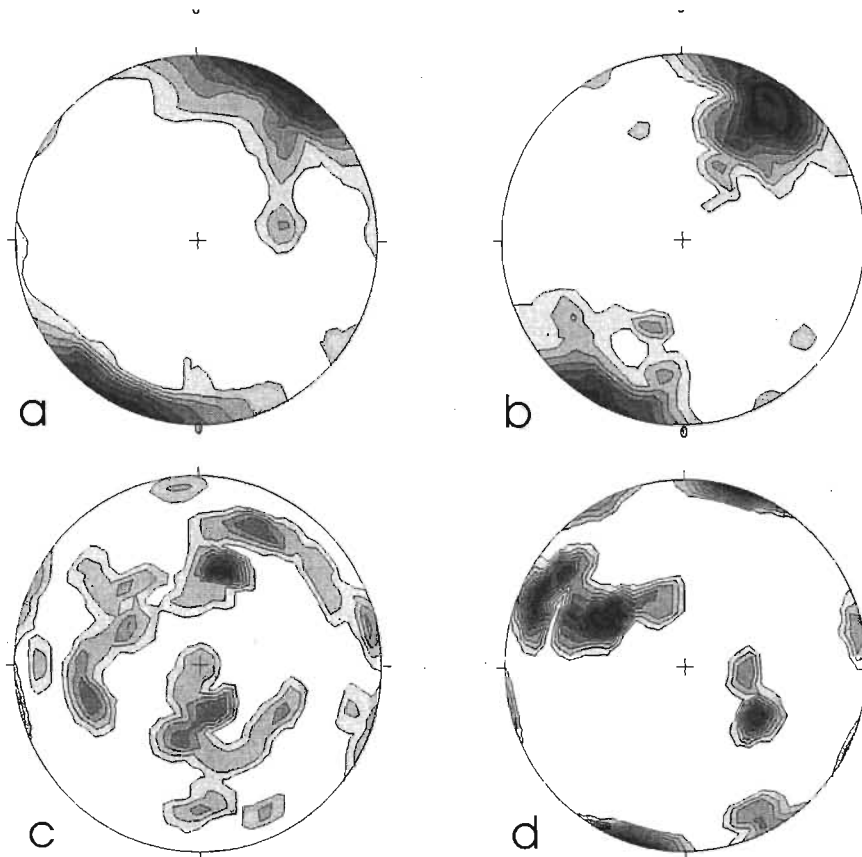


Figura 205. a) Ejes de Pliegues en la región de Mimilulco-Las Minas. $N=197$; máxima densidad = 8.51 en 24/0; contornos en múltiplos de 1; b) Ejes de Pliegues en la región de Ahuatempan, Cerro Gordo, Los Garzones. $N= 59$; máxima densidad 10.4 en 30/6. Contornos en múltiplos de 1; c) Planos axiales de pliegues en la región de Mimilulco – Las Minas. $N= 40$; máxima densidad 8.31 en 17/48; d) Planos axiales en la región de Ahuatempan. $N = 20$; máxima densidad 10.76 en 300/48.

Asociadas con los plegamientos $F4_{Co}$, ocurren sistemas de fallas inversas de bajo ángulo, las cuales tiene buzamientos leves, pero se hallan curvadas. De los datos estructurales mostrados, se interpreta que el acortamiento de la fase $D4_{Co}$, tiene una dirección aproximada NW 60° – 70° SE.

Además de las deformaciones antes descritas, la Formación Cosoltepec presenta localmente pliegues kink producidos por una fase de deformación $D5_{co}$, así como pliegues abiertos amplios con planos axiales más o menos verticales, de escala métrica a decamétrica principalmente. Se midieron sólo escasos datos de estos pliegues kink, por lo que no se consideran estadísticamente representativos. Los pliegues abiertos doblan todas las estructuras previas causando una mayor dispersión de las actitudes estructurales. En la Figura 206 se muestran esquemas con una interpretación de la evolución de la deformación en la Formación Cosoltepec.

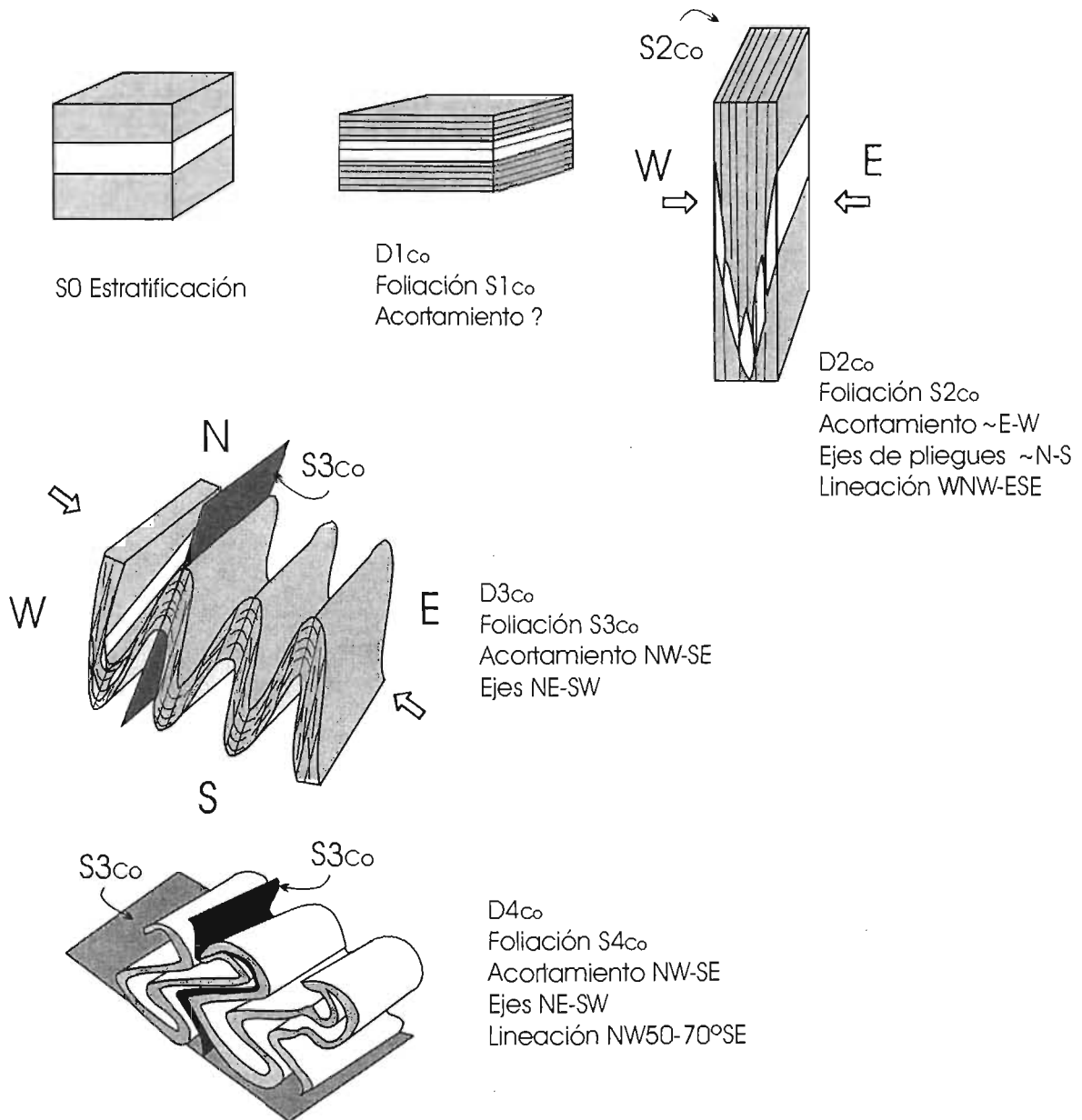


Figura 206. Interpretación de la evolución de la deformación en la Formación Cosoltepec.

5.7. Deformación en el Granito La Noria

Primera fase de deformación $D1_{LN}$

El Granito La Noria en los alrededores del poblado homónimo carece de deformación visible en muestra de mano. Sin embargo, hacia el oriente el granito y un conjunto de diques aplíticos y de composición intermedia que lo cortan, muestran un incremento progresivo en la deformación. Esta deformación empieza a percibirse gracias a la elongación de los feldespatos potásicos la cual ocurre principalmente mediante flujo cataclástico (Figura 207). La matriz también adquiere una foliación incipiente $S1_{LN}$ producida por la recristalización dinámica del cuarzo y la orientación de micas producidas durante un evento hidrotermal. Estas micas finas (clorita y sericita) provienen de la alteración de la biotita y de las plagioclasas. Esta foliación milonítica se produjo durante un evento de deformación $D1_{LN}$ que es el único relativamente penetrativo en las rocas de esta formación. Las rocas más deformadas presentan una lineación de estiramiento en los planos de foliación milonítica.

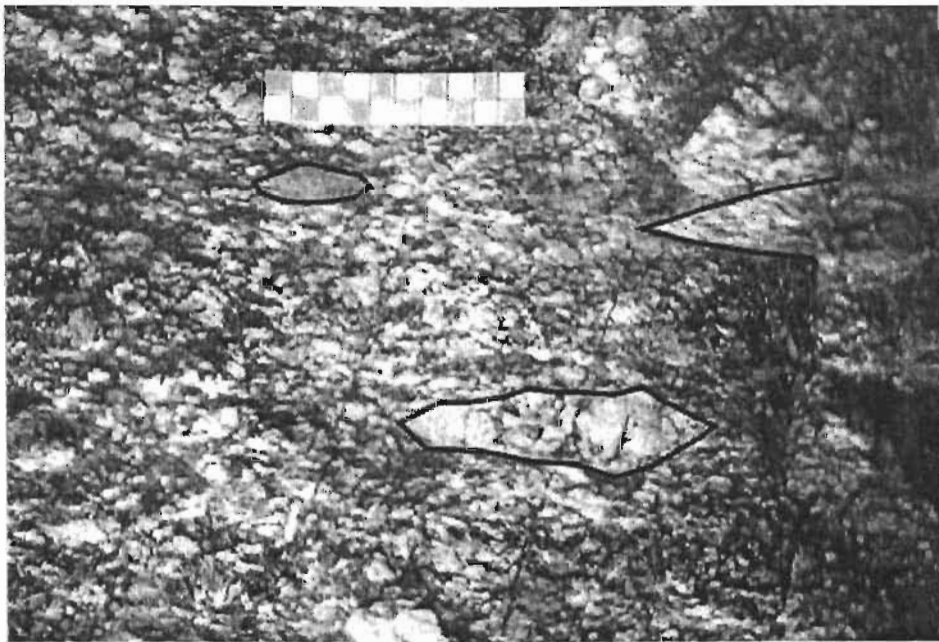


Figura 207. Granito La Noria protomilonítico, al oriente del poblado La Noria. Se puede apreciar un granito con una deformación milonítica que provoca la elongación de los feldespatos (ahora porfidoclastos) y se aprecia una foliación de la matriz. Esta roca puede considerarse como un granito protomilonítico.

En escala microscópica, el granito de dos micas en el pueblo de La Noria muestra una deformación leve reflejada por la extinción ondulante y recristalización dinámica del cuarzo (no presente en los feldespatos). Hacia el oriente, el incremento de deformación produjo bandas

de clivaje ricas en sericita y clorita, elongación del cuarzo, y una conversión total de plagioclasas y feldespatos a sericita (Figura 208). Las bandas de clivaje tienen espesores de aproximadamente 1 mm y están separadas unas de otras por ~7 mm. Con el incremento de deformación se desarrolló una foliación milonítica formada por bandas alternadamente ricas en cuarzo, sericita y clorita. El cuarzo se encuentra como una especie de porfidoclastos formados por agregados elongados (Figura 209a) los cuales presentan mantos producto de la recristalización dinámica. Vetillas de calcita paralelas a la foliación son cortadas por microfracturas antitéticas, mientras que láminas de clorita presentan microfracturas de cizalla sintéticas. Además de la extinción ondulante y ligera recuperación (subgranos), presentes en las rocas de esta región, otros cristales muestran signos de cizalla como microfracturas paralelas o diagonales a la foliación, visibles en cristales de mica (Figura 209b). También algunos granos muestran boudinage.

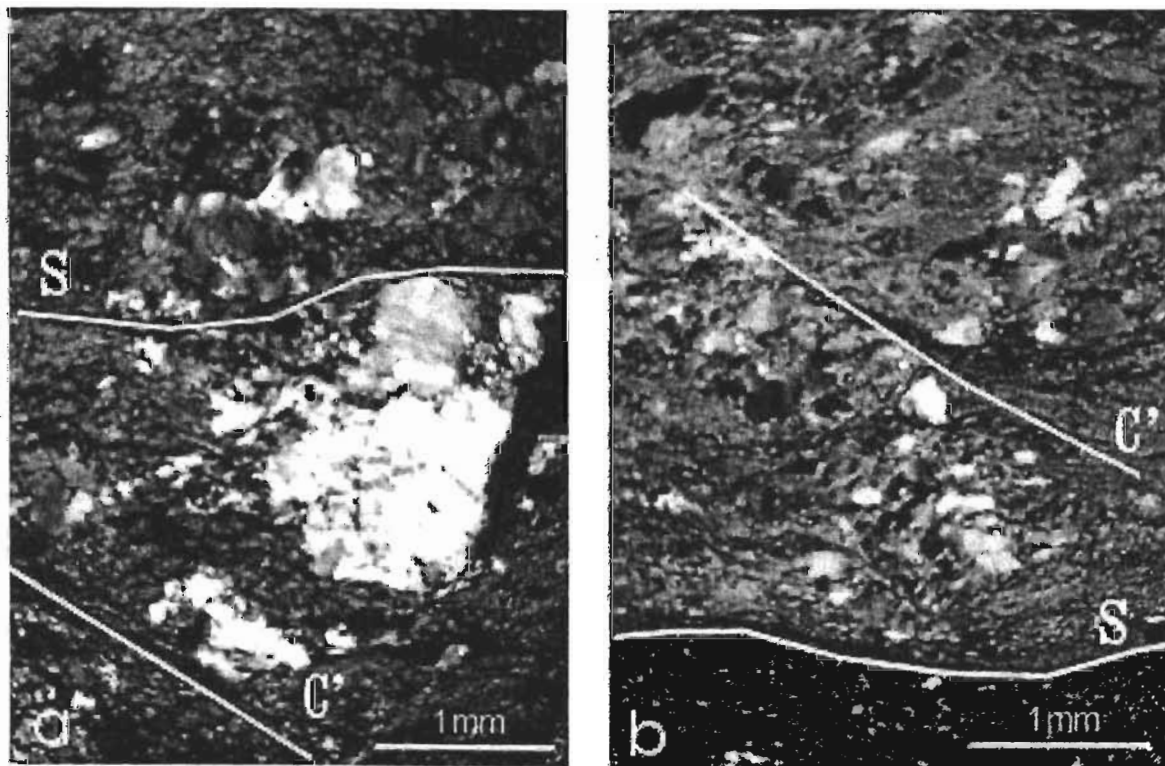


Figura 208. Granito La Noria. a) Se aprecian zonas de cuarzo sigmoidales con subgranos y recristalización dinámica bien desarrollada. Los feldespatos están totalmente alterados a sericita que forma una foliación (anastomosada aproximadamente horizontal). En ambas fotografías se aprecia un clivaje en bandas de cizalla S-C' que indica un sentido de cizalla dextral. En la foliación además hay epidota, clorita, calcita y minerales opacos. LP, 2X.

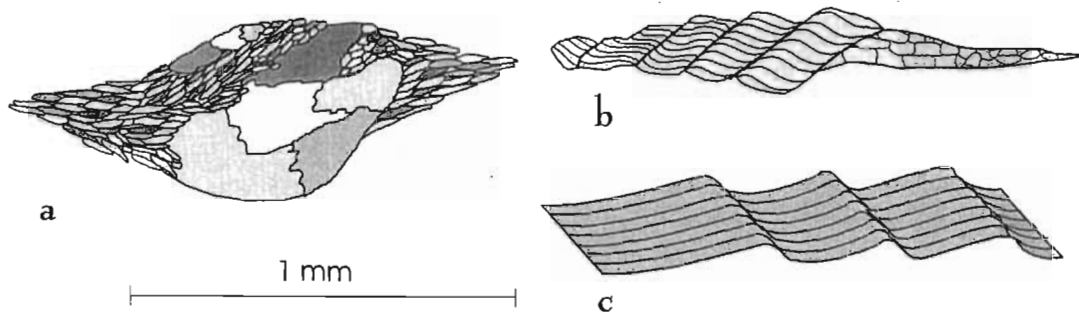


Figura 209. Ejemplos de microestructuras que se encuentran en granitos miloníticos de la unidad granito La Noria. a) 'porfidoclasto' formado por un agregado de cuarzo con recristalización dinámica, subgranos y extinción ondulante. Se observa el desarrollo de mantos del mismo mineral formados por recristalización dinámica; b) lente de calcita con fracturas antitéticas; c) banda de clorita con sistemas de bandas de cizalla tipo C'. Todas estas microestructuras indican un sentido de cizalla dextral.

Las características estructurales de la deformación milonítica se muestran en la Figura 210. En ella puede observarse que los planos de foliación tienen rumbos predominantes NW 10-40° SE con buzamientos hacia el NE, presentan una lineación de estiramiento aproximadamente horizontal (por lo tanto con los mismos rumbos que la foliación) y localmente penetrativa.

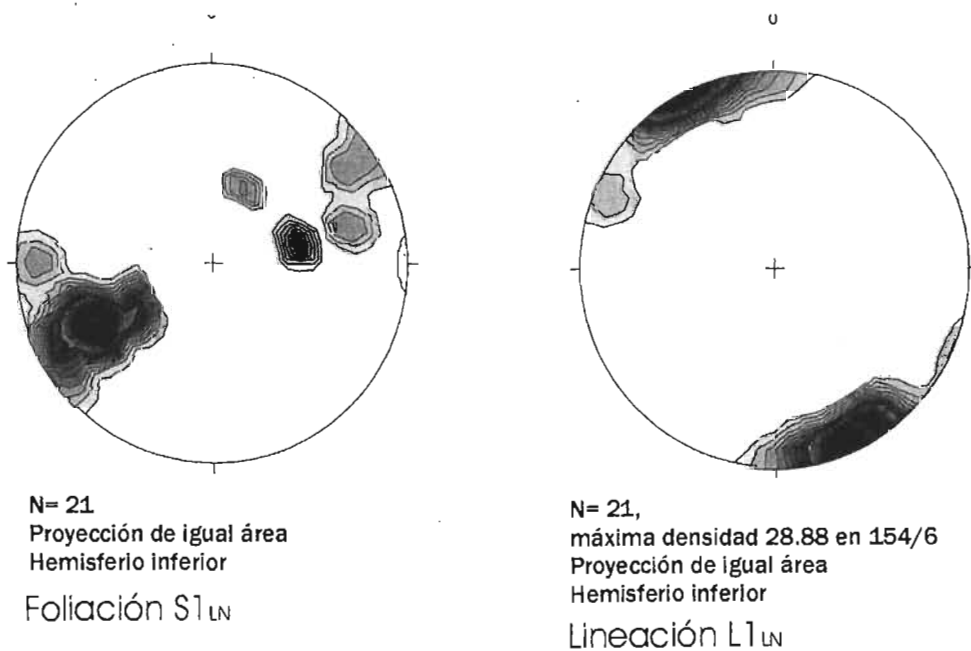


Figura 210. Datos estructurales en las rocas del granito La Noria.

El sentido de cizalla en estas rocas puede determinarse claramente gracias al desarrollo de porfidoclastos tipo σ (de cuarzo) y bandas de cizalla en sericita y clorita (Figuras 208 y 209), e indica que el bloque del techo (ubicado al oriente) se movió hacia el sur.

Un evento de metamorfismo hidrotermal ($M1_{LN}$) ocurrió de manera simultánea con la deformación, este evento causó retrogresión casi total de las plagioclasas a sericita y de la biotita a clorita. Asimismo se produjeron vetillas de epidota + cuarzo + calcita \pm opacos (óxidos de hierro). Localmente también hay vetillas de albita y de calcita. El grado de metamorfismo en estas rocas es muy bajo caracterizándose por la asociación: sericita (muscovita) + clorita + albita + epidota + cuarzo, típica de la parte inferior de la facies de esquistos verdes. Los feldespatos son inestables en estas condiciones y se han convertido, completa o parcialmente, en sericita (Figura 208).

Las características detalladas antes indican que el granito La Noria fue metamorfoseado localmente en una zona de cizalla dúctil a lo largo de la cual circularon fluidos hidrotermales que favorecieron el desarrollo de una foliación milonítica y la retrogresión de los minerales de alta temperatura (ígneos) tanto del granito como de sus enclaves y cortejo filoniano (aplitas, pegmatitas, diques intermedios). Algunos diques se emplazaron cortando la foliación mientras otros siguen la foliación y, a su vez, están foliados. Esto sugiere un emplazamiento sintectónico de los diques.

Diques graníticos que aparecen como bloques métricos a centimétricos, localmente boudinados y plegados (Figura 192), cortan a la formación El Rodeo que se encuentra estructuralmente encima del granito La Noria. Estos diques están formados por cuarzo + feldespato de grano fino (0.3 mm o menor), con cristales elongados a anhedrales con desarrollo de extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. Presentan una foliación S-C' con S marcada por la orientación de muscovita y clorita finas. El sentido de cizalla indica un transporte del bloque de techo hacia el NW 35°. También hay una foliación oblicua F_n del cuarzo. Otros accesorios son apatito y epidota (pistachita). Estos diques podrían estar asociados al granito La Noria y a su cortejo de diques, aunque esto requiere una comprobación geoquímica y/o cronológica.

5.8. Deformación en la formación Otate

En el afloramiento y a escala microscópica las capas arenosas de la formación Otate carecen de foliación, mientras que en las pizarras se aprecia una foliación de grano muy fino ($S1_{OT}$) (Figura 108) que pudiera tratarse de una foliación diagenética (como es definida por Passchier y Trouw, 1998), o de una deformación muy incipiente producida por una fase de deformación

D1_{OT}. Esta foliación S1_{OT} es cortada por una foliación espaciada, discreta que corresponde a S2_{OT}. El mecanismo que formó S2_{OT} es el de presión-solución y no existen minerales metamórficos que se desarrollen a lo largo de dicho clivaje. La segunda foliación es paralela al plano axial de pliegues subsoclinales de escala decimétrica a métrica (Figuras 211 y 212). Ambos, foliación y pliegues, se atribuyen a una segunda fase de deformación D2_{OT}. La foliación se desarrolla selectivamente en rocas pelíticas y no atraviesa las capas más arenosas. La secuencia presenta echados variables entre 75° y 55° hacia el SE y rumbos de 70° NE, al poniente del granito Palo Liso.

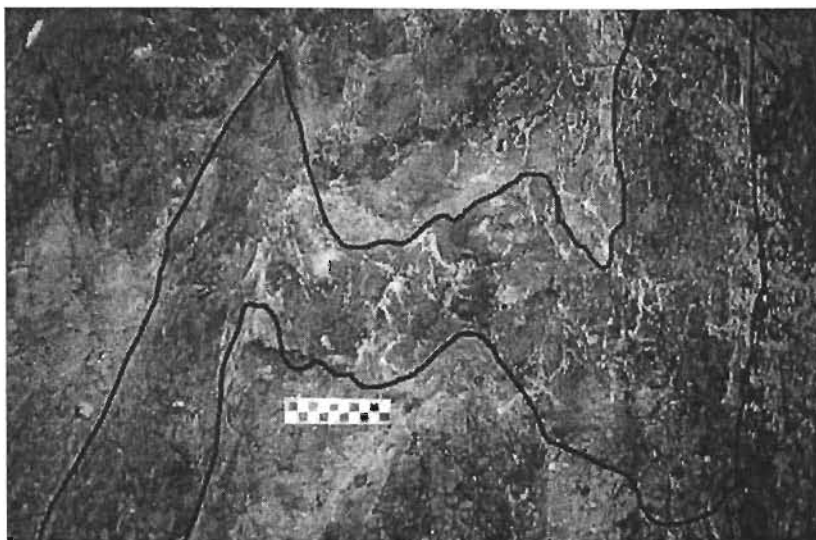


Figura 211. Fotografía que muestra pliegues subsoclinales en capas limolíticas oscuras intercaladas con areniscas. Las capas oscuras presentan una foliación interna que puede corresponder a una estratificación cruzada (no observable en la fotografía). Se produce un clivaje local de plano axial. Vista vertical. Norte de Patlanoaya. El N está hacia la izquierda.

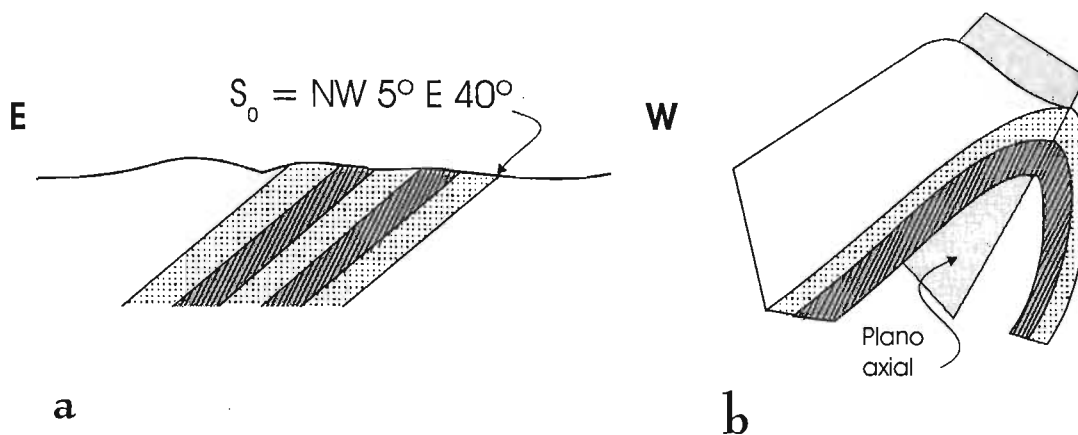


Figura 212. Esquemas de clivaje heterogéneo en rocas de la formación Oate. a) Esquema que muestra un clivaje selectivo que se desarrolla en capas pizarrosas intercaladas con areniscas; b) El clivaje mostrado en a) se interpreta como una foliación de plano axial S2_{OT} de pliegues subsoclinales que afectaron a la unidad.

Debido a la escasez de estructuras, no pudieron obtenerse datos estadísticamente representativos en los pliegues de esta unidad, sin embargo en general sugieren un acortamiento en dirección E-W (Figura 212) y un probable replegamiento N-S (Figura 211).

5.9. Deformación en la Formación Tecomate

Primera fase de deformación $D1_{TE}$

Las estructuras principales que se observaron en la Formación Tecomate son una foliación fina a la que se asocia una lineación de estiramiento, y al menos, tres tipos de pliegues. La lineación de estiramiento es heterogénea desarrollándose más en metacalizas que en filitas y meta-areniscas. Para el análisis de la deformación de esta unidad, es muy importante no confundirla con las rocas de la formación El Rodeo, que casi siempre la subyacen, y están mucho más deformadas.

La descripción petrográfica detallada de estas rocas se desarrolló en una sección previa. En general algunas de las rocas muestran evidencias claras de cizalla simple como porfidoclastos con microfracturas antitéticas y sintéticas, porfidoclastos tipo sigma, clastos elongados, 'mica-fish', entre otros. Las metacalizas de la unidad presentan un grano muy fino con intraclastos y fósiles que actualmente son porfidoclastos. Durante la deformación, estos intraclastos desarrollaron microfracturas (Figura 214), maclas de deformación y microcizallas (Figura 213). Localmente se observan sombras de presión sigmoidales que parecen indicar el sentido de cizallamiento (Figura 214). Las filonitas no contienen estas evidencias pues son rocas de grano fino homogéneo. En los metaconglomerados, los clastos están fuertemente elongados paralelos a la lineación, por ejemplo, en uno de ellos la longitud del eje mayor es de 40 cm, mientras que la del eje menor sólo 4 cm.

A pesar de tener una foliación fina bien desarrollada, las escasas rocas estudiadas de la Formación Tecomate no tienen indicadores claros del sentido de cizalla y debieron formarse a temperaturas muy bajas, como lo sugiere el tamaño de grano muy fino, la escasa recristalización de la calcita y los minerales asociados con la deformación (clorita-sericita). Los mecanismos de deformación predominantes en estas rocas son presión-solución y deslizamiento de límites de grano (*grain boundary sliding*), éste último favorecido por el tamaño muy fino de los minerales. El hecho de no haber encontrado indicadores adecuados para definir el sentido de cizalla en las rocas estudiadas, puede atribuirse a que las rocas de grano

muy fino se deformaron principalmente por deslizamiento de límites de granos lo cual puede provocar un flujo muy pronunciado donde los granos mayores se mantienen rígidos como flotando en el flujo. Aunque hay algunos que muestran microfracturas (Figura 213).

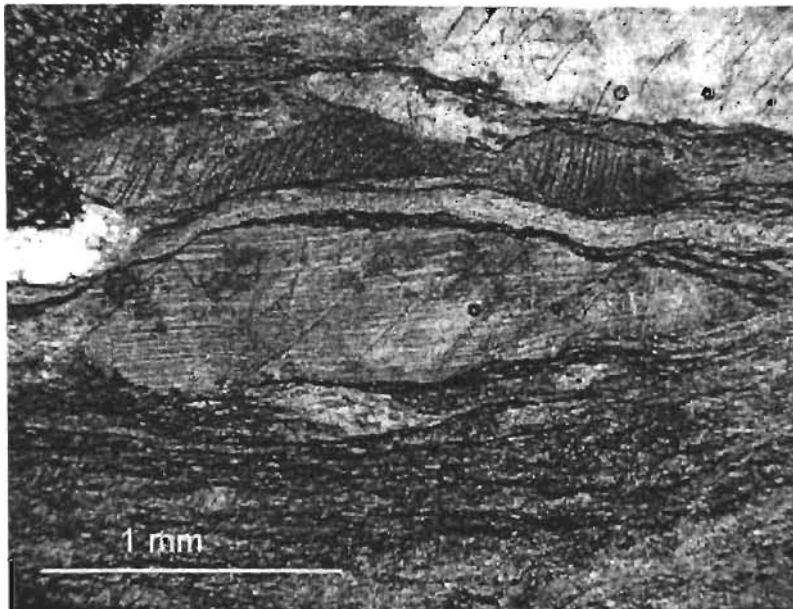


Figura 213. Intraclastos de calcita con microfallas antitéticas en metacalizas de la Formación Tecamate. También presenta maclas deformadas. Se interpreta un sentido de cizalla dextral. LP. 2X.

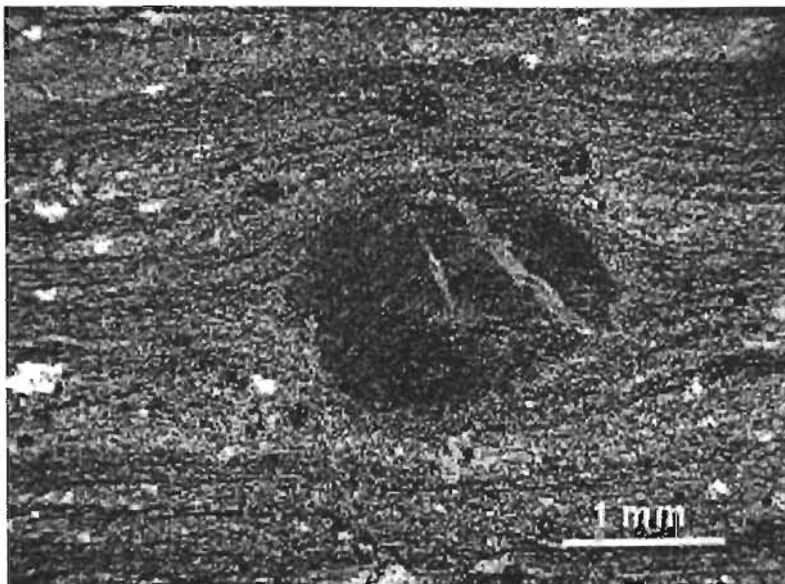
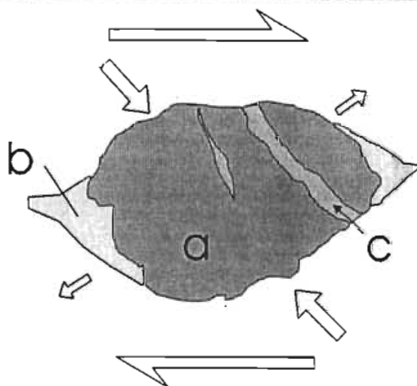


Figura 214. Fotografía de lámina delgada de clasto calcáreo en metacaliza de la Formación Tecamate. LN, 2X. Abajo se muestra un esquema de dicho clasto (a) y se dibuja el campo de esfuerzos de la zona de cizalla: las flechas mayores señalan el plano de cizallamiento; las intermedias la dirección de acortamiento y las menores la dirección de alargamiento. Note como el clasto ha sido fracturado, con



las fracturas rellenas de calcita (c) y como dichas fracturas son perpendiculares a la dirección de alargamiento. Se dibujan también zonas que pudieran corresponder a mantos de recristalización dinámica (b) o a sombras de presión.

Etapas de plegamiento

Al menos tres etapas de plegamiento pudieron ser observadas en la Formación Tecomate, además de fallas inversas con buzamiento leve. La primer etapa de plegamiento $F1_{T_e}$ está representada por micro-plegues isoclinales cuyo plano axial corresponde al plano de foliación milonítica y se considera que corresponden a pliegues oblicuos ('*oblique folds*') que son comunes en zonas de cizalla y que se consideran producidas por la misma fase de deformación que produjo la foliación milonítica (Passchier y Trouw, 1998). De esta primera fase no se tienen datos estructurales pues sólo se observaron dentro de las capas de metacaliza de la cual las charnelas no sobresalen, sin embargo, sus ejes son paralelos a la foliación. La segunda etapa de plegamiento $F2_{T_e}$ está representada por pliegues subsoclinales centimétricos que doblan la foliación y la lineación de estiramiento y cuyos ejes son ~ verticales (Figura 215).

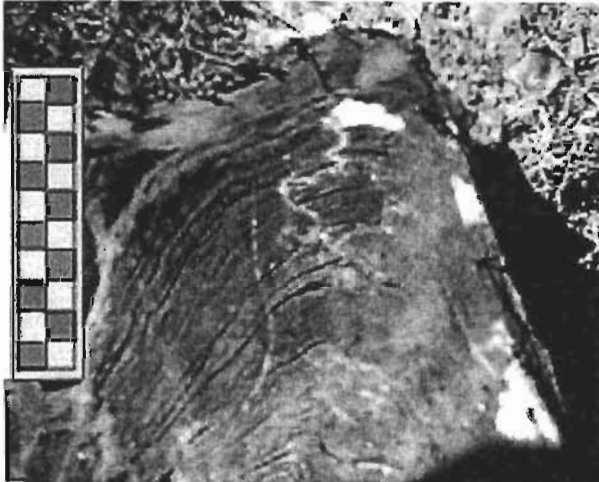
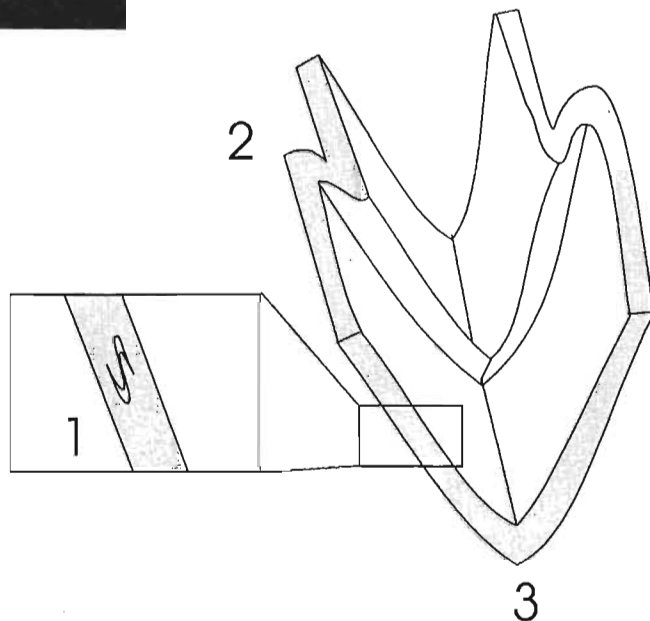


Figura 215. Charnela de un pliegue isoclinal en metacalzas de la Formación Tecomate, área tipo. Los pliegues afectan a la foliación milonítica de las calizas y se interpretan como formados durante $F2_{T_e}$. Escala en centímetros.

Figura 216. Esquema que representa los tres tipos de plegamientos observados en las rocas de la Formación Tecomate. 1) micropliegues isoclinales con planos axiales paralelos a la foliación milonítica; 2) Micropliegues subsoclinales con ejes ~ verticales; 3) plegamiento métrico a decamétrico cerrado a apretado (ángulo interflancos 30° a 70°).



Datos estructurales

Los datos de la foliación en la Formación Tecomate pueden apreciarse en la Figura 217, donde se ve que los rumbos fluctúan entre NW 10° SE y NE 20° SW, con echados variables pero en general entre 65° y 70° principalmente hacia el SE y en menor grado hacia el NW. La lineación de estiramiento es muy cercana a la horizontal por lo tanto sus rumbos coinciden con los de la foliación. La foliación es paralela a las capas (S0).

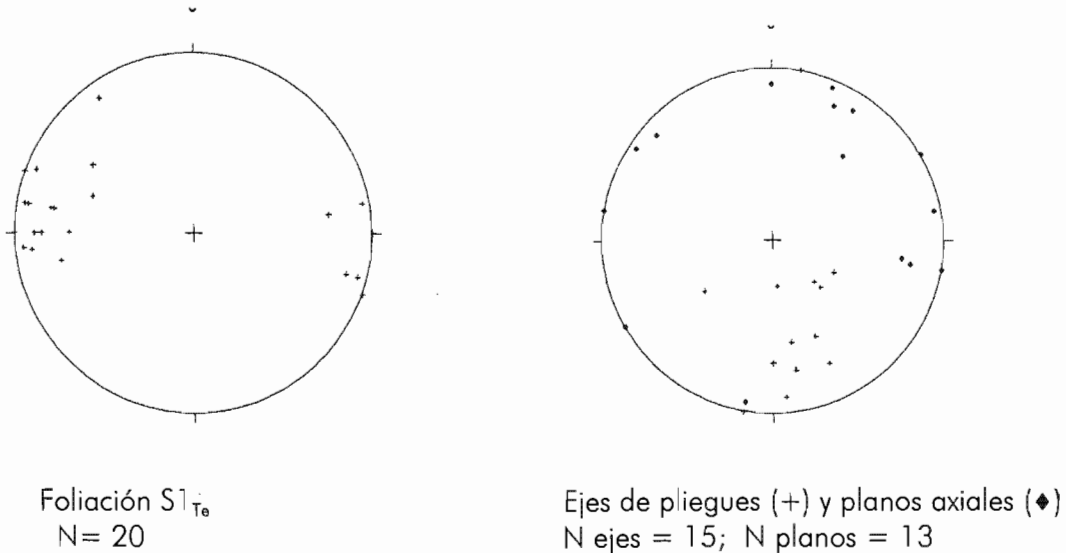


Figura 217. Diagramas de planos de foliación, ejes de pliegues y planos axiales de pliegues de los datos obtenidos para la Formación Tecomate en la localidad tipo. Los datos de $F2_{TE}$ son verticales (en el centro del diagrama o cercanos a él), mientras que los datos de $F3_{TE}$ son la mayoría de datos fuera del centro. De la primera fase $F1_{TE}$ no pudieron obtenerse datos por las razones explicadas en el texto.

El metamorfismo dinámico ($M1_{TE}$) que produjo la foliación milonítica también está asociado con transformaciones mineralógicas leves. Los minerales y las condiciones de metamorfismo fueron tratados en secciones precedentes pero corresponden al grado más bajo de la facies de esquisto verde y menor. Durante el metamorfismo dinámico actuaron mecanismos de presión-solución y ligera deformación intracristalina sobretodo del cuarzo.

Ortega (1979) calculó un estiramiento de 150 % y un acortamiento de 65 % para los cantos de conglomerado y consideró estos valores como mínimos para la unidad debido a que la matriz se halla refractada respecto a los cantos. El sentido de cizalla pudo establecerse en rocas de la Formación Xayacatlán que subyacen a los de la formación El Rodeo y se observa un desplazamiento con el bloque de techo (oriental) hacia el sur, es decir, la Formación Tecomate se desplazó hacia el sur sobre las formaciones El Rodeo, Xayacatlán y Cosoltepec.

Segunda fase de deformación $D2_{TE}$

La segunda fase de deformación en la Formación Tecomate está caracterizada por la formación de pliegues decimétricos a métricos, subsoclinales a isoclinales, con ejes con rumbo NW-SE y que buzan principalmente al SE (Figura 217). A esta última etapa $F3_{TE}$ se atribuye el plegamiento principal de la unidad.

Interpretación

Las descripciones anteriores permiten interpretar que la estructura principal que afecta a la Formación Tecomate es una zona de cizalla dúctil de cientos de metros de espesor que produjo una foliación milonítica $S1_{TE}$ y una lineación de estiramiento $L1_{est_{TE}}$. La deformación en dicha zona fue acompañada por un ligero aumento de temperatura que produjo un metamorfismo dinámico de grado muy bajo a bajo $M1_{TE}$. Las fases de plegamiento $F1_{TE}$ y $F2_{TE}$ se consideran relacionadas a la misma fase de deformación $D1_{TE}$ que produjo la zona de cizalla y quizás se deban a fluctuaciones en el flujo de la deformación. Esta es la primera vez que se considera al metamorfismo de esta unidad como producto de un metamorfismo dinámico, pues anteriormente se le consideraba como afectada por metamorfismo regional. La zona de cizalla afecta a toda la unidad en la región tipo y también quedó registrada en las rocas de la Formación El Rodeo, Formación Xayacatlán y Formación Cosoltepec, cercanas al contacto con la Formación Tecomate, así como a diques graníticos que cortan a la Formación El Rodeo.

En la Figura 218 se muestra una interpretación de la evolución de la deformación en la Formación Tecomate. Posteriormente al Pérmico Temprano, debió producirse una deformación milonítica a lo largo de una zona de cizalla relativamente planar que desplazó a la Formación Tecomate sobre las unidades subyacentes (Formación El Rodeo, Formación Xayacatlán). Dicho cizallamiento produjo un metamorfismo dinámico heterogéneo en las rocas de la unidad, por ejemplo, en la sección al oriente de Los Hornos, la secuencia sedimentaria aproximadamente de la misma edad y con litología similar, no presenta metamorfismo dinámico. El metamorfismo dinámico también afectó a las secuencias ubicadas en la parte inferior y se puede detectar en los micaesquistos y metabasitas de la Formación Xayacatlán ubicadas al poniente del arroyo El Frijolar. Esta deformación tiene un sentido de movimiento que implica un desplazamiento del bloque del techo hacia el sur. Malone et al. (2002) determinaron la existencia de un movimiento con actitudes similares que ellos interpretan produce el cabalgamiento del Tronco

de Totoltepec sobre las Formaciones Tecomate y Cosoltepec. Aunque los autores citados consideraron este cabalgamiento como del Carbonífero (290 Ma) basados en la edad del intrusivo, aquí se considera que debió ser post-Pérmico Temprano ya que metamorfosea a las rocas de la Formación Tecomate que tienen fósiles del Kungurian (Wordian).

La primera etapa de plegamiento se considera que se asocia con una primera fase de deformación $D1_{TE}$ que se produjo a lo largo de una zona de cizalla, generándose la foliación milonítica, sus ejes son paralelos a la lineación de estiramiento. La segunda etapa $F2_{TE}$ son pliegues que doblan la foliación milonítica pero debieron tener ejes originalmente orientados ~ E-W. Estos pliegues se atribuyen a la misma fase de deformación $D1_{TE}$. La última etapa implica un acortamiento con dirección general E-W dobla la foliación milonítica originalmente subhorizontal y la coloca en posición cercana a la vertical. El aplanamiento producido por la tercer etapa de plegamiento pudo provocar un estiramiento frágil de la unidad, con dirección N-S, que se traduce localmente por fracturas con rumbo aproximado E-W por donde se emplazaron diques de composición intermedia. Se desconoce con precisión la edad de $F3_{TE}$, pero puede atribuirse a un acortamiento en dirección general E-W que quizás ocurrió durante el Jurásico Medio o durante el Cretácico Tardío (Laramide).

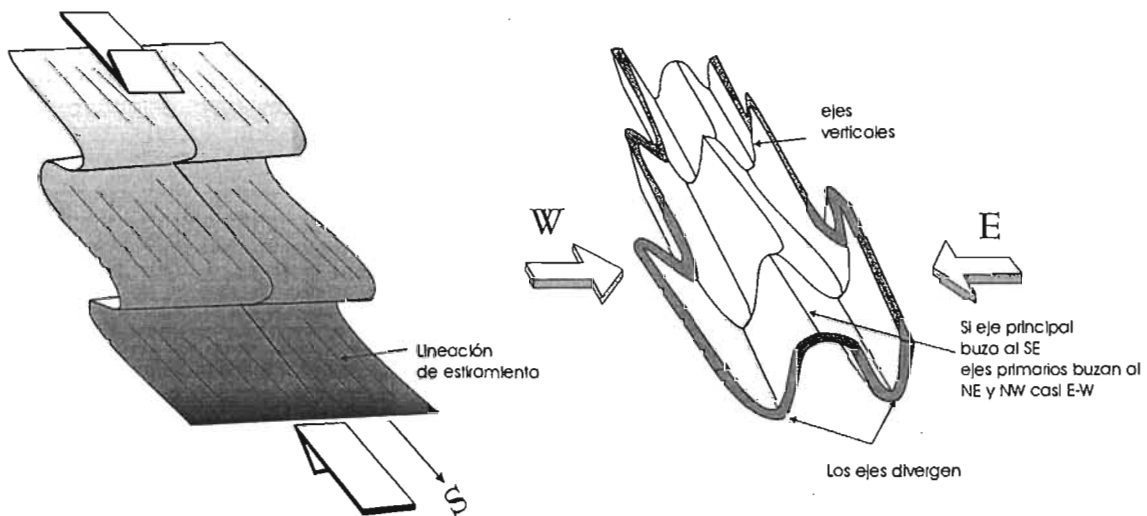


Figura 218. Esquemas que muestran la probable secuencia de fases de deformación y etapas de plegamiento en la Formación Tecomate. Izq. Desarrollo de una foliación milonítica con lineación de estiramiento aproximadamente N-S. Se desarrollan pliegues oblicuos con ejes paralelos a la lineación y después otros con ejes perpendiculares a la lineación. Der. Tercer etapa de plegamiento subisoclinal a apretado que dobla la foliación milonítica. Los ejes de $F2_{TE}$ quedan localmente verticales.

5.10. Eventos distensivos

En las distintas unidades del Complejo Acatlán han quedado evidencias de la ocurrencia de eventos distensivos, básicamente como zonas de falla frágil (Figura 219). La mayor parte de estas zonas tienen espesores limitados a los planos de falla, sin embargo algunas tienen más de 10 metros de espesor de brechas cataclásticas no cohesivas. Las actitudes medidas en las distintas unidades se muestran en la Figura 220. En algunos casos, fue posible encontrar sistemas de fallas normales conjugadas que parecen estar un poco rotadas como el que se muestra en la Figura 219.

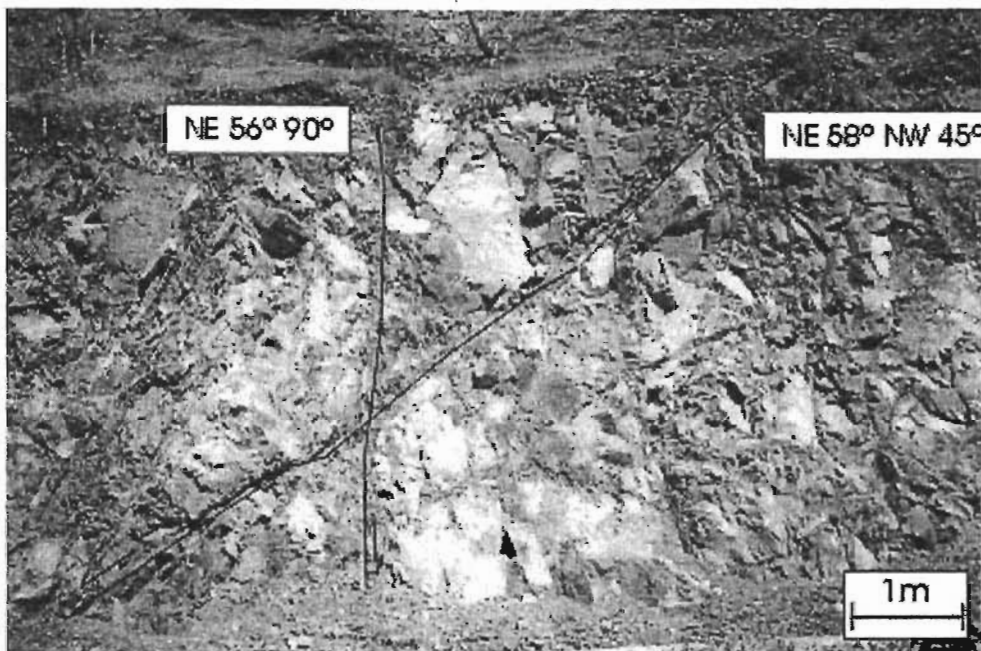
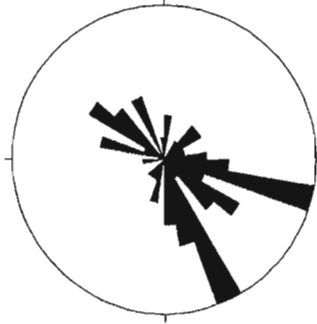
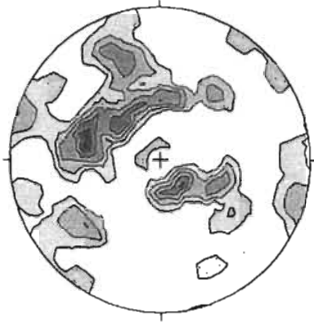


Figura 219. Afloramiento de la Formación El Rodeo donde se aprecian sistemas de fallas normales conjugadas.

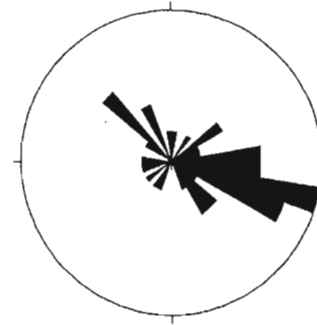
De la Figura 220 puede concluirse que en la región de Mimilulco existen dos familias principales de fallas normales una con rumbos promedio NE 20° SW y echados modales al SE 55° y la otra con rumbos de moda NE 65° con echados modales al SE 42° y al NW 24°, a esta segunda familia pertenecen las fallas mostradas en la Figura 219. En este estudio no se determinó la temporalidad relativa de ambas etapas de fallamiento.

Estadística de polos

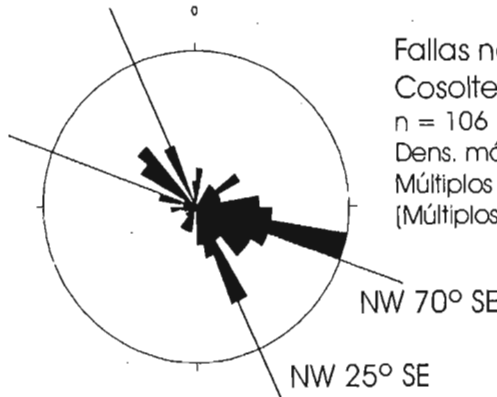
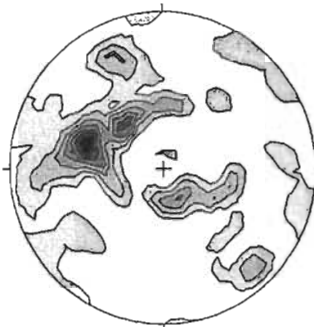
Rumbos de echado



Fallas normales
Fm. Cosoltepec
n = 66
Dens. máx. = 6.28 (en 280/36)
Múltiplos de 1
(Múltiplos de distribución normal)



Fallas normales
Fm. El Rodeo
n = 40
Dens. máx. = 13.33 (en 287/36)
Múltiplos de 1
(Múltiplos de distribución normal)



Fallas normales
Cosoltepec y El Rodeo
n = 106
Dens. máx. = 8.75 (en 287/36)
Múltiplos de 1
(Múltiplos de distribución normal)

Figura 220. Datos estructurales de fallas normales en la región de Mimilulco. La temporalidad relativa de las etapas de fallamiento no se ha establecido en este estudio.

De la Figura 221 puede deducirse que existen tres familias principales de fallas normales que afectan a los Granitoides Esperanza y a la Formación El Rodeo en la región de Tehuiztingo. Una con una moda de rumbo NE 65° SE y echados modales de ~ 80° principalmente al NW y en menor grado al SE. La segunda familia tiene rumbos modales NW 5° SE con echados de ~ 60° al E y de 70° al W. La tercer familia tiene rumbos modales al NW 35° SE con echados modales de ~78° al NE. En este caso, tampoco se establecieron las edades relativas de las etapas de fallamiento

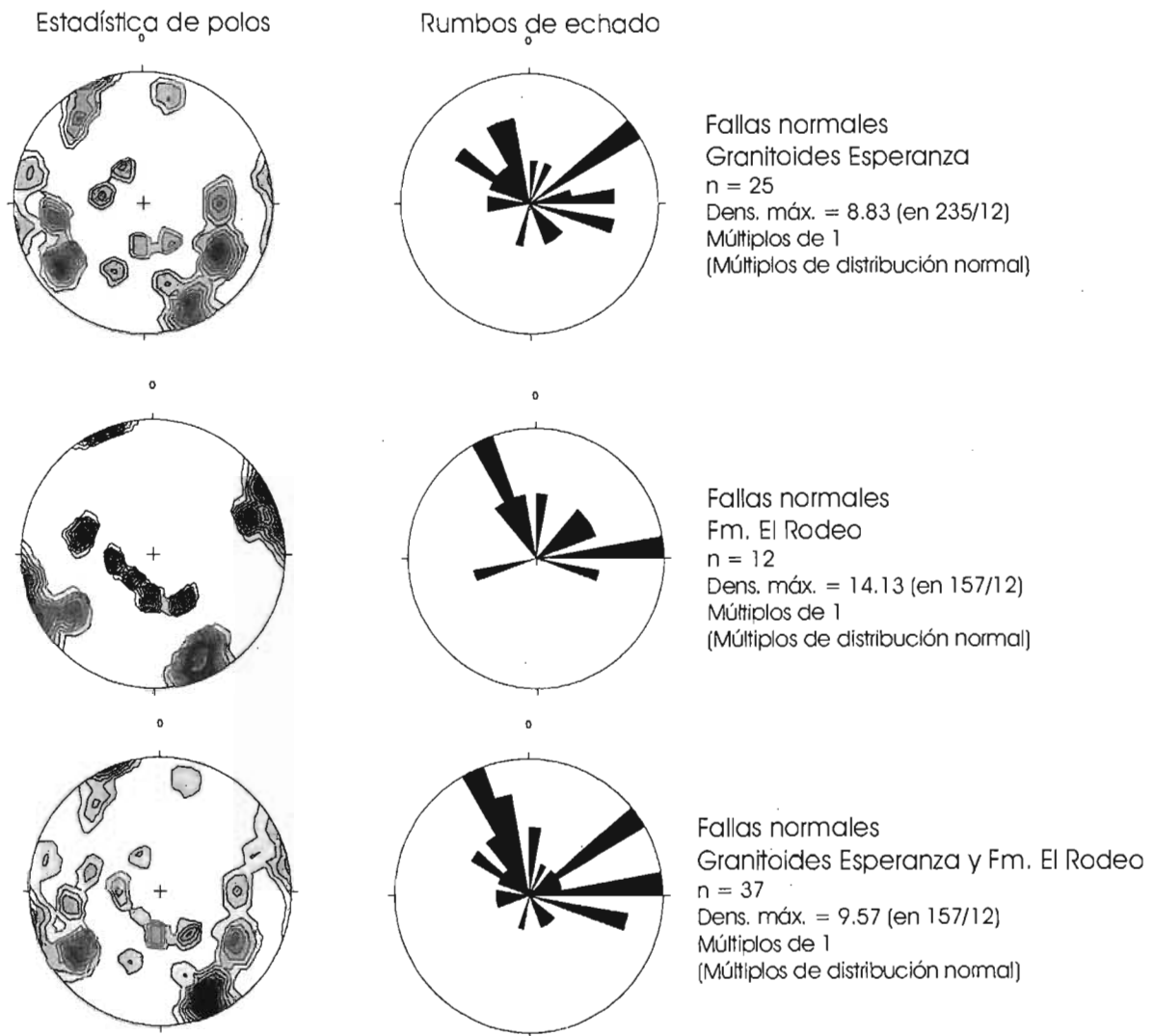


Figura 221. Datos estructurales de fallas normales en los Granitoides Esperanza y de la Formación El Rodeo (región al NE de Tehuiztzingo).

La única familia coincidente en las regiones de Mimilulco y Tehuiztzingo es la que tiene rumbos NE 65° en echados al NW o al SE.

No se encontraron evidencias claras para determinar la temporalidad de las distintas familias de fallas normales, pero en la región de Mimilulco se observa que las fallas de la familia con rumbos NE 65° SW se encuentran basculadas. Dicho basculamiento quizás esté relacionado a rotaciones a lo largo de fallas normales con rumbos NE 20° SW y echados hacia el W que corresponden a la segunda familia. Los echados en esta segunda familia están más concentrados estadísticamente y son más homogéneos, que los de la primera familia. En la

Figura 222 se muestran las direcciones de extensión probables asociadas con las familias de fallas normales encontradas en las secuencias metamórficas del área estudiada.

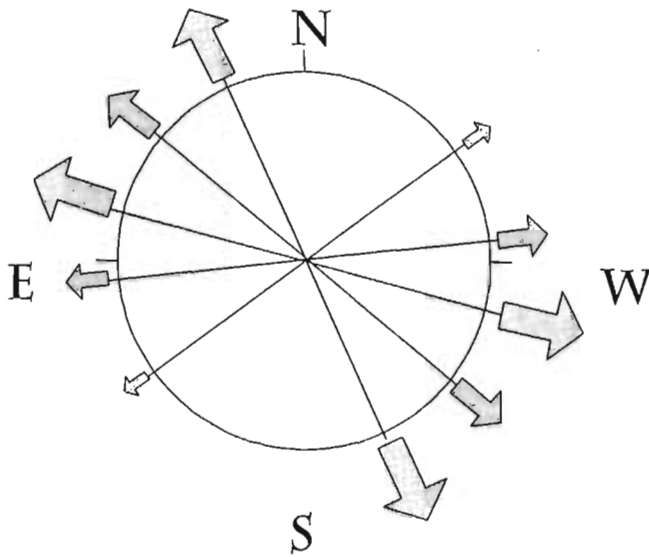


Figura 222. Direcciones de extensión estimadas de los rumbos de las fallas normales. El tamaño de las flechas está relacionado de manera aproximada con el número de mediciones realizadas en todas las regiones. Esta estimación no es muy precisa debido a que no se midieron direcciones de estrías en los planos de falla que permitiría aplicar métodos de análisis como el de diedros derechos de Angelier y Mechler (1977). La temporalidad relativa de cada etapa de fallamiento no fue establecida en este estudio.

6. Discusión

Las rocas más antiguas atribuidas al Complejo Acatlán corresponden a gneises con edades grevillianas (Campa et al. 2002). En este trabajo no se encontraron rocas con esas edades y por lo mismo se desconocen sus características de deformación y metamorfismo. La Formación Xayacatlán corresponde a un conjunto de rocas con afinidad oceánica mezcladas con siliciclásticos, éstos últimos sugieren la cercanía de un continente. Sus zircones detríticos tienen edades que sugieren su afinidad con Laurencia (Talavera et al., en prensa). Estas rocas debieron formarse entre el Cámbrico y el Ordovícico Medio en función de edades isotópicas (Talavera et al., en prensa; este trabajo). Las rocas de esta formación sufrieron un metamorfismo de alta P/baja T al ser hundidas en una zona de subducción hasta alcanzar la facies de eclogita. Durante este proceso se produjeron al menos dos fases de deformación y dos eventos metamórficos ($D1_{xa}$, $D2_{xa}$ y $M1_{xa}$, $M2_{xa}$), estas dos fases son exclusivas de esta formación y no se correlacionan con ninguna otra dentro de las unidades del Complejo. La subducción que produjo el metamorfismo de alta presión debió producir un arco magmático que bordeaba un continente. La formación El Rodeo representa los depósitos de este arco magmático y probablemente se formó sobre corteza grevilliana separada previamente del continente. Antes del Ordovícico Medio la Formación Xayacatlán fue levantada y yuxtapuesta parcialmente contra la formación El Rodeo. Esto causó un metamorfismo de retrogresión a facies de epidota anfíbolita en la Formación Xayacatlán ($M3_{xa}$) y un metamorfismo de esquisto verde en la formación El Rodeo ($M1_{ER}$) y las fases de deformación $D1_{ER}$ y $D3_{xa}$. Diques graníticos, generados por el engrosamiento cortical se emplazaron durante el Ordovícico Medio, intrusionando a los tres conjuntos involucrados: Formación Xayacatlán, gneises grevillianos y formación El Rodeo (Talavera et al. en prensa; este trabajo).

En el Ordovícico Tardío - Silúrico Temprano, la reanudación de la subducción (debajo del arco amalgamado) produjo la intrusión de rocas graníticas continentales (actualmente gneises augen de 440 Ma), que intrusionaron secuencias sedimentarias siliciclásticas. Al parecer, se produjo un proceso de 'rifting' durante este tiempo que separó una parte de la placa superior. Esto es sugerido por el emplazamiento de diques básicos cuya geoquímica indica un ambiente de intraplaca. Posteriormente al Silúrico Temprano, se produjo la subducción de un fragmento de corteza continental que llevó a los granitos de esa edad y a sus rocas encajonantes a las condiciones de la facies de eclogita. Se considera que fue entonces cuando se produjo la fase

de deformación $D1_{GE}$ y el evento de metamorfismo $M1_{GE}$ en los Granitoides Esperanza. Esta deformación y metamorfismo se consideran independientes de los que afectaron a las formaciones Xayacatlán y El Rodeo, y en dichas formaciones esta fase no dejó huella.

Mientras tanto, al continuar la subducción, se produjo el levantamiento y cabalgamiento del bloque continental subducido sobre el bloque formado por las unidades Xayacatlán y El Rodeo. Durante este cabalgamiento se produjo la segunda fase de deformación $D2_{GE}$ en el bloque de los Granitoides Esperanza y un evento metamórfico en la facies de anfibolita $M2_{GE}$. Asociado a este evento, se produjo un reajuste termal que causó fusión parcial de la corteza y emplazamiento de diques leucocráticos que fueron deformados (fase $D1_{DL}-M2_{DL}$). El bloque subducido (Granitoides Esperanza) quizás se emplazó sobre la Formación Xayacatlán por este tiempo, causando la cuarta deformación en dicha formación $D4_{Xa}$ y la segunda en la formación El Rodeo $D2_{ER}$. Acompañando a $D4_{Xa}$ se produjo un evento metamórfico $M4_{Xa}$ que pudo recristalizar granate de 2º generación, el cual pudo generar las edades del Silúrico Tardío al Devónico Temprano (Sm-Nd, grt-roca total) encontradas por Yáñez et al. (1991) en esta formación.

No fue sino hasta el Devónico Temprano o más probablemente en el Misisípico (según Talavera et al. en prensa) cuando se depositó la secuencia sedimentaria que constituye a la Formación Cosoltepec, quizás bordeando la corteza continental grenvilliana de Gondwana. Esta secuencia se fue aproximando hacia el borde laurenciano mediante un proceso de subducción dirigido hacia dicho bloque continental. La erosión del arco volcánico del Ordovícico Temprano-Medio, produjo una sedimentación hacia la parte oceánica. Dichos sedimentos (con zircones detríticos del Ordovícico Medio) están intercalados con rocas volcánicas y corresponderían a la Unidad Ixcamilpa. Un nuevo proceso de subducción – exhumación se produjo posterior al Silúrico Inferior. A este proceso de subducción se asignan tentativamente las fases de deformación $D1_{Ix}$ y $D2_{Ix}$ y los eventos metamórficos $M1_{Ix}$ y $M2_{Ix}$ que también se consideran independientes de otras fases en el Complejo Acatlán. Probablemente fue durante el Devónico Tardío o el Misisípico cuando se produjo la colisión entre el bloque con metamorfismo de alta presión y la Formación Cosoltepec. Esta colisión produjo las dos primeras fases de deformación en la Formación Cosoltepec $D1_{Co}$ y $D2_{Co}$ con sus respectivos eventos metamórficos $M1_{Co}$ y $M2_{Co}$. La foliación principal en la Formación Cosoltepec ($S2_{Co}$) tiene una orientación actual que indica una dirección de acortamiento principal ~ E-W, la cual

coincide con las direcciones de $D2_{GE}$, por lo cual se considera esta fase como coaxial de la fase $D2_{Co}$ aunque quizás sea de distinta edad. Posteriormente al emplazamiento del bloque con las unidades de alta presión (Fm. Xayacatlán y Granitoides Esperanza) más la formación El Rodeo, sobre la Formación Cosoltepec, se produjeron dos fases de deformación relativamente coaxiales que generaron pliegues subsoclinales a isoclinales y foliaciones de plano axial en las formaciones Cosoltepec y El Rodeo, y probablemente en las formaciones Xayacatlán y Esperanza. Las foliaciones son más difíciles de distinguir en estas últimas formaciones debido a la presencia de los eventos preexistentes en ellas. Entonces se produjeron las fases $D3_{Co}$, $D3_{ER}$, $D5_{Xa}$ y $D3_{GE}$, así como la $D4_{Co}$, $D4_{ER}$, $D6_{Xa}$ y $D4_{GE}$, asociadas ambas con metamorfismo de grado muy bajo a bajo.

Uno de los últimos eventos de deformación-metamorfismo registrado en las unidades del Complejo Acatlán, corresponde a un acortamiento con un rumbo \sim N-S. Este evento produjo en metamorfismo dinámico que causó milonitización en el Granito La Noria y en la Formación Tecomate, por lo tanto es post-Pérmico Temprano. Esta fase de deformación también fue reconocida por Malone et al. (2002) en el Tronco de Totoltepec y en las formaciones Tecomate y Cosoltepec; y por Weber et al. (1979) en los Granitoides Esperanza de la región poniente de Acatlán de Osorio. A esta fase de deformación también puede atribuirse el primer evento metamorfismo y la primer fase de deformación de la Formación Chazumba ($D1_{Ch}$, $M1_{Ch}$).

Una de las últimas fases de deformación corresponde a un plegamiento cerrado a abierto, de gran radio de curvatura, con dirección de acortamiento aproximadamente E-W. Esta fase afectó a las formaciones Chazumba y Cosoltepec. Como en la región de Olinalá, rocas jurásicas se encuentran en el centro de los grandes sinclinales generados por esta fase, por lo que se considera que esta deformación es post-jurásica y más probablemente Laramídica. El otro evento de deformación tiene también de escala regional, y es producido por la formación de grandes domos cuyas evidencias son que las rocas estructuralmente inferiores afloran de manera semicircular en ellos y en situación topográficamente más elevada que las otras unidades del complejo. Además estos domos controlan la dirección de los contactos a nivel regional. En caso de que la migmatización en la Migmatita Magdalena y el emplazamiento de los Diques San Miguel estén asociados a la formación de los domos, éstos debieron producirse durante el Jurásico Medio.

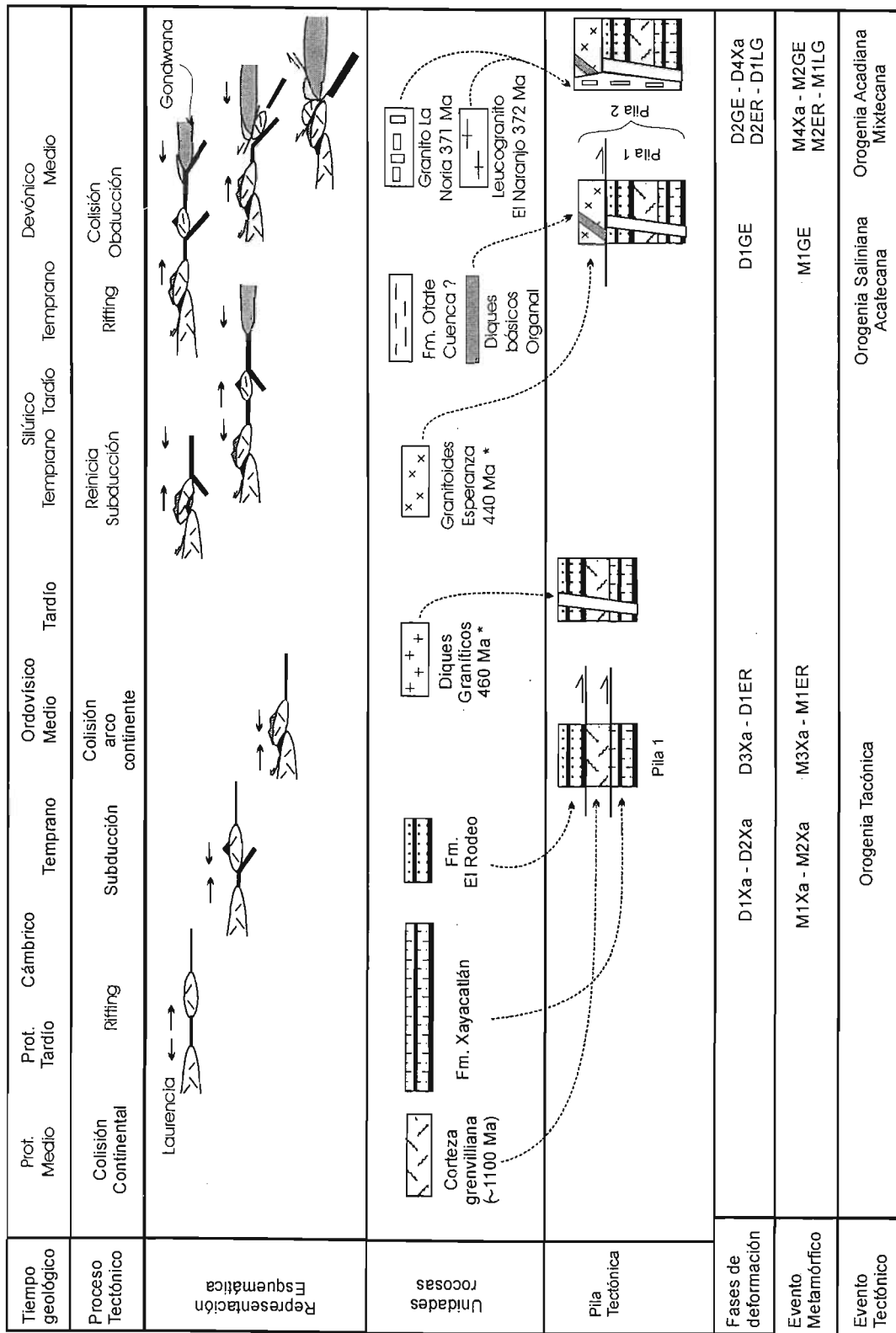
Desde el criterio que se ha desglosado arriba, las unidades del Complejo Acatlán, han experimentado fases de deformación de manera aislada hasta que son amalgamadas unas con otras, y a partir de entonces, comparten las deformaciones posteriores. Algunas de estas deformaciones son relativamente coaxiales y con un metamorfismo de facies similar, y por lo tanto, son difíciles de distinguir entre sí. Además, algunas son heterogéneas, desarrollándose localmente a lo largo de zonas de cizalla de espesores variables, de tal manera que son visibles en ciertas unidades y sólo en determinadas localidades, tal es el caso de la deformación en la Formación Tecomate que no está presente en muchas de las secuencias de la misma edad y litología que afloran en distintas localidades. Sólo los eventos de metamorfismo regional, producidos por fenómenos de subducción o colisión de bloques, son más penetrativos y se manifiestan en todo el volumen de una unidad o en un grupo de unidades. Es necesario mencionar la posibilidad de que en este trabajo no se hayan detectado fases de deformación existentes en una determinada unidad debido a la sobreposición tan grande de dichos eventos. Sobretudo, cuando fases menos penetrativas afectan a rocas con fases asociadas a metamorfismos regionales. Por ejemplo, las fases $D3_{Co}$ y $D4_{Co}$ en la Formación Cosoltepec no se distinguen bien en la Formación Xayacatlán que la sobreyace, y seguramente también están presentes en ella. Se requiere un trabajo aún más exhaustivo que el realizado, para poder discriminar todas las fases de deformación presentes en las unidades más polideformadas. En la Tabla 23 se muestran los datos estructurales resumidos y se clasifican según la fase de deformación interpretada. En la Tabla 24 se muestra una correlación de las fases de deformación entre las distintas unidades. En la Figura 223 se muestra un esquema interpretativo condensado de la evolución geológica del Complejo Acatlán incluyendo las fases de deformación y los eventos metamórficos y tectónicos. Es preciso acotar, que aún quedan muchos aspectos por trabajar y dilucidar para establecer con mayor precisión la evolución tectónica del Complejo Acatlán.

Tabla 22. Comparativo de datos estructurales en el Complejo Acatlán

Formación	Fase	Foliación	Ejes	Lineación	Dirección Acortamiento probable	Edad Interpretada
Xayacatlán	D2Xa	30-60 (1) 170-200 (2) 130-160 (3) 60-90 (4)	140-160	50-80 (1)	50-80	Ord. Medio
	D3Xa		140-160	50-80 (1)	50-80	Ord. M.
	D4Xa		160-200 (1)	90-100 (2)	90-100	Post Dev. Medio - Mis
	D5Xa		30-50 (3)		120-140	
	D6Xa		60-120 (2)	140-170 (3)	140-170 Top to S	Post Pérmico
El Rodeo	D1ER	0-30 (1) 130-150 (2) 50-90 (3)	120-150		30-60	Ord Medio
	D2ER		0-20 (2) 140-180 (3)	80-110	70-120	Post Dev-Medio- Mis
	D3ER		50-80 (1)		140-170	Post Perm
	D4ER		50-80		140-170	Post Perm
	D5ER		100-120		10-40	
Esperanza	D2GE	0-30 (1) 40-60 (2) 130-160 (3) 70-110 (4)	70-120 (1) 140-170 (3)	90-100 (1)	90-130	Post Dev-Medio - Misisípico
	D3GE		170-210 (2)	120-150	120-150	Post Pérmico Temp ?
	D4GE		170-210 (2)		120-150	Post Pérmico Temp ?
	D5GE		70-120 (1)	160-180 (2)	140-180	Post Pérmico
Cosoltepec	D2Co	160-190 (S1) (1) 110-150 (S1) (2) 20-40 (S1)(3) 160-190 (S4) (1) 70-100 (S4)(2) 20-50 (S4)(3) 170-220 (S4) (1)C	160-190 (2)	80-100 (1)	80-100	Post - Dev-Medio-Mis
	D3Co		10-50 (CG) 10-50 (1)	100-130	100-140	Post Pérmico
	D4Co		10-50 (1)	100-130	100-140	Post Pérmico Temp ?
	D5Co		70-90 (3)	10-40 (2) ?	160-200	Post Pérmico Temp
La Noria	D1LN			140-170	140-170	Post Permico
Tecomate	D1Te		100-140 (2)	140-170	170-210	Post Perm
	D2Te		150-200 (1)			Post Perm

Tabla 23. Correlación de fases de deformación

Formación	Fase def.	Elementos estructurales	Grado o facies metamórfica	Correlación tentativa
Xayacatlán	D1Xa	Foliación interna en porfidoblastos	Muy bajo	---
	D2Xa	Foliación externa principal, plegamiento isoclinal	Eclogita de baja T	---
	D3Xa	Foliación de plano axial Plegamiento isoclinal	Epidota anfibolita retrogresión	D1ER
	D4Xa	Foliación de plano axial Pliegues isoclinales	Epidota anfibolita Granate 2º gen.	D2ER, D2GE, D2Co
	D5Xa	Foliación milonítica espaciada Pliegues isoclinales	Esquisto verde o menor	D3GE, D3ER, D3Co
	D6Xa	Pliegues isoclinales	----	D4Co, D4ER
	D7Xa	Pliegues con ejes ~ E-W	----	D4GE, D
El Rodeo	D1ER	Foliación continua muy fina	Esquisto verde	D3Xa
	D2ER	Foliación espaciada Laminada, de plano axial	Esquisto verde	D4Xa, D2GE D2Co
	D3ER	Foliación de crenulación Pliegues isoclinales	Esquisto verde	D3Co, D3GE D5Xa
	D4ER	Foliación de crenulación Plegamiento isoclinal	Esquisto verde	D4Co, D4GE, D6Xa
	D5ER	Pliegues con ejes ~ E-W	---	D5Co, D5GE D7Xa, D1LN, D1Te
Esperanza	D1GE	Foliación milonítica de gran dimensión, pliegues isoclinales	Eclogita de T media	---
	D2GE	Foliación milonítica Pliegues oblicuos E-W Lineación de estiramiento ~ E-W Sentido probable cima al E	Anfibolita	D4Xa, D2ER
	D3GE	Pliegues isoclinales con ejes NE-SW. Foliación de plano axial	----	D3Co, D3ER, D5Xa
	D4GE	Pliegues isoclinales con ejes NE-SW vergencia al NW. Foliación de plano axial local.		D4Co, D4ER D5Xa
	D5GE	Pliegues isoclinales a subisoclinales, ejes E-W, foliación de plano axial local	Muy bajo a bajo	D6Xa, D5ER, D5Co, D1LN, D1Te
Cosoltepec	D1Co	Foliación microscópica continua	Muy bajo	----
	D2Co	Foliación espaciada 0.5 - 3 cm. Micropliegues. Pliegues isoclinales plano axial ~ vertical	Esquisto verde	D2GE, D4Xa D2ER
	D3Co	Foliación espaciada de plano axial. Pliegues subisoclinales a isoclinales plano axial ~ vertical	Esquisto verde o menor	D3ER, D3GE, D5Xa
	D4Co	Foliación espaciada de plano axial. Pliegues subisoclinales de plano axial ~ horizontal	Esquisto verde o menor	D4ER, D6Xa,
	D5Co	Pliegues con ejes ~ E-W	Muy bajo	D1LN, D1Te
La Noria	D1LN	Foliación milonítica, lineación de estiramiento	Esquisto verde o menor	D5Xa, D4ER, D4GE, D1LN
Tecomate	D1Te	Foliación milonítica, lineación de estiramiento	Esquisto verde o menor	D5Xa, D4ER, D4GE, D1Te



GE = Granitoides Esperanza, Xa = Formación Xayacatlán; ER = formación El Rodeo; ix = Unidad Ixcamilpa; LN = Granito La Noria; Co = Formación Cosoltepec; Ch = Formación Chazumba; TT = Tronco de Totoltepec; Te = Formación Tecomate.

Figura 223. Esquema interpretativo condensado de la evolución geológica del Complejo Acapulco

Tiempo geológico	Devónico Tardío	Misisípico	Pensilvanico	Temprano	Pérmico Tardío
Proceso Tectónico	Subducción	Colisión con Cosoltepec	Fallas de deslizamiento lateral	Cuencas 'pull-apart'	Colisión con Gondwana
Representación Esquemática					
Unidades Rocosas	Unidad Ixcamilpa	Tonalita de Totoltepec	Fm. Tecomate	Formación Patinoaya (plataforma)	Fm. Chazumba (cuenca?)
Pila Tectónica					
Fases de deformación	D1x-D2Ix	D3 Ix- D1Co-D2Co-D2ER -D4Xa-D2GE-D1LN	D3Co-D4Co-D3ER D4ER-D5Xa-D3GE	D1Te-D1TT-D1Ch D5Co-D6Xa-D5ER-D1LN	
Evento Metamórfico	M1Ix-M2Ix	M3Ix-M1Co-M2Co M2ER-M4Xa-M2GE-M1LN	M3Co-M4Co-M3ER M4ER-M5Xa-M3GE	M1Te-M1TT-M1Ch -M6Xa- M4GE-M1LN	
Evento Tectónico			Orogenia Alleghaniana		

GE = Granitoides Esperanza, Xa = Formación Xayacatlán; ER = formación El Rodeo; Ix = Unidad Ixcamilpa; LN = Granito La Noria; Co = Formación Cosoltepec; Ch = Formación Chazumba; TT = Tronco de Totoltepec; Te = Formación Tecomate.

Figura 223 Cont. Esquema interpretativo de la evolución geológica (continuación)

7. Interpretaciones tectónicas

Con los datos obtenidos en este trabajo y la información bibliográfica disponible es posible proponer un modelo para la evolución tectónica del Complejo Acatlán, el cual se desglosará de manera general en este capítulo.

7.1. Proterozoico Tardío: la separación de Rodinia y el nacimiento de Iapetus

Las rocas más antiguas fechadas en el complejo se encuentran en los Granitoides Esperanza y corresponden a esquistos augen de la región de Olinalá con edades de 1165 Ma (Campa et al., 2002). Talavera et al. (en prensa) también obtuvieron algunas edades consideradas como grenvillianas dentro de los gneises que forman esta unidad. Así, al menos una parte de ella corresponde a rocas generadas durante la Orogenia Grenville, las cuales tienen una amplia distribución en el mundo y han llevado a Hoffman (1991) a proponer la existencia de un supercontinente llamado Rodinia (Figura 224). Desde entonces muchas reconstrucciones distintas se han propuesto para el mismo (p. ej. Meert y Torsvik, 2003; Li et al., 2004).

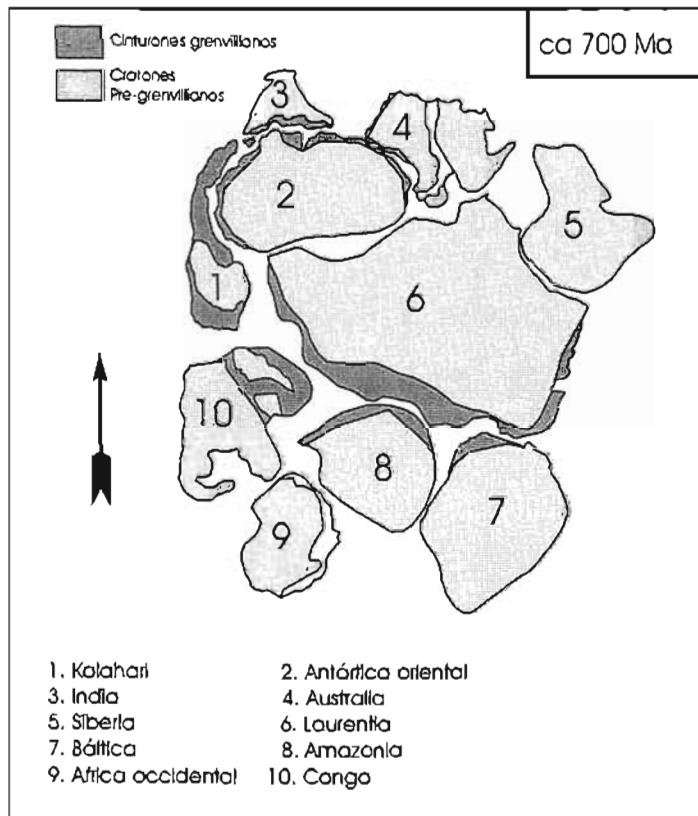


Figura 224. Reconstrucción del orógeno Grenvilliano de Hoffman (1991) formado durante el ensamblaje del supercontinente Rodinia.

Algunos intrusivos félsicos que cristalizaron durante la Orogenia Grenvilliana forman ahora parte de los Granitoides Esperanza (Campa et al., 2002). Las regiones cercanas al Complejo Acatlón con rocas grenvillianas son la parte oriental y sur de Laurencia, y el noreste de América del Sur (Figura 224). Desde hace mucho tiempo se tuvo conocimiento que el Complejo Oaxaqueño (Fries et al., 1962, 1966; Fries y Rincón, 1965) y los bloques encontrados más al norte, Gneis Huiznopala (Fries et al., 1966) y Gneis Novillo (Fries et al., 1962; Ortega, 1978a) en Hidalgo y Tamaulipas, tienen edades grenvillianas. Más recientemente dichas rocas se han estudiado con mayor detalle (p. ej. Weber y Köhler, 1999; Solari et al., 2003). El Gneis Novillo y el Complejo Oaxaqueño son sobreyocidos por rocas sedimentarias del Paleozoico inferior (Silúrico y Cámbrico-Ordovícico) respectivamente, (Stewart et al., 1999; Robison y Pantoja, 1968). Dichas rocas han sido correlacionadas por su fauna con rocas de la provincia europea de la región del Atlántico norte, así como con regiones de Venezuela, Argentina, Gran Bretaña, Canadá oriental, las islas británicas y Escandinavia. De cualquier modo, las rocas grenvillianas que se encuentran en los Granitoides Esperanza (Campa et al. 2002) han sido poco estudiadas hasta la fecha y se desconoce con precisión su afinidad.

Las rocas metamórficas de origen sedimentario que forman parte de los Granitoides Esperanza, denominadas en este trabajo como Unidad Santa Cruz Organa, pudieron corresponder a sedimentos depositados en, o bordeando a, basamento grenvilliano, como ocurre en la zona Humber de los Apalaches del norte, donde el basamento cristalino es sobreyacido en discordancia por una cobertura de rocas sedimentarias que van del Precámbrico más tardío al Ordovícico Medio (Cawood, 1993). En Escocia, se ha propuesto que los Supergrupos Moine y Dalradian sobreyacen un basamento cristalino y se infiere que sus edades van de 950 a 530 Ma (Friend et al, 2003; Cawood et al., 2003). Sin embargo, también en América del Sur las rocas del basamento cristalino grenvilliano (Gneises Bucaramango) son sobreyacidas por una unidad metasedimentaria (Formación Silgará; Ríos et al., 2003) que fue intrusionada por granitos del Ordovícico Medio (477 ± 16 Ma, U-Pb en zircón; Restrepo, 1995) y por granitos devónicos (Forero, 1990). A este basamento metamórfico de Colombia se le ha considerado alóctono (Forero, 1990). Las rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Oriental de los Andes, son sobreyacidas por secuencias sedimentarias no metamorfoseadas del Devónico al Carbonífero (Restrepo y Toussaint, 1988).

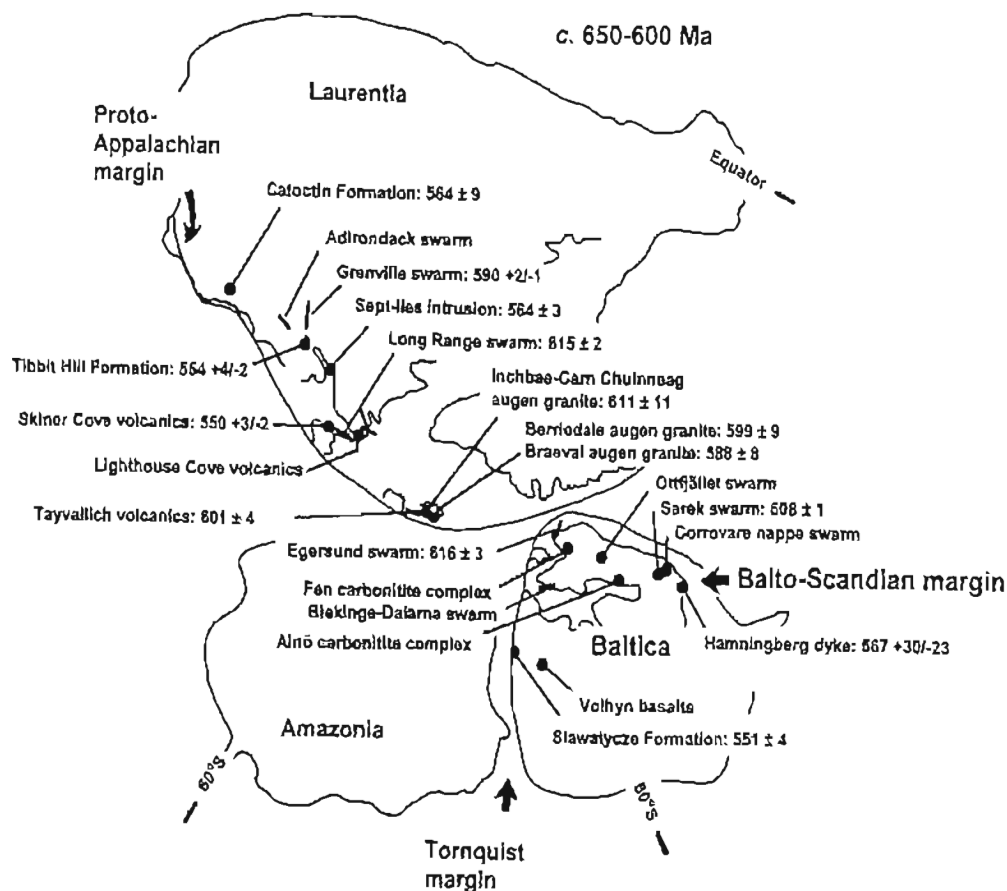


Figura 225. Reconstrucción continental convencional en c. 650-600 Ma, con ubicación de Laurentia, Báltica y Amazonio (modificada de Bingen et al., 1998). En el esquema se ubican las suites magmáticas neoproterozoicas que se piensa están asociadas con el rompimiento de Rodinia, así como sus edades U-Pb en zircón o baddeleyita donde están disponibles. Las edades han sido enlistadas por Bingen et al., 1998 y por Kinny et al., 2003. Figura tomada de Kinny et al. (2003).

El rompimiento del supercontinente Rodinia se inició cuando el este de Gondwana (Australia /Antártida) se separó del margen occidental de Laurentia mediante "rifting" (Torsvick et al., 1996), partiendo el supercontinente en dos y creando el Océano Pacífico, esto se considera que ocurrió alrededor de 725 a 750 Ma (Powell, 1993; Storey, 1993; Dalziel et al., 1994). En Báltica también se ha registrado una tectónica extensional y evolución de cuencas alrededor de 750 – 800 Ma (Kumpulainen y Nystuen, 1985). Gates y Volkert (2004) mencionan la existencia de depósitos de rift asociados con rocas grenvillianas en la costa oriental de América del Norte. El inicio de la sedimentación en algunas de estas cuencas ha sido fechado entre 730 y 700 Ma (Tollo y Hutson, 1996) a partir de rocas volcánicas intercaladas. Este proceso de 'rifting' produjo rocas ígneas con edades del Proterozoico Tardío a Cámbrico Temprano

(Figura 225), y evoluciona hasta crear el Océano Iapetus. Estudios estratigráficos y fósiles indican que Laurentia se separó como un continente aislado durante el Cámbrico Temprano (Mc Kerrow et al., 1992). La presencia del Océano Iapetus está registrada en las coelodónidas Árticas, la costa oriental de Canadá (*Canadian Maritimes*) y las Carolinas.

Alrededor de 540 Ma (Vendiano más tardío) se ha postulado una paleogeografía donde existía un océano de más de 30° entre Laurentia y América del Sur (Torsvik et al., 1996) (Figura 226). También se ha planteado que ambos continentes estaban mucho más cerca (Keppie y Ramos, 1999).

7.2. Proterozoico Tardío – Cámbrico Temprano: la formación del Arco Ávalon

Mientras el Océano Iapetus se abría, en la parte norte de Gondwana (América del Sur – África) ocurría un proceso de subducción que dio lugar a un arco magmático separado del continente (Figura 226). Este arco es lo que actualmente constituye los terrenos Ávalon y Cadomia. El terreno Ávalon se ha dividido en Ávalon occidental y oriental, el primero comprende terrenos acrecionados al borde este de Laurentia y que afloran desde Terranova hasta Rhode Island. El terreno Ávalon oriental comprende Irlanda y la parte sur de Inglaterra. Cadomia aflora principalmente en la parte norte de Francia. Las rocas más antiguas del terreno Ávalon son intrusivos que han sido datadas entre 780 y 660 Ma (Murphy et al., 1999). Sobre éstas se encuentra una serie de rocas volcánicas calci-alcálinas intrusionadas por granitoides, la cual tiene edades entre 660 y 590 Ma. Dicha serie magmática se considera típica de un arco magmático continental donde había cuencas de arco volcánico. Después, hay rocas graníticas y vulcanismo bimodal que fueron cubiertos por tillitas, turbiditas, lutitas negras y capas rojas, con edades entre 590 y 540 Ma. Estas rocas se interpreta que marcan la transición de un arco a un rift. Por último, la secuencia es cubierta por sedimentos de plataforma marina que van del Cámbrico Medio al Ordovícico Temprano (540 a 500 Ma) (entre las citas que se puede consultar: Cardoza et al., 1990; Nance, 1990; Dallmeyer et al., 1981; Krogh et al., 1988). Hasta el presente, no se han encontrado rocas correlativas al terreno Ávalon en el sur de los Apalaches (Carolina) ni tampoco en el Complejo Acatlán.

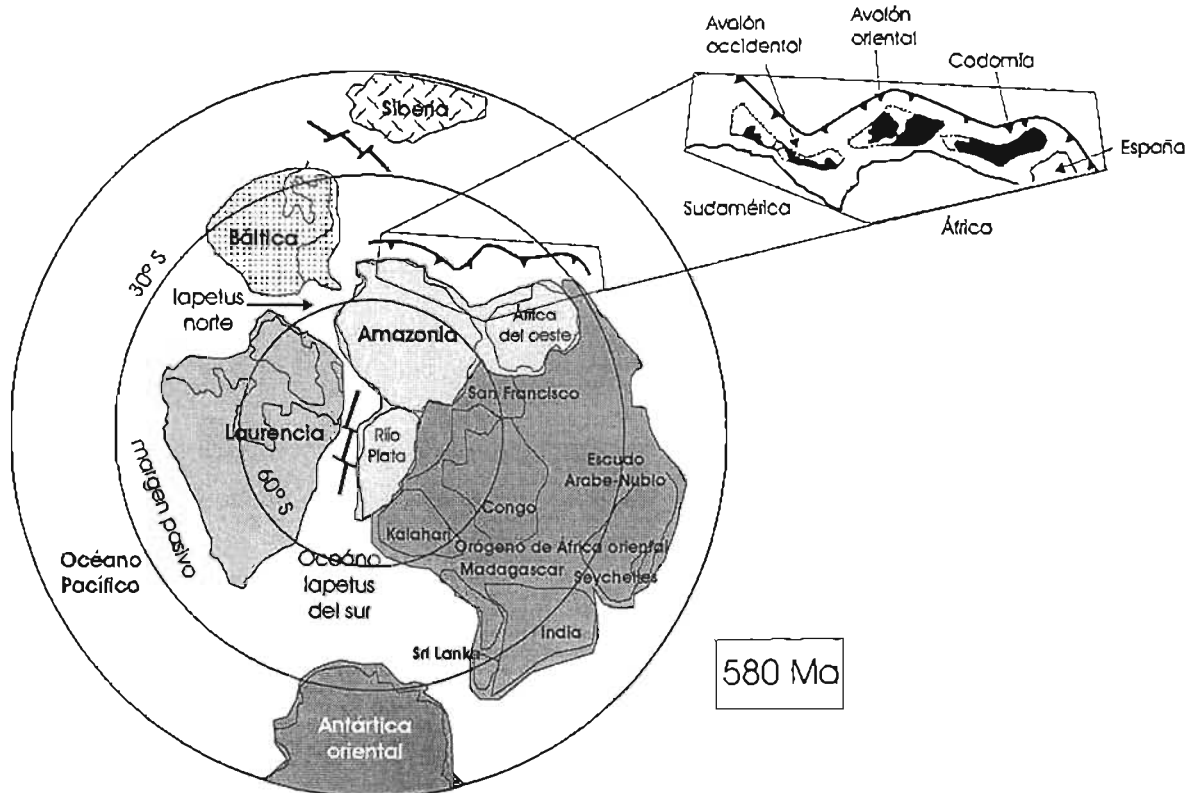


Figura 226. Interpretación de la paleogeografía en el Vendiano (580 Ma) (redibujado de Meert y Torsvik, 2003). Puede apreciarse la inserción del Océano Iapetus entre Gondwana y Laurentia-Báltica. Al norte de Gondwana se producía en ese tiempo una zona de subducción que creó un arco magmático que ahora constituye los terrenos Ávalon y Cadoimia, el mapa de detalle es con base en Murphy et al. (1999).

7.3. Cámbrico – Ordovícico Temprano: procesos de 'rifting'

Durante el periodo del Cámbrico al Ordovícico Temprano, se considera que un fragmento de Laurentia, con partes del basamento y cobertura sedimentaria, se desprendió de dicho continente y se desplazó hacia el este, hasta colisionar con América del Sur durante el Caradociano (alrededor de 455 Ma) (Benedetto et al., 1999). Este fragmento constituye actualmente el terreno Precordillera, ubicado en Chile y Argentina.

Thomas (1991, 1993) y Astini y Thomas (1999) propusieron que la Precordillera se desprendió de la Bahía Ouachita en el borde suroeste de Laurentia, durante el Cámbrico Temprano como resultado del rifting asociado con la apertura del Océano Iapetus. Según Benedetto et al. (1999) los datos paleontológicos encontrados en las regiones requieren una separación gradual y creciente entre Laurentia y la Precordillera posterior al Arenigiano. Esto indica que

existieron procesos de 'rifting' en el borde oriental de Laurentia en el periodo comprendido entre el Proterozoico Tardío y el Cámbrico Temprano.

Aquí se propone que bajo un fragmento cortical separado de Laurentia, similar al de la Precordillera, pudo iniciarse la subducción del Ordovícico Temprano donde se metamorfoseó la Formación Xayacatlán. Asimismo, las rocas de la formación El Rodeo, con afinidad de arco volcánico, pudieron formarse sobre dicho fragmento.

7.4. Cámbrico Temprano? – Ordovícico Temprano: Subducción intra-lapetus, origen de las formaciones Xayacatlán y El Rodeo.

Es probable que el Océano lapetus tenga un papel muy importante en el contexto del Complejo Acatlán, puesto que en éste debió formarse la Formación Xayacatlán. Esta formación contiene metabasitas con una geoquímica que indica que se formaron como parte de un piso oceánico (MORB y OIB) (Ortega, 1975; Meza et al., 2003).

La edad de 460 Ma de un dique que corta a la Formación Xayacatlán, pone un límite superior a la edad probable de dicha formación, y su depósito debió ocurrir entre 694 y 460 Ma. Ya que la edad de la ruptura ('rifting') que dio lugar al Océano lapetus se considera que inició entre 600 y 550 Ma, la edad de la Formación Xayacatlán podría quedar más restringida entre el Cámbrico Temprano y el Ordovícico Medio. Por los zircones detríticos encontrados en los metasedimentos de esta unidad, se puede inferir que se estaban erosionando rocas formadas principalmente durante la Orogenia Grenville (cerca de 1.3 a 0.9 Ga). Paralelo al cinturón Grenville que limita el flanco oriental de Laurentia se encuentra un cinturón de rocas graníticas y anortositas con edades entre 1.5 y 1.3 Ma al que Karlstrom et al. (2001) llaman magmatismo intracratónico tipo A. Este cinturón se extiende desde Sonora, México, hasta Báltica. Estos dos cinturones (Grenville y de tipo A) pudieron ser la fuente de los sedimentos para la Formación Xayacatlán en Mimitulco.

En el modelo que se propone se plantea la probabilidad de que un fragmento con corteza continental grenvilliana y granitos anorogénicos más antiguos (1.5 – 1.3 Ga), se haya desprendido del borde oriental laurenciano durante los procesos de 'rifting' del Proterozoico Tardío – Cámbrico Temprano (Figura 227). Durante el Ordovícico Temprano-Medio inició un

proceso de subducción dirigido probablemente hacia el este (actual), hundiéndose rocas de corteza oceánica (MORB), mezcladas con sedimentos aportados por el bloque cortical. Estas intercalaciones corresponderían a la Formación Xayacatlán. Este proceso produjo el metamorfismo progresivo de alta P/T que experimentó dicha formación durante el Ordovícico Temprano (?). Las rocas de la Formación Xayacatlán alcanzaron ~45 km de profundidad metamorfoseándose en la facies de eclogita. Desde el punto de vista tectónico, este proceso es relativamente rápido; por ejemplo, a una tasa de subducción de 6 cm/año (para subducción de corteza oceánica, como es el caso), se requerirían sólo 1.96 millones de años para alcanzar la profundidad de 45 km, con un ángulo de subducción de 25°. La fase de deformación D1_{xa} en la Formación Xayacatlán, que creó una foliación con minerales metamórficos muy finos (evento metamórfico M1_{xa}), se produjo durante las primeras etapas de la subducción. A medida que la temperatura fue aumentando, cristalizaron minerales de mayor grado y presión hasta desarrollar eclogitas en rocas de composición adecuada. La cristalización de estos minerales de presión alta asociados con una foliación que corta y traspone la primera, produjo el segundo evento metamórfico M2_{xa} y la segunda fase de deformación D2_{xa} en la Formación Xayacatlán de Mimilulco y Pioxtlá.

El proceso de subducción que produjo el metamorfismo regional de alta presión en la Formación Xayacatlán pudo producir al mismo tiempo las rocas volcánicas de la formación El Rodeo. Diques graníticos de ~ 460 Ma (similar a la del dique de Mimilulco) cortan a la Formación El Rodeo en la región sur de Acatlán (este trabajo). Así, esta formación debió producirse durante el Ordovícico Temprano-Medio. La geoquímica de las rocas volcánicas de la formación El Rodeo indica un ambiente de arco volcánico y de rift continental (Ramírez, 2001). Tanto el volcanismo de arco como el de rift debieron haberse formado sobre el fragmento continental separado de Laurentia durante el Proterozoico Tardío – Cámbrico (Figura 227). El análisis de zircones detríticos de las formaciones Xayacatlán y El Rodeo, llevan a Talavera et al. (en prensa) a proponer que la fuente de dichos depósitos era el margen oriental Laurenciano. La separación de un bloque continental es además requerida por la firma geoquímica de las lavas de la formación El Rodeo. Así, mientras la Formación Xayacatlán se subduce a profundidades de la facies de eclogita, en superficie se está formando un arco volcánico (El Rodeo) sobre una corteza continental (parte grenvilliana de los Granitoides Esperanza). Una vez que el material en subducción alcanzó las condiciones pico inició un proceso de levantamiento de dicho material. Asociado con el levantamiento de las rocas de

alta presión se produjo un aumento de temperatura que se atribuye generalmente al reajuste de las isotermas, este incremento estuvo asociado con la circulación de fluidos hidrotermales que provocaron la transformación de los minerales metamorfoseados en la facies de eclogita a facies de epidoto-anfibolita causando el evento $M3_{xo}$. Esta transformación está asociada con una fase de deformación que produjo el plegamiento de la foliación $S2_{xo}$ y el desarrollo de una foliación $S3_{xo}$ de plano axial.

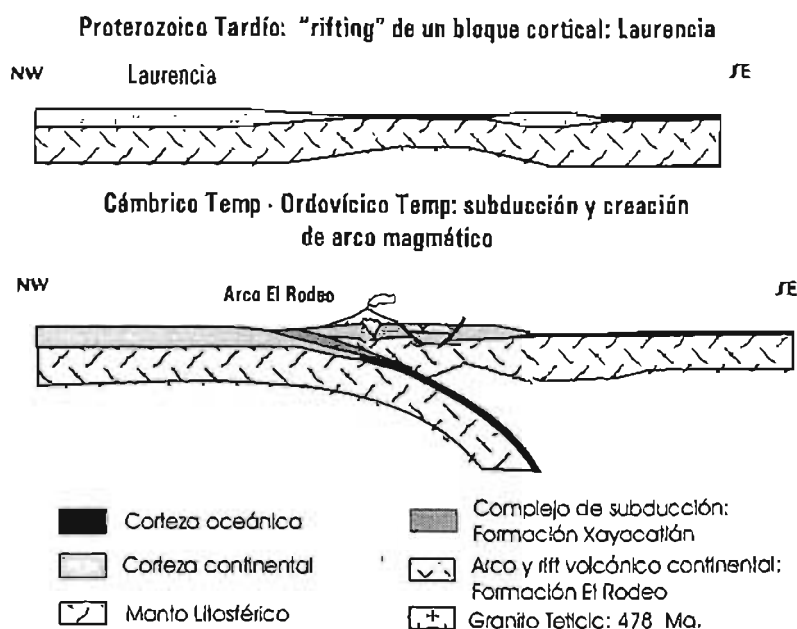


Figura 227. Modelos interpretativos de la evolución tectónica del Complejo Acatlán durante el Proterozoico Tardío al Ordovícico Temprano. Las figuras son esquemáticas y no están a escala.

7.5. Ordovícico Temprano-Medio. Orogenia Tectónica: colisión del arco El Rodeo contra el margen de Laurentia

Se propone que la exhumación de la Formación Xayacatlán estuvo asociada con la colisión del arco El Rodeo contra el margen laurenciano, atrapando entre ambos un fragmento de la corteza oceánica (Figura 228). Este es un evento tectónico mayor que produjo las fases de deformación $D3_{xo}$ y $D1_{ER}$, así como los eventos metamórficos $M3_{xo}$ y $M1_{ER}$.

Una vez que las unidades volcanosedimentarias y fragmentos de la corteza grenvilliana se unieron, fueron intrusionados por rocas graníticas que la cortaron en forma de diques. Dichos diques contienen xenolitos con metamorfismo de presión alta y fueron datados en 460 Ma (este trabajo). Estos diques parecen haberse emplazado posteriormente al evento de deformación $D3_{xo}$. La formación de diques leucocráticos peraluminosos generalmente se asocia con engrosamiento cortical que provoca la fusión de corteza continental. Es probable que estos

magmas provengan de la fusión de rocas del margen de Laurentia que se hundieron debajo del arco tectónico. Campo et al. (2002) dataron en 478 Ma (Arenigiano) rocas peraluminosas de la región de Olinálá que Ramírez (2001) había denominado granitos Teticic y los consideró pérmicos. Esta edad, y otras similares reportadas por Talavera et al. (en prensa) indican que existe un evento magmático peraluminoso durante el Ordovícico Temprano. No puedo precisar hasta el momento si estos dos ciclos, relativamente cercanos en tiempo, se asocian a dos eventos distintos o simplemente son manifestaciones del mismo evento orogénico que se distribuyen en el tiempo.

La colisión de arcos volcánicos ordovícicos contra el margen laurenciano ha sido registrada en la zona Humber de los Apalaches del norte y se le ha llamado Orogenia Tectónica. En general se considera que este evento ocurrió entre el Llandeiliano al Caradociano (460 – 449 Ma), aunque en algunas localidades puede ser más antigua; por ejemplo, en Terranova se le considera del Arenigiano basal (478-488 Ma) (Van Staal, 1994). Con este evento orogénico se asocian duplicaciones del basamento oriental de Laurentia, cabalgamiento de los arcos sobre dicho borde con obducción de complejos ofiolíticos. Este evento involucró además cabalgamientos mayores que resultaron en la formación de una cuenca antepaís (foreland basin) y un levantamiento periférico (Quinlan y Beaumont, 1984). Algunos consideran que el tramo oceánico subducido para la colisión del arco y el continente fue una cuenca trasarco más bien que un océano completo (Upadhyay y Neale, 1979; Edelman, 1988). En Escocia, la fase denominada Grampiana se considera relacionada con la colisión de un arco en el Llandvirniano (471-464) contra Laurentia (Dewey y Monge, 1999; Soper et al., 1999). Esta fase es considerada un equivalente lateral de la etapa tectónica de Terranova. La fase Finnmarkiana representó un evento del Ordovícico temprano en Escandinavia, el cual puede o no ser análogo a la fase Tectónica (Ramsay et al., 1985; Gee, 1987).

Ordovícico Temprano-Medio: colisión del Arco El Rodco con el margen Laurentiano

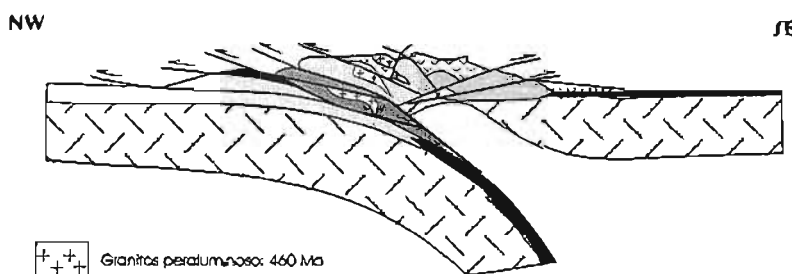


Figura 228. Modelo interpretativo de la evolución tectónica del Complejo Acatlán durante el Ordovícico Temprano – Medio

7.6. Ordovícico Tardío – Silúrico Temprano. Reinicio de subducción y emplazamiento de batolitos graníticos: Granitoides Esperanza.

Una vez amalgamados arco y continente (Figura 228) a fines del Ordovícico Medio, la subducción hacia el E ya no pudo continuar pues, por su densidad, la corteza continental no puede hundirse en el manto. Entonces debió iniciar una subducción en sentido contrario justo debajo del arco volcánico recién acrecionado (Figura 230). Este modelo es similar al propuesto para la evolución del arco volcánico de Taiwán (Chemenda et al., 2001).

Durante el Silúrico Temprano se produjo el emplazamiento de rocas graníticas porfídicas que corresponden a la facies de gneises augen de los Granitoides Esperanza, la cual fue datada por Ortega et al. (1999) en 440 Ma, y confirmada por Talavera et al. (en prensa) y este trabajo. Dicha edad corresponde al Llandoveryano, etapa inferior del Silúrico. Estos granitos intrusieron la secuencia sedimentaria de Santo Cruz Organal.

Se ha sugerido que estos granitos se emplazaron de manera sintectónica y que fueron metamorfoseados en la facies de eclogita (Ortega et al. 1999). En este trabajo se ha comprobado la existencia de un metamorfismo de alta P/media T en dichos gneises. Ortega et al. (1999) nombraron este evento como Orogenia Acatecana y corresponde en tiempo aproximadamente a la Orogenia Salínica definido en los Apalaches (Rast y Skehan, 1993). Sin embargo, considero que faltan más evidencias geocronológicas que puedan determinar con precisión la edad de los minerales metamórficos de alta presión en los Granitoides Esperanza, y así poder fundamentar que intrusión y metamorfismo eclogítico son contemporáneos.

Posteriormente al emplazamiento de los granitos silúricos se produjo la intrusión de diques de composición básica que cortan a la secuencia sedimentaria y a los granitos. Estudios geoquímicos preliminares que se muestran en este trabajo, indican que los diques se emplazaron en un ambiente intraplaca continental y sugieren la existencia de un proceso de 'rifting' posterior al Silúrico Temprano.

En la época del Asghilliano temprano se ha propuesto que el terreno Ávalon colisionó con Báltica (McKerrow et al., 2000), y este evento está representado por una discordancia al este de Gales. Para el norte de los Apalaches también se ha propuesto una edad similar para la

colisión del terreno Ávalon y Laurentia (Van Staal, 1994). Este podría ser un evento similar al reportado por Ortega et al. (1999) para el Complejo Acatlán, de confirmarse que la edad de intrusión y metamorfismo son similares.

7.7. Devónico Medio. Fase orogénica Acadiana: colisión de fragmentos continentales.

Las rocas de la Unidad Santa Cruz Organal, los Granitoides Esperanza y los diques básicos, presentan un metamorfismo regional de facies de eclogita y se diferencian de las rocas de la Formación Xayacatlán por ser eclogitas de temperatura media. Sus temperaturas promedio son 200 °C mayores que las de las eclogitas de la Formación Xayacatlán en Piaxtla y Mimitulco. Aquí, se propone que debió ocurrir un evento tectónico colisional en el periodo comprendido entre el Silúrico Temprano y el Devónico Temprano. Durante este evento, un fragmento continental formado por los Granitoides Esperanza (440 Ma) y sus rocas encajonantes, fueron subducidos hasta alcanzar profundidades cercanas a 65 km y se metamorfosearon en la facies de eclogita de temperatura media. La subducción de los Granitoides Esperanza produciría la deformación D1_{GE} y el metamorfismo eclogítico M1_{GE}. Dalziel et al. (1994) proponen por este tiempo el movimiento lateral de Laurentia con respecto a Gondwana y la colisión transpresiva local entre ambos continentes (Figura 229).

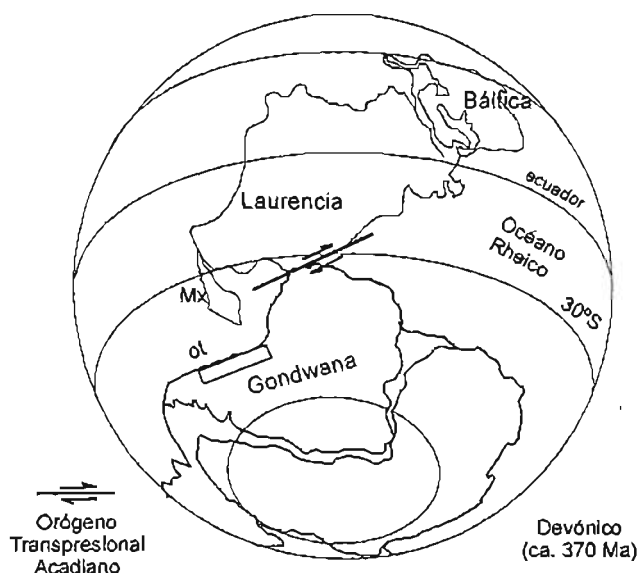


Figura 229. Posiciones de las masas continentales mayores hace 370 Ma (Dalziel et al., 1994). Mx: posición actual de México. OT: terreno Occidentalia que contiene al terreno Precordillera.

Se pudo haber producido durante este tiempo dicha colisión mediante un proceso de doble subducción como el que se visualiza esquemáticamente en la Figura 230.

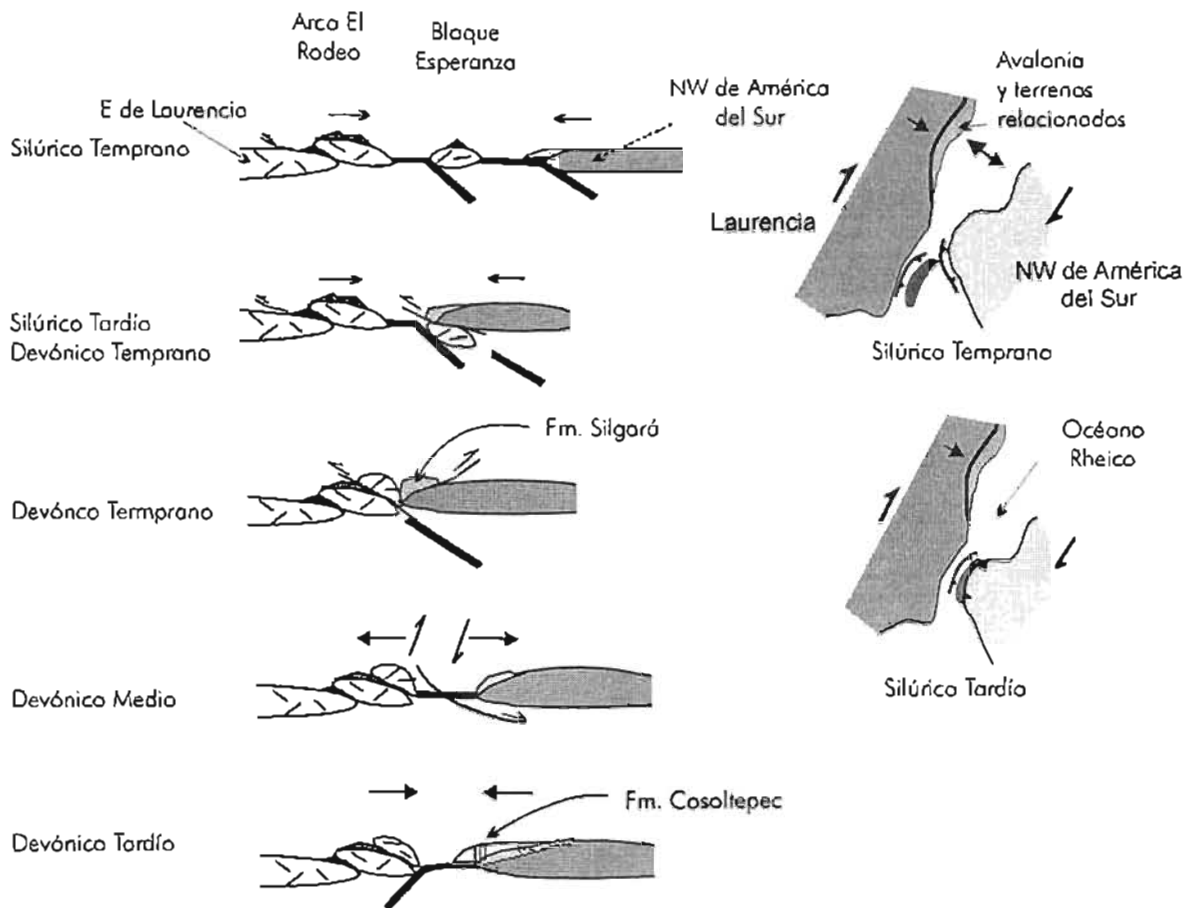


Figura 230. Esquemas de la evolución tectónica del Silúrico Temprano al Devónico Tardío. A la derecha se muestran esquemas vistos en planta.

En los esquemas de la Figura 230 se propone que el bloque formado por los Esperanza es subducido debajo de la parte noroccidental de América del Sur. Esto provocaría deformación y metamorfismo de las secuencias sedimentarias que bordeaban a dicho continente. Estas rocas y esta fase orogénica están registradas en los Andes de Colombia y Venezuela. Ahí, secuencias detríticas silúricas (Formación Silgaró) (Ríos et al., 2002) fueron metamorfoseadas y deformadas hasta alcanzar la facies de anfibolita y cabalgadas sobre el basamento grenvilliano (Gneises Bucaramanga). El conjunto es cubierto por secuencias sedimentarias del Devónico Inferior (Forero, 1990) que cierran el tiempo del evento orogénico.

Un modelo tectónico alternativo al presentado arriba se muestra en la Figura 231. En dicho modelo no se produjo la colisión del arco El Rodeo contra Laurentia, sino que la deformación D3Xa y D1ER son producidas por la exhumación de la Formación Xayacatlán y su

aplastamiento contra el arco volcánico, en un contexto similar al que ocurre en zonas de subducción como la de Japón.

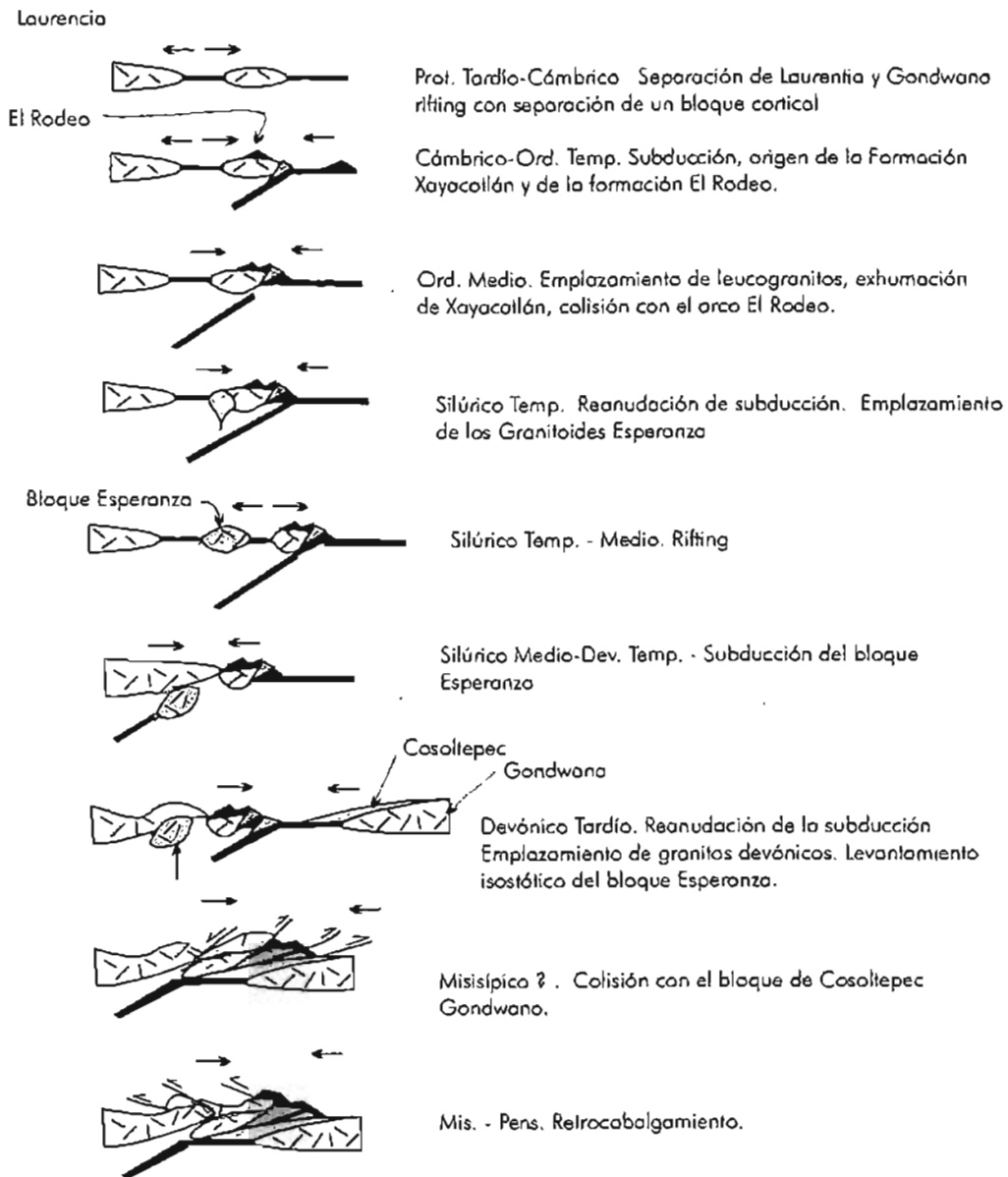


Figura 231. Un modelo alternativo de evolución tectónica para el Complejo Acatlán.

En este modelo alternativo se plantea también la posibilidad de que el bloque de los Granitoides Esperanza se haya subducido bajo Laurentia en lugar de bajo Gondwana, un levantamiento isostático de dicho bloque durante el Devónico Medio y su emplazamiento sobre el bloque Xayacatlán – El Rodeo probablemente durante el Devónico Tardío o Misisípico.

La edad máxima del evento tectónico colisional en los Granitoides Esperanza se establece en función de que se fecharon en 372 Ma (U-Pb zircón, este trabajo) diques leucocráticos que cortan a los gneises augen de los Granitoides Esperanza y a la secuencia metasedimentaria de Santa Cruz Organal. El contenido de sílice de las fengitas en dichos diques es estadísticamente menor al de los gneises y micaesquistos (ver sección 10.3.4), por lo que se considera que se emplazaron en condiciones de menor presión (en función del barómetro de Massonne y Schreyer, 1987). Lo cual implica un emplazamiento en condiciones de facies de anfibolita para estos diques. Esto se puede interpretar, desde el punto de vista tectónico, como intrusión durante un proceso de levantamiento, posterior al evento de metamorfismo eclogítico. Este evento pudo ser por un fenómeno isostático o debido al empuje del bloque de Esperanza sobre el borde Laurenciano. El levantamiento del bloque Esperanza produjo una trayectoria que causó fusión parcial de la corteza y migmatización de la secuencia metasedimentaria. La formación El Rodeo también está intrusionada por granitos devónicos (granito La Noria). Recientemente se han reportado edades misisípicas en rocas con metamorfismo eclogítico de la región de Santa Cruz Organal (359 ± 2 a 345 ± 5 Ma, Elías et al., 2004, Keppie et al., 2004a) (U-Pb en zircones). Lamentablemente no se ha especificado qué rocas exactamente se fecharon. De ser correctas estas edades, y si fueron obtenidas en las metabasitas, el metamorfismo eclogítico de temperatura media estaría asociado con eventos tectónicos más jóvenes. El depósito relativamente continuo de la Formación Patlanoaya desde el Misisípico al Pérmico medio (Villaseñor et al., 1987; Vachard et al., 2000) parece limitar la posibilidad de un evento orogénico significativo durante ese lapso de tiempo, o bien dichas secuencias y su basamento deben ser alóctonas.

Eclogitas de temperatura medio han sido reportadas en las Caledónidas de Escandinavia y presentan un contexto geológico muy similar a las halladas en los Granitoides Esperanza (como lentes de rocas metabásicas dentro de gneises) (Cuthbert y Carswell, 1990). La interpretación tectónica que se les da a esas eclogitas es la de una colisión continental donde la corteza de Báltico se hunde debajo de la corteza Laurenciana (Cuthbert y Carswell, 1990). Dicha colisión se estima que ocurrió durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano, durante la fase orogénica Escandiana (Dallmeyer et al., 2001). En esa misma región, conjuntos oceánicos forman napas con metamorfismo eclogítico de temperatura media (Essex et al., 1997). La diferencia entre Escandinavia y el Complejo Acatlán, es que en la primera, las napas eclogíticas

de temperatura media subyacen a las napas eclogíticas oceánicas de baja temperatura, y en México es al revés.

El bloque Esperanza debió cabalgar al bloque conformado por las formaciones Xayacatlán y El Rodeo. Este cabalgamiento está asociado con la fase de deformación $D2_{GE}$ y con un evento de metamorfismo en la facies de anfibolita $M2_{GE}$. Asimismo, debió provocar las fases $D4_{xo}$ y $D2_{ER}$ y los eventos metamórficos $M4_{xo}$ y $M2_{ER}$. Se considera que esto ocurrió en este tiempo porque secuencias sedimentarias del Misisípico al Pérmico (Vachard et al., 2000) cubren en discordancia a unidades del Complejo Acatlán en la región de Patlanoayo.

La fase Acadiana u Orogenia Acadiana, está bien representada en los Apalaches del Norte, donde es reconocida por deformación polifásica e intrusión de granitos postorogénicos. Dicha deformación, afectó a rocas tan antiguas como el Precámbrico, pero en particular afecta a los sedimentos siluro-devónicos del Cinturón Móvil Central (Williams, 1993). La edad del metamorfismo acadiano fue establecida en Nueva Hampshire por la edad Emsiano (Devónico Inferior, 407-397 Ma) de la Formación Littleton, la cual está metamorfoseada y posee fósiles. La edad de la deformación penetrativa es registrada en Massachussets como pre 380 Ma, pero posiblemente es tan antigua como 401 Ma (Robinson et al., 1988). Una gran cantidad de granitos considerados acadianos han sido fechados en los Apalaches del Norte. Sus edades fluctúan del Carbonífero al Pérmico. Los granitos que caen dentro del rango de 415 a 365 Ma (Silúrico Tardío – Devónico Tardío), que pueden ser llamados 'acadianos' en sentido estricto, se han subdividido en sin y post-metamórficos (Rast y Skehan, 1993). Los primeros incluyen granitos fechados de 415 a 405 Ma (Lyons y Livingston, 1977). Se considera que los plutones post-metamórficos tienen edades de 388 a 371 Ma (Loiselle et al., 1983 a y b). Estos granitos coinciden en edad con el granito La Noria.

Van der Voo (1988) y Rast (1988) sugirieron que la Orogenia Acadiana ocurrió debido al atropamiento de un gran número de pequeños terrenos entre los cratones de Laurentia y oeste de África. Esto se debe, a que la Orogenia Acadiana, que varía de lugar a lugar, requiere la amalgama de múltiples terrenos. Tanto cabalgaduras colisionales como estructuras transpresivas son comunes en el orógeno (Ferril y Thomas, 1988).

En Noruega, un periodo de tectonismo devónico se conoce como Escandiano tardío (Roberts, 1988, Robinson et al., 1988). El período considerado, va del Wenlock al Emsiano (428 – 397 Ma) (Silúrico Inferior – Devónico Inferior). (Mc Kerrow et al., 2000). En Francia (Bretaña y Macizo Central), el episodio principal del Devónico Medio es llamado Ligeriano (Autrán y Cogñé, 1980), y su continuación inferida, en la Península Ibérica, ha sido llamada Eoherciniano (Choukroune et al., 1990). La continuación del cinturón Ligeriano dentro de Europa ha sido llamado el Auverno-Vosgiano (Autrán y Guillot, 1975).

7.8. Post-Devónico Medio. Reinicio de la subducción, formación de la Unidad Ixcamilpa.

Después del Devónico Medio reinicia el proceso de subducción que provocó el cierre del Océano Rheico, abierto entre el arco Ávalon y Gondwana. Durante este periodo pudo producirse el metamorfismo y deformación de la Unidad Ixcamilpa. Dicha unidad incluye sedimentos y rocas volcánicas muy similares a las de la Formación Xayacatlán. La Unidad Ixcamilpa experimentó un metamorfismo de alta P/T con las mismas etapas: una primera fase con cristalización de minerales de grano muy fino formando una foliación interna $S1_x$, la cual fue replegada y se formó una foliación $S2_x$ de crenulación, la que a su vez es contemporánea con el crecimiento de los porfidoblastos, alcanzando la facies de esquistos azul de epidota.

7.9. Devónico Tardío – Misisípico: Colisión transpresiva entre Laurentia y Gondwana

Como es sabido (p. ej. Spear, 1995), las rocas con metamorfismo de alta P/baja T deben ser exhumadas relativamente rápido para evitar que las paragénesis sean obliteradas por facies de temperatura mayor y menor presión. La Unidad Ixcamilpa debió entonces exhumarse poco después de su formación produciendo en el proceso la fase de deformación $D3_x$ y el evento de metamorfismo $M3_x$. Es probable que este evento esté asociado con la colisión contra la Formación Cosoltepec.

Estudios de zircones detríticos en la Formación Cosoltepec realizados por Talavera et al. (en prensa) muestran que existen poblaciones menores con edades en el rango de 450 a 341 Ma, con picos en ~410, ~394 y ~345 Ma (Praghiano, Givieliano y Viseano; Devónico Temprano, Devónico Medio y Misisípico Temprano respectivamente). Los autores citados consideran la edad Praghiana (~410 Ma) como la edad más joven y confiable para el depósito de la Formación Cosoltepec, pero señalan que bien puede tener una edad máxima misisípica. Se ha

interpretado que la Formación Cosoltepec corresponde a depósitos en un margen pasivo (Ramírez, 2001). El autor citado la consideró similar, y probablemente correlativa, al terreno Gander de los Apalaches del Norte. Sin embargo, el Grupo Gander de Terranova está formado por rocas del pre-Ordovícico Medio (Kennedy y McGonigal, 1972; Ludman et al., 1993; Fyffe y Riva, 1990). Talavera et al. (en prensa) indican que las poblaciones de zircones detríticos de esta unidad sugieren una procedencia de Gondwana sobre todo de la región de América del Sur que posee rocas grenvillianas y que son muy similares a poblaciones de secuencias siliciclásticas del Macizo Armoricano (Fernández et al., 2002). Así, el basamento grenvilliano de México parece haber estado unido a América del Sur por lo menos hasta el Silúrico Temprano (Wendlockiano) como sugieren las secuencias detríticas de Ciudad Victoria, Tamaulipas (Stewart et al., 1999). Quizás, la Formación Cosoltepec se depositó en cuencas que bordeaban el margen continental sudamericano de Gondwana.

El acercamiento entre los terrenos Mixteco y Oaxaca ha sido postulado que ocurrió durante el Devónico Tardío – Misisípico, debido a que las unidades sedimentarias depositadas sobre el Complejo Oaxaca (Formaciones Santiago e Ixtaltepec) tienen zircones detríticos con grupos de edad entre 335 – 365 Ma y 450 – 480 Ma (Gillis et al., en revisión) y a que rocas ígneas con esas edades no se han determinado en el terreno Oaxaca y sí en el terreno Mixteco (granito La Noria, granito Teticic, diques leucocráticos) (Yáñez et al., 1991; Campa et al., 2002; este trabajo). Además, la fauna fósil de las formaciones misisípicas, tanto en el terreno Mixteco (Formación Patlanoaya), como en el terreno Oaxaca (Formación Santiago) y en el terreno Sierra Madre (Formación Vicente Guerrero), se considera que tienen fuertes afinidades con la fauna de América del Norte (Villaseñor, et al., 1987; Vachard et al., 2000; Vachard y Flores de Dios, 2002; Sour-Tovar et al., 1996; Stewart et al., 1999).

En el modelo de evolución tectónica que se plantea aquí, se propone que durante el Devónico Medio – Tardío, Laurentia se desplazaba de manera lateral derecha con respecto a Gondwana y posibles salientes de ambos bloques continentales pudieron colisionar (Dalziel et al., 1994; Dalziel, 1997 y Shelley y Bossiere, 2000). Durante este periodo, pudo producirse el cabalgamiento de una pila tectónica formada por fragmentos corticales amalgamados sobre la Formación Cosoltepec. El cabalgamiento tendría a la base a la Unidad Ixcamilpa; a la cual seguirían la Formación Xayacatlán, los Granitoides Esperanza y la formación El Rodeo. Quizás el movimiento transpresivo de Laurentia desprendió a la Formación Cosoltepec de su posición

original, desplazándola a lo largo de fallas de movimiento lateral derecho como ha sido propuesto para terrenos corticales de Iberia y Armónica (Fernández et al., 2003; Gutiérrez et al., 2003). Un modelo similar se ha propuesto para los Apalaches del Norte donde se atribuye la Orogenia Acadiana a la acreción del terreno Meguma (van Staal et al., 1998).

En el caso del Complejo Acatlán, a fines del Devónico se produjo un evento tectónico que levantó las rocas atribuidas al Devónico Superior y que se consideran de facies de cuenca (Vachard y Flores de Dios, 2002). Asimismo, levantó y expuso a la erosión al granito La Noria del Devónico Medio, pues su erosión generó el conglomerado basal de la Formación Patlanoaya. Además, las capas del Devónico Superior presentan una fase de plegamiento isoclinal, que las capas carbonatadas de plataforma del Misisípico al Pérmico, no presentan.

La posición paleogeográfica exacta del terreno Mixteco se desconoce hasta el momento, pues los estudios paleomagnéticos que se han intentado no han arrojado datos precisos (Fang et al., 1989; Böhnell, 1999). Aquí se plantea la posibilidad de que se ubicara entre el sur de Nueva Inglaterra y Virginia (terreno Carolina) o bien al SE de Carolina.

Las edades más antiguas obtenidas hasta la fecha en rocas metamórficas de la Formación Xayacatlán son 416 ± 12 y 388 ± 44 Ma (Sm-Nd; granate-roca total) (Pirrolano – Frasniano, Silúrico Tardío a Devónico Tardío) (Yáñez et al., 1991). Esto condujo a sus autores a considerar que la Formación Xayacatlán fue metamorfoseada durante la Orogenia Acadiana. Se considera que la Formación Xayacatlán se metamorfoseó antes del Ordovícico Medio, pero pudieron ocurrir reajustes térmicos durante el Ordovícico Tardío y en el Devónico.

Con estos criterios, que aún requieren mayor confirmación, se postula que:

- i. Se produjo la convergencia entre el Grupo Piaxtla y la Formación Cosoltepec, el primero como un arco acrecionado a Laurentia y la segunda como depósitos de un margen pasivo gondwaniano.
- i. Metamorfismo regional de grado bajo (esquisto verde) de la Formación Cosoltepec debido al engrosamiento cortical de la napa constituido por el Grupo Piaxtla.
- ii. Formación de las foliaciones $S1_{C_6}$ y $S2_{C_6}$ que son las más penetrativas dentro de la Formación Cosoltepec.
- iii. Deformación $D4_x$ en la Formación Xayacatlán a la que se atribuye plegamientos cerrados y el desarrollo de una foliación milonítica.

- iv. Deformación $D2_{ER}$ en la Formación El Rodeo, a la que se atribuye plegamientos cerrados y una foliación de crenulación en la facies de esquisto verde.
- v. Deformación $D2_{GE}$ en los Granitoides Esperanza, caracterizada por plegamientos cerrados y una foliación milonítica.
- vi. Se produjo la formación de una secuencia sedimentaria y volcánica (formación Otate), posteriormente al metamorfismo de la Formación El Rodeo, de probable edad Devónico Temprano-Medio?.
- vii. Esta secuencia fue deformada, ligeramente metamorfoseada e intrusionada por el granito Palo Liso, atribuido tentativamente al Devónico Tardío.
- viii. Se produjo un levantamiento y erosión general de la formación Otate, exposición de los granitos Palo Liso y La Noria a la erosión. El levantamiento generalizado ocurrió posterior al Frasniano (post granito La Noria) y anterior al Tournasiano (Misisípico más temprano). A este levantamiento se atribuye la erosión casi total de la formación Otate, cuya presencia no se conoce en otras áreas, o se le ha confundido con las formaciones El Rodeo o Tecomate.

7.10. Pensilvónico – Pérmico. Formación y cierre de cuencas “pull-apart” y emplazamiento de granitoides.

Shelley y Bossiere (2000) proponen que se produjo una transpresión dextral masiva durante el Carbonífero. Los autores citados se basaron en el estudio de terrenos y en los modelos paleogeográficos de Dalziel et al. (1994) y Dalziel (1997), para proponer que fragmentos de la plataforma gondwaniana y arcos volcánicos asociados, fueron transportados más de 2000 km de manera lateral dextral. Al ser amalgamados, estos fragmentos formaron el orógeno Herciniano de Iberia (España) y Bretaña (Francia). Fernández et al. (2002) indican que el cinturón peri-Gondwaniano Cadomiano del SW de Iberia y el Dominio Armoricano del norte de Bretaña carecen de zircones detríticos mesoproterozoicos, lo cual sugiere su derivación de la región NW de África. Los mismos autores señalan que el NW de Iberia, NE de Bohemia y Moravo-Silesia, requieren un basamento Mesoproterozoico y sugieren que estaban más cerca de Amazonia o Oaxaquia.

Talavera et al. (en prensa) gracias a estudios geocronológicos U-Pb de zircones detríticos concluyen que la Formación Magdalena tiene una edad máximo de depósito del Pensilvónico,

mientras que la Formación Chazumba tiene una edad máxima de depósito del Pérmico Temprano. De tal manera que, al parecer, dichas formaciones no formaban una sedimentación continua con la Formación Cosoltepec como ha sido aceptado hasta recientemente. Con base en estudios de zircons detríticos Debido a que los estudios de zircons detríticos (Gillis et al., en revisión), se interpreta que éstas formaciones estaban recibiendo zircons de fuentes gondwanianas y laurencianas. En el contexto tectónico de un deslizamiento lateral dextra}, pudieron formarse cuencas tipo "pull apart" en las cuales pudo depositarse la secuencia de Magdalena-Chazumba (237). Esta cuenca debió abrirse entre el Grupo Piaxtla amalgamado con la Formación Cosoltepec y el Complejo Oaxaqueño. En este mismo contexto podría enmarcarse la formación del Tronca de Totoltepec a finales del Carbonífero, no como un arco cordillerano con orientación NW-SE como fue propuesto originalmente por Torres et al. (1993), sino como un magmatismo asociado a un fallamiento de deslizamiento lateral.

Por su parte, Muttoni et al. (2003) proponen un megacizallamiento dextral que coloca Laurencia frente a África durante el periodo comprendido entre el Pérmico Temprano al Tardío, es decir, proponen que la reconstrucción clásica de Pangea (de Wegener) ocurrió en el Pérmico Tardío, pero que en el Pérmico Temprano Laurencia se encontraba ~ 3000 km más hacia el oeste.

El deslizamiento lateral dextral del Terreno Mixteco con respecto a Oaxaca debió continuar aún durante el Pérmico Temprano como ha sido señalado por Elías y Ortega (2002), quienes fecharon granitoides sincinemáticos emplazados en dicho contacto.

7.11. Pérmico Tardío. Colisión entre Gondwana y Laurencia. Orogenia Allegheniana

Para finales del Pérmico, la colisión total entre Laurencia y Gondwana produjo la formación de la Pangea clásica (Pindell, 1985). La fase orogénica que produjo este cierre se conoce como Orogenia Allegheniana. El tiempo de ocurrencia de este evento se considera diacrónico pero abarca del Misisípico Tardío al Pérmico Medio, produciendo un cinturón de deformación (cinturón de pliegues y cabalgaduras) y metamorfismo (Kluth y Coney, 1981; Pindell y Dewey, 1982; Bradley, 1982), que va desde las regiones de los Apalaches del Norte, Maratón, Ouachita, continúa en Chihuahua, México (Handschy, 1987) y llega hasta Sonora (Peiffer-Rangin, 1979).

En ese tiempo debieron cerrarse las cuencas "pull apart" generadas durante el Pensilvánico – Pérmico Temprano, produciéndose el primer evento de metamorfismo regional de las formaciones Chazumba y Migmatita Magdalena. Se considera que también en ese tiempo ocurrió el cabalgamiento del Tronco de Totoltepec sobre las formaciones El Rodeo, Tecomate y Cosoltepec, y de ésta última sobre la Formación Chazumba. Este movimiento tuvo una dirección de movimiento (actual) N-S (Malone et al., 2002). La geometría del contacto entre el Tronco de Totoltepec y la formación El Rodeo sugiere que se trata de una falla inversa de bajo ángulo.

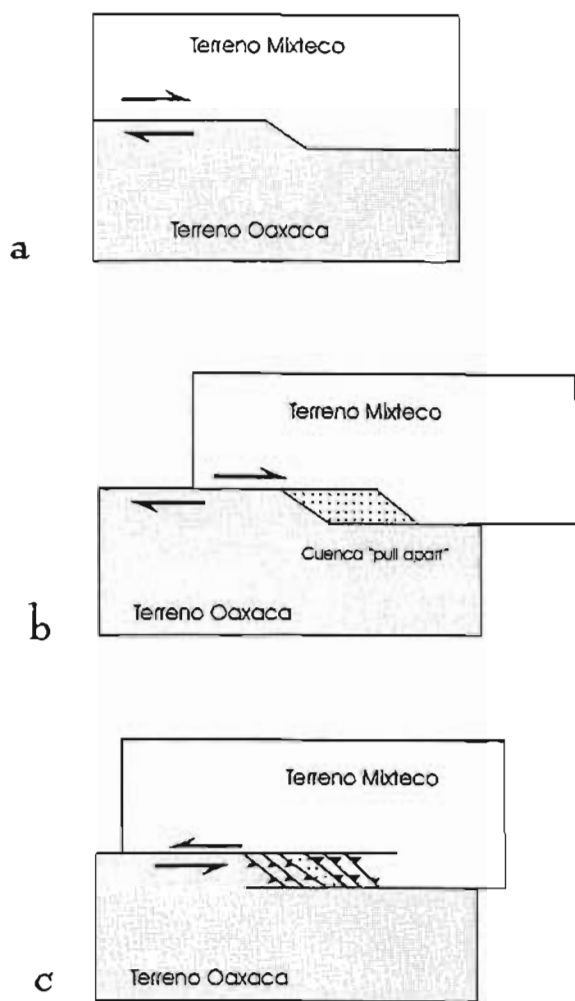


Figura 232. Esquema que muestra el probable origen de las Formaciones Migmatita Magdalena y Chazumba. a) inicio con una falla de deslizamiento lateral dextral; b) Formación de una cuenca tipo "pull apart" con formación de rocas volcánicas básicas en la parte basal (parte inferior de la unidad Migmatitas Magdalena); c) Inversión del desplazamiento que provoca el cierre de las cuencas "pull apart", con el cabalgamiento de la Formación Cosoltepec sobre la Formación Chazumba. Es probable que estos procesos ocurrieran entre el Pensilvánico y el Pérmico Tardío.

También durante esta fase pudo producirse la deformación y el metamorfismo dinámico de la Formación Tecomate ($D1_{Te}$, $M1_{Te}$). Esta presenta una deformación milonítica con metamorfismo de grado bajo, y direcciones de transporte NNW-SSE con indicadores de sentido de cizalla que señalan un movimiento del bloque del techo hacia el sur.

En la región de Ciudad Victoria, secuencias metamórficas atribuidas al Paleozoico (Esquisto Granjeno (Corrillo, 1961; Ramírez, 1978, 1992) parecen cabalgar a una secuencia sedimentaria que va del Silúrico al Pérmico Inferior (según sección de Ramírez, 1992). Si es

correcta esta interpretación, este cabalgamiento podría atribuirse también a la Orogenia Alegheniana.

En los Apalaches del Norte también existen cuencas con rocas pensilvánicas (Cuencos Norfolk y Narraganset del Ávalon de Boston) las cuales sufrieron un metamorfismo barroviario completo hasta las zonas superiores de la facies de onfíbolito (Murray et al., 1988; Skehan et al., 1986; Murray, 1988). El metamorfismo y deformación polifásica se atribuyen a la orogenia Alegheniana (Carbonífero Tardío – Pérmico Temprano) (ej. Skehan y Rast, 1990).

La edad Leonardiano atribuida a la Formación Matzitz (Weber y Cevallos, 1994; Silva y Mendoza, 2000), la cual aparentemente cubre en discordancia el contacto entre los terrenos Mixteco y Oaxaca (Elías y Ortega, 2002), marca el límite de la Orogenia Alegheniana en el Complejo Acotlán, a reserva de que la edad de dicha formación pueda establecerse con mayor precisión mediante métodos radiométricos.

Según señala Pindell (1985), la ausencia de cualquier indicación de condiciones marinas del Pérmico Superior al Triásico en la región alrededor del Golfo de México sugiere que los océanos paleozoicos se cerraron completamente durante ese tiempo (Figura 233). A finales del Triásico se empiezan a formar cuencas que se atribuyen a 'rifting' desde Sonora (Stewart y Roldán, 1986) hasta el Golfo de México (Pindell, 1985) (Figura 234). En la región de Ciudad Victoria se menciona que las cuencas de rift son del Jurásico Temprano. En dichas cuencas, generalmente se depositaron secuencias detríticas provenientes de la erosión del orógeno alegheniano. La apertura del Golfo de México se produjo de manera heterogénea, siendo más intensa hacia el oeste que en el este. Se propone que los terrenos Mixteco, Oaxaca y Juárez estaban amalgamados junto al bloque de Yucatán-Chiapas y se separaron del noreste – norte de la región del Golfo junto con dicho bloque entre el Triásico Tardío y Jurásico Temprano. El bloque formado por los terrenos Oaxaca y Mixteco se desprendió del bloque Yucatán-Chiapas durante su viaje hacia el sur en el Jurásico. Esto crearía una cuenca de 'rift o pull apart' (Pindell, 1985; Sedlock et al., 1993). Al abrirse el Golfo de México el bloque conformado por el terreno Sierra Madre pudo desplazarse hacia el oeste con respecto a Coahuila a lo largo de una megocizalladura lateral izquierda (Grajales et al., 1992; Jones et al., 1995) llamada "transforme Coahuila-Tamoulipas" (Dickinson y Lawton, 2000). Este movimiento también pudo provocar el deslizamiento lateral derecho del terreno Sierra Madre con respecto a los terrenos

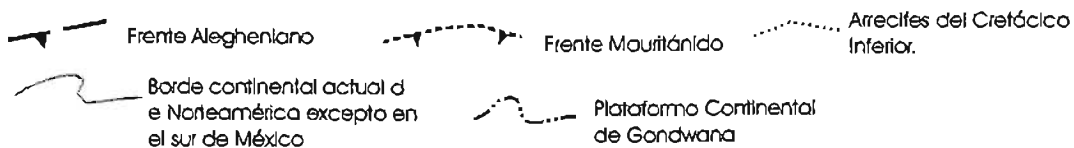
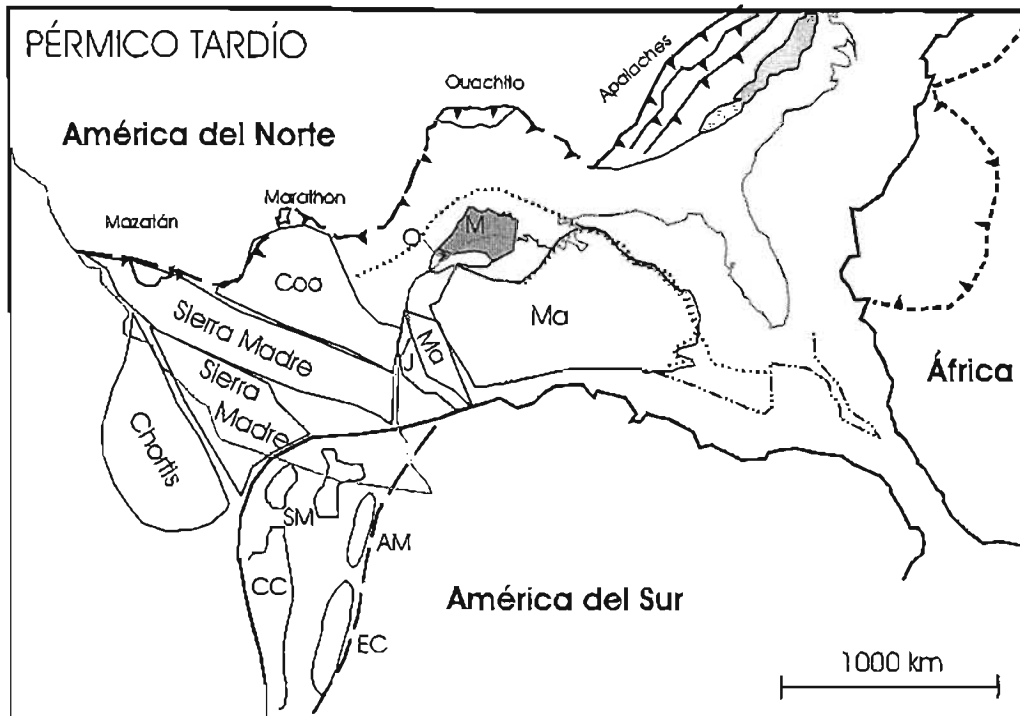
Mixteco y Oaxaca, a lo largo de una megacizalladura, que actualmente podría estar oculta debajo del eje neovolcánico. El modelo propuesto, rompería la continuidad del microcontinente Oaxaquia, como fue propuesto por Ortega et al. (1999) alargado en dirección N-S, quedando como un cinturón alargado en dirección E-W.

A la Orogenia Alegheniana se atribuye:

- i. Cabalgamiento del Tronco de Totoltepec sobre las formaciones El Rodeo, Tecomate y Cosoltepec y de este grupo sobre las formaciones Chazumba y Migmatita Magdalena (Malone et al. 2002).
- ii. Metamorfismo regional-dinámico que afecta a: Tronco de Totoltepec ($D1_{TT}$, $M1_{TT}$), Formación El Rodeo ($D5_{ER}$), Formación Tecomate ($D1_{Te}$, $M1_{Te}$), Formación Cosoltepec ($D5_{Co}$) y a la Formación Xayacatlán ($D7_{Xa}$, $M7_{Xa}$).
- iii. Primera etapa de metamorfismo regional y deformación en las formaciones Chazumba y Migmatita Magdalena ($D1_{Ch}$, $M1_{Ch}$).
- iv. Esta fase orogénica sólo afectó la región oriental del área de estudio, desde la región de La Noria al poniente hasta el límite con el terreno Oaxaca.
- v. La deformación y metamorfismo dinámico ocurrieron a lo largo de zonas de cizalla que son heterogéneas no afectando a toda unidad en su totalidad sino parcialmente.

7.12. Jurásico Medio. Formación de una pluma o deslizamiento sobre una dorsal

Durante el Jurásico Medio se produjo un evento termal que afectó la región oriental del terreno Mixteco y produjo migmatitas así como la intrusión de diques graníticos o máficos (Yáñez et al., 1991; Keppie et al., 2004a). Este evento ha sido atribuido a la inserción de una pluma mantélica (Keppie et al., 2003b). Otra posibilidad es que el terreno Mixteco se haya deslizado encima de una dorsal que se abrió en la parte sur de México cuando Gondwana y Laurencia se separaron. Un evento de deformación está asociado con el metamorfismo produciéndose una segunda foliación en las formaciones Chazumba y Migmatita Magdalena, que traspone progresivamente a la primera en dirección N-S (Salgado, 2004). Dos periodos de intrusión de diques fueron dotados por Yáñez et al. (1991) uno del Triásico Tardío (alrededor de 220 Ma) y otro del Jurásico Medio (entre 175 y 163 Ma), edades similares han sido referidas por Keppie et al. (2003b). Los grandes domos de Ayú y Ahuatempon (Figura 140) se interpreta que pudieron formarse durante este evento tectonomagmático.



CC: Cordillera Central; EC: Cordillera Oriental; AM: Andes de Mérida; SM: Bloque de Santa Marta; Coa: Terreno Coahuila; O: Terreno Oaxaca; M: Terreno Mixteco (gris oscuro); Ma: Terreno Maya; J: Terreno Juárez; Ca: Terreno Carolina (gris claro).

Figura 233. Esquema de la configuración de boques corticales durante el Pérmico Tardío (modificado de Pindel, 1985).

En el área de Olinalá, una unidad formada por tobas e ignimbritas de composición félsica a intermedia denominada Ignimbrita Las Lluvias (Corona, 1981), cubren en discordancia a las rocas sedimentarias del Pérmico Inferior. A esta unidad de poco espesor (50 a 80 m) se le considera triásica por su posición estratigráfica (Corona, 1981; Corona et al., 1993), y pudiera estar asociada con la formación de diques graníticos a mayor profundidad. El Conglomerado Cualac debió formarse por el levantamiento del Complejo Acatlán, sobre todo a partir de la erosión de la Formación Cosoltepec que es rica en cuarcitas. Dicho levantamiento debió ocurrir a fines del Triásico principios del Jurásico. El Conglomerado Cualac y la secuencia sedimentaria que lo sobreyace se depositaron en el Bajociano Inferior al Colloviano (Caballero et al., 1990), es decir, casi simultáneamente a la deformación y metamorfismo de la Formación Chazumba y de la Migmatita Magdalena.

Por otra parte, al estudiar el límite entre los terrenos Oaxaca y Juárez, el cual está formado por una franja milonítica de hasta 15 km de espesor, Alaniz et al. (1994) sugieren que la milonitización es posterior al Pérmico Tardío, básicamente Jurásica Temprana-Media, con base en una datación K-Ar en muscovito que arrojó una edad de 180 ± 4 Ma (Alaniz et al., 1994). Durante el Valanginiano se considera que el cinturón milonítico que limita al poniente los terrenos Oaxaca y Juárez, quedó expuesto, ya que los sedimentos marinos de esa edad que cubren el cinturón milonítico cerca de la ciudad de Oaxaca tienen clastos de milonita. El cinturón milonítico mencionado se ha interpretado como una zona de cizalla a lo largo de la cual 1) el terreno Oaxaca cabolga al terreno Juárez (Ortega et al. 1990; Sedlock et al. 1993); 2) una falla dextral a lo largo de la cual el bloque Yucatán migró al sur-sureste desde Norteamérica durante el Jurásico tardío (Padilla y Sánchez, 1986). Según el modelo que se propone aquí, dicho límite podría corresponder a una falla de deslizamiento lateral (del Triásico Tardío al Jurásico Temprano) a lo largo de la cual el bloque formado por los terrenos Mixteco y Oaxaca se desliza con respecto al bloque Yucatán-Chiapas, se abre un sistema de rift entre ambos terrenos, el cual es cerrado posteriormente cuando se amalgaman de nuevo ambos fragmentos quizás en el límite entre el Jurásico Temprano y Medio como es sugerido por Alaniz et al. (1994).

Según Dickinson (2000) por el Triásico Medio inició la formación de un arco volcánico (en California), y ya por el Triásico Tardío a Jurásico Temprano, dicho arco se considera continuo de California hasta Sonora (Busby Spera, 1988; Anderson y Silver, 1979). Las asociaciones de arco en México central (Coahuila y terreno Sierra Madre) se distribuyen en un intervalo del Triásico Tardío al Jurásico Medio (Barboza-Gudino et al. 1998, 1999). Las rocas de este arco no son aparentes en el Terreno Mixteco (Dickinson y Lawton, 2001). Durante ese tiempo, también se formó el basamento del terreno Guerrero (Centeno, 1994), sobre el cual posteriormente se formó una asociación de arco volcánico que en la región de Huetamo va del Titoniano al Cretácico Superior (Talavera y Guerrero, 2000), con delgadas intercalaciones calcáreas (Aptiano-Albiano) hacia su cima. El terreno Guerrero ha sido considerado como un 'superterreno' (Dickinson y Lawton, 2001) ya que al parecer comprende una amalgama de varios elementos distintos (ejm Centeno et al. 1993; Talavera y Guerrero, 2000).

Mientras al poniente se formaban las secuencias de arco volcánico del terreno Guerrero, las partes centrales de México: terrenos Mixteco, Oaxaca, Sierra madre, Coahuila y el cratón de

Sonora y Chihuahua, fueron cubiertos por depósitos marinos de plataforma con espesores mucho más importantes hacia el SE y menores hacia el NW (Sonora) donde muestran claramente un proceso de transgresión-regresión. Fue entonces cuando ocurrieron los depósitos de la Plataforma Guerrero-Morelos que cubrieron también al Complejo Acatlán.

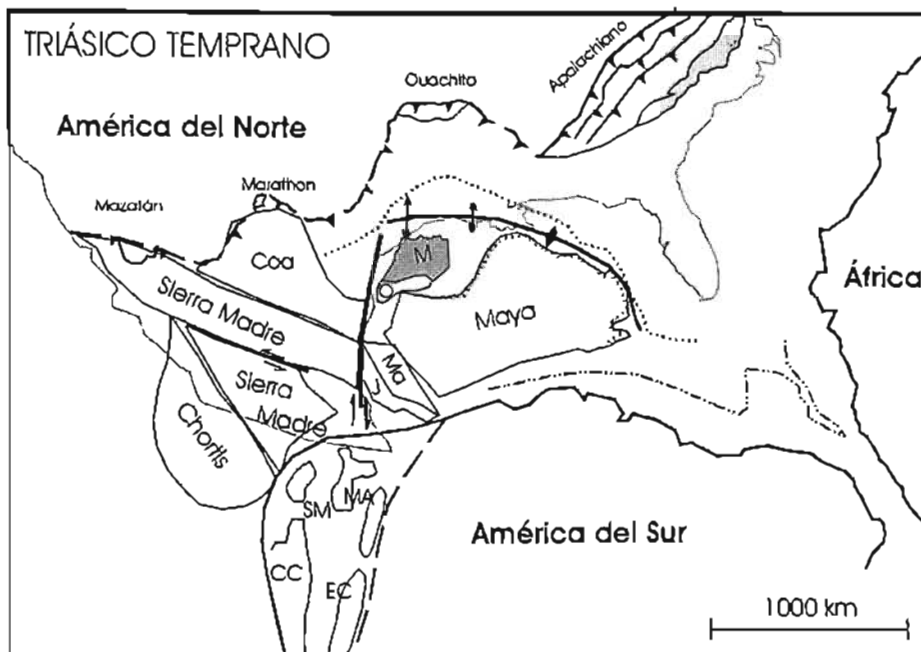


Figura 234. Esquema de la distribución tectónica en el Triásico. Inicio del proceso de "rifting". Abreviaturas como en la Figura 233.

7.13. Cretácico Tardío. Colisión de los terrenos Guerrero y Mixteco. Orogenia Laramide.

Según varios autores, el terreno Guerrero inició su colisión contra el terreno Mixteco durante el Cretácico Tardío. Se consideran dos etapas de deformación, a la primera considerada como del Cenomaniano (Campo, 1978) o post-Cenomaniano (Salinas et al. 2000) se atribuye el metamorfismo y la deformación de las secuencias vulcanosedimentarias de las regiones de Tejupilco-Amatepec-Teloloapan. Lo segunda fase se considera del Cretácico más tardío – Paleoceno y se le atribuye la formación de un sistema de pliegues y cabalgaduras (Campa, 1978; Salinas et al., 2000; Cerca, 2004). Este evento orogénico cretácico es enmarcado dentro de la Orogenia Laramide. En mi opinión, es durante esta fase cuando se producen los grandes pliegues anticlinales y sinclinales que producen la distribución general de unidades dentro del Complejo Acatlán; el argumento es que en los sinclinales se encuentran remanentes de rocas jurásicas y cretácicas, que por lo tanto, debieron ser afectadas por dicho plegamiento.

El plegamiento tiene un gran radio de curvatura, estimado en unos 10 km de longitud en la región occidental del área. Hacia el oriente los pliegues son más cerrados como puede apreciarse en la Figura 141. Se interpreta que esto ocurre porque las unidades metasedimentarias de la región oriental son atrapadas entre el Complejo Oaxaca y el macizo más potente de los Granitoides Esperanza, que aflora en la región de San Bernardo – Nuevos Horizontes en una franja alargada más o menos N-S. Es probable que esta deformación que implica una compresión E-W se imponga a una deformación similar pero del Jurásico Medio.

ANEXO A

Muestra ACA 7 Eclogita

Piroxeno

SiO ₂	54.54	54.21	54.71	54.49	55.01	54.83	54.25	54.63	54.04	55.1	54.79	54.72	53.01	53.4	51	52.49
TiO ₂	0.10	0.12	0.15	0.14	0	0.12	0.11	0.06	0.13	0.11	0.07	0.12	0.11	0.09	0.25	0.1
Al ₂ O ₃	8.79	8.51	8.42	8.63	9.09	8.56	8.81	8.72	8.43	8.54	8.93	8.49	8.66	3.08	4.68	2.71
Cr ₂ O ₃	0.03	0.08	0.04	0.03	0	0	0.02	0.02	0.03	0	0	0	0.01	0.01	0	0.08
FeO	8.49	8.84	8.80	8.73	7.97	8.92	8.49	8	9.1	8.78	7.91	8.74	8.76	11.44	11.97	10.48
MnO	0.03	0.03	0.01	0.04	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.07	0.08	0.13
MgO	7.66	7.46	7.62	7.59	7.52	7.68	7.61	7.78	7.52	7.68	7.62	7.63	7.42	9.49	10.19	10.67
CaO	13.58	13.65	13.43	13.46	13.26	13.6	13.52	13.44	13.55	13.65	13.33	13.58	13.6	18.86	18.38	20.38
Na ₂ O	6.86	6.73	6.58	6.69	6.95	6.94	6.73	6.72	6.74	6.49	6.69	6.49	6.79	3.25	2.88	1.9
K ₂ O	0.03	0.01	0.00	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0.05	0.03
Total	100.11	99.64	99.76	99.80	99.83	100.70	99.57	99.41	99.59	100.41	99.37	99.79	98.38	99.70	99.48	98.97

Granate

SiO ₂	37.37	37.36	36.79	37.26	37.37	37.11	37.25	37.54	37.23	37.97	37.45	37.62	37.72	37.14	36.98	38.08	37.84	36.79
TiO ₂	0.21	0.26	0.43	0.08	0.27	0.32	0.12	0.39	0.24	0.46	0.23	0.24	0.3	0.26	0.34	0.04	0.37	0.23
Al ₂ O ₃	21.05	20.94	20.96	21.46	21.08	21.02	21.15	21.12	20.8	21.04	21.28	21.1	21.17	21.23	21	21.42	21.03	21.23
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.00	0.05	0.01	0	0.04	0.06	0.02	0.01	0.09	0.05	0.03	0.01	0	0.01	0	0.03
FeO	28.53	28.11	27.65	28.79	27.86	27.08	28.47	27.57	28.09	27.26	28.51	28.15	27.65	27.94	26.74	28.96	27.22	28.23
MnO	0.37	0.76	0.66	0.66	0.93	1.68	0.43	1.42	0.46	1.56	0.33	0.58	0.73	0.7	2.63	0.53	1.56	0.34
MgO	2.66	2.68	2.57	3.11	2.71	2.42	2.72	2.5	2.61	2.3	2.62	2.63	2.71	2.71	2.17	2.86	2.45	2.78
CaO	9.46	9.31	9.77	8.78	9.81	10.12	9.52	9.83	10.63	10.1	9.51	9.93	9.89	9.59	9.91	9.33	10	9.65
Na ₂ O	0.07	0.07	0.88	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.02	0.13	0.07	0.05	0.07	0.09	0.06	0.01	0.1	0.02
K ₂ O	0.00	0.03	0.01	0.02	0	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0	0
Total	99.74	99.54	98.92	100.27	100.11	99.82	99.77	100	100.11	100.83	100.12	100.37	100.3	99.67	99.83	101.24	100.57	99.3

Anfibol

SiO ₂			37.23		40.58		38.77		35.87		37.85		36.88		39.13		38.69
TiO ₂			0.13		0.55		0.82		0.42		0.31		0.18		0.14		0.15
Al ₂ O ₃			17.51		12.66		15.63		18.14		17.01		18.51		14.98		15.16
Cr ₂ O ₃			0.04		0.05		0.02		0.03		0.02		0		0.03		0.01
FeO			20.88		20.44		20.52		22.69		19.24		21.64		21.17		20.77
MnO			0.07		0.10		0.14		0.17		0.11		0.13		0.12		0.07
MgO			5.91		7.93		6.29		5.35		6.93		5.02		6.87		6.87
CaO			10.59		10.12		10.11		9.39		10.37		10.74		10.69		10.62
Na ₂ O			2.83		3.10		2.97		2.68		3.29		2.89		3.1		2.76
K ₂ O			1.37		0.93		1.5		1.33		1.23		1.41		0.76		1.1
Total			96.56		96.46		96.76		96.07		96.36		97.42		96.99		96.2

Fengita

SiO ₂	49.46	49.36	48.57	49.29	48.63
TiO ₂	0.7	0.78	0.79	0.71	0.75
Al ₂ O ₃	28.23	28.62	28.31	28.5	28.44
Cr ₂ O ₃	0	0.08	0	0	0.03
FeO	3.73	3.53	3.48	3.45	3.23
MnO	0	0.01	0.01	0	0.01
MgO	3.15	3.3	3.11	3.02	3.03
CaO	0.01	0.01	0	0	0
Na ₂ O	0.65	0.66	0.62	0.56	0.52
K ₂ O	10.35	10.23	10.26	10.64	10.52
Total	96.28	96.57	95.15	96.19	95.16

Plagioclaso

SiO ₂	68.25	68.08	68.35	66.5	68.95	68.87
TiO ₂	0.03	0.00	0	0	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	20.31	20.17	20.49	21.75	20.31	20.71
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0	0	0.04	0
FeO	0.31	0.37	0.35	0.2	0.3	0.3
MnO	0.01	0.01	0	0	0.02	0.01
MgO	0.00	0.01	0.03	0	0.01	0.03
CaO	0.47	0.41	0.35	1.62	0.14	0.31
Na ₂ O	12.07	12.20	12.16	11.31	11.95	12.2
K ₂ O	0.02	0.02	0.12	0.03	0.07	0.02
Total	101.50	101.26	101.86	101.42	101.8	102.48

ACA B. Eclogita

Piroxeno													
SiO2	53.44	52.99	54.15	54.3	53.87	54.14	53.19	54.41	53.97	54.23	54.04	54.29	53.77
TiO2	0.14	0.16	0.12	0.11	0.19	0.15	0.13	0.15	0.12	0.12	0.09	0.1	0.1
Al2O3	8.29	8.37	8.26	8.46	8.53	8.4	8.33	8.27	8.22	8.17	8.55	8.61	8.44
Cr2O3	0	0.04	0	0	0	0.01	0	0.01	0.04	0.01	0.04	0.02	0.01
FeO	8.59	8.68	8.71	8.6	8.56	8.78	8.89	8.4	8.69	8.64	8.57	8.67	8.85
MnO	0	0.03	0.01	0	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03	0	0.01
MgO	7.8	7.73	7.67	7.66	7.71	7.84	7.65	7.71	7.79	7.76	7.45	7.41	7.6
CaO	13.85	13.68	13.7	13.63	13.98	13.63	13.87	13.81	13.89	14.04	13.4	13.14	13.39
Na2O	6.25	6.31	6.36	6.44	6.02	6.56	6.18	6.36	6.23	6.14	6.66	6.62	6.71
K2O	0.02	0.03	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0.01	0
Total	98.39	98.03	98.98	99.2	98.87	99.53	98.26	99.16	99.01	99.12	98.83	98.89	98.88

Granate

SiO2	37.56	37.84	36.52	36.77	36.47	37.92	35.99	37.32	37.27	37.49	37.27	36.96	36.97
TiO2	0.22	0.07	0.06	0.37	0.26	0.12	0.27	0.33	0.2	0.07	0.2	0.22	0.25
Al2O3	20.99	21.27	21.14	20.98	20.93	21.21	20.9	20.9	20.93	21.33	20.93	20.88	20.97
Cr2O3	0.06	0.01	0	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0.02
FeO	28.16	28.06	27.64	27.64	27.96	27.69	28.69	27.18	27.71	28.42	27.71	27.57	27.32
MnO	0.46	0.35	0.45	0.71	0.61	0.41	0.62	1.53	0.42	0.37	0.42	2.19	0.66
MgO	2.69	2.69	2.83	2.65	2.77	2.72	2.72	2.76	2.87	2.56	2.87	2.36	2.87
CaO	9.81	9.92	9.97	9.77	9.38	9.7	9.38	9.63	9.47	9.64	9.47	8.94	9.69
Na2O	0.01	0.04	0.01	0.04	0.04	0.08	0.03	0.04	0.06	0.04	0.06	0.03	0.08
K2O	0.01	0	0.03	0.01	0	0.01	0	0.03	0.03	0	0.03	0.01	0
Total	99.97	100.26	98.65	98.93	98.45	99.89	98.62	99.72	98.95	99.94	98.95	99.15	98.84

Anfibol

Anfibol								Fengita					
SiO2	46.83	40.09	46.35	42.51	44.84	45.62	43.63	48.6	48.86	48.41			
TiO2	0.32	4.88	0.36	0.3	0.29	0.42	0.3	0.04	0.61	0.74			
Al2O3	10.68	14.11	10.89	11.39	11.08	11.28	10.93	28.48	28.4	28.31			
Cr2O3	0	0.01	0	0	0.04	0.01	0.04	0.03	0	0			
FeO	16.7	10.33	15.43	19.45	18.33	14.93	16.69	3.75	3.76	3.57			
MnO	0.09	0.07	0.08	0.09	0.12	0.04	0.1	0.01	0.02	0			
MgO	9.89	12.4	10.05	8.71	8.91	10.65	10.05	2.83	2.93	2.87			
CaO	8.03	10	7.72	10.02	8.45	8.03	9.05	0.04	0.01	0.03			
Na2O	3.74	2.43	3.82	2.77	3.67	3.93	3.31	0.66	0.61	0.55			
K2O	0.48	2.13	0.55	0.74	0.6	0.64	0.66	10.14	10.18	10.55			
Total	96.75	96.46	95.24	95.99	96.33	95.56	94.76	95.22	95.4	95.04			

Rutilo

Rutilo					Ilmenita					Titanita			
SiO2	0.03	0.05	0.04	0.03	0.01	0.06	0.67	0.04	0.08	0.04	0.12	0.15	29.67
TiO2	98.64	98.87	98.96	99.79	99.9	54.58	51.70	54.31	46.72	53.1	53.65	48.25	37.34
Al2O3	0.09	0.02	0.01	0.01	0	0.03	0.02	0.02	0	0	0.04	0.04	1.2
Cr2O3	0.02	0.00	0.06	0.08	0.07	0	0.09	0.02	0	0	0	0	0.01
FeO	0.34	1.10	0.40	0.28	0.38	37.73	43.38	38.71	45.51	44.11	40.56	44.59	1.48
MnO	0	0.03	0.00	0.01	0	0.12	1.51	0.33	0.49	1.42	3.4	0.79	0.06
MgO	0	0.00	0.00	0	0.01	0.15	0.31	0.30	0.16	0.19	0.04	0.03	0
CaO	0.04	0.32	0.24	0.04	0.2	0.35	0.08	0.16	0.11	0.27	0.28	0.07	27.07
Na2O	0.04	0.00	0.07	0	0	0	0.00	0.07	0.05	0	0	0.05	0.03
K2O	0	0.01	0.00	0	0.02	0	0.00	0.02	0.01	0	0.01	0.06	0.02
Total	99.2	100.41	99.78	100.24	100.6	93.03	97.75	93.96	93.14	99.11	98.09	94.02	96.88

ACA 67. Anfibolita con granata

Granate

Na ₂ O	0.01	0.04	0.02	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	1.28	0.04	0.02
MgO	1.55	1.35	1.57	1.61	1.59	1.43	1.28	1.17	1.12	1.07	0.98	0.95	0.95	1.17	2.92	1.39	1.69
Al ₂ O ₃	21.28	20.86	21.06	21.44	21.08	20.92	20.87	20.74	20.85	20.86	20.86	20.61	20.85	21.32	20.67	21.26	21.18
FeO	26.54	25.92	27.12	26.67	27.30	27.00	25.87	25.14	24.52	24.15	24.20	23.77	23.41	24.67	22.35	26.45	27.35
SiO ₂	37.48	37.70	37.52	37.80	37.57	37.32	37.57	37.30	37.59	37.46	37.34	37.33	37.60	37.33	43.47	37.77	37.90
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.21	0.00	0.01
CaO	10.29	10.10	11.78	10.50	9.79	10.07	10.53	10.89	10.81	10.18	10.54	10.15	10.65	10.20	9.43	10.15	11.52
MnO	2.52	3.98	1.08	2.50	2.92	3.32	3.92	4.63	5.25	5.98	6.41	6.97	6.82	4.88	0.60	3.49	0.56
TiO ₂	0.12	0.11	0.07	0.10	0.14	0.16	0.16	0.18	0.16	0.15	0.18	0.17	0.15	0.14	0.07	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
Total	99.81	100.06	100.22	100.65	100.42	100.32	100.21	100.13	100.36	99.95	100.54	100.00	100.49	99.76	101.04	100.68	100.39

Anfibol

Na ₂ O	0.61	1.55	2.31	2.62	1.42	0.68
MgO	15.51	13.91	13.12	10.83	12.64	15.46
Al ₂ O ₃	2.25	5.72	8.35	10.22	6.19	2.41
FeO	12.94	13.69	12.72	15.27	14.45	13.01
SiO ₂	54.21	52.02	50.77	48.02	50.26	54.03
K ₂ O	0.05	0.13	0.17	0.23	0.17	0.07
CaO	11.80	10.76	9.48	9.61	10.98	11.72
MnO	0.15	0.11	0.05	0.13	0.19	0.13
TiO ₂	0.05	0.09	0.12	0.22	0.14	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02
Total	97.60	98.04	97.16	97.17	96.53	97.57

Fengita

Na ₂ O	0.19	0.33	0.28
MgO	3.91	3.52	3.43
Al ₂ O ₃	27.12	28.32	27.92
FeO	2.62	2.61	2.61
SiO ₂	54.83	54.52	53.90
K ₂ O	9.69	8.93	9.65
CaO	0.02	0.03	0.03
MnO	0.00	0.02	0.00
TiO ₂	0.13	0.15	0.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.85	0.50
Total	98.52	99.28	98.47

Plagioclasa

Na ₂ O	11.53	11.07	11.81	11.92	11.48	11.68
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.45	20.69	20.59	20.74	20.92	20.65
FeO	0.09	0.07	0.04	0.07	0.11	0.01
SiO ₂	71.42	71.60	70.11	71.76	71.42	70.08
K ₂ O	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05
CaO	0.14	0.21	0.24	0.13	0.31	0.43
MnO	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
Total	103.70	103.72	102.87	104.73	104.31	102.95

Clorita

Na ₂ O	0.02	0.04	0.00	0.02	0.09	0.18	0.02
MgO	16.08	16.61	16.15	16.29	16.10	15.99	16.33
Al ₂ O ₃	20.42	20.15	20.37	20.78	20.70	20.43	20.75
FeO	23.55	23.77	24.33	23.91	24.09	23.97	23.72
SiO ₂	25.98	26.65	26.32	26.23	26.26	27.75	26.07
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.06	0.02
CaO	0.06	0.03	0.04	0.04	0.07	0.10	0.00
MnO	0.22	0.12	0.21	0.14	0.18	0.14	0.15
TiO ₂	0.06	0.06	0.03	0.05	0.06	0.05	0.03
Cr ₂ O ₃	0.06	0.03	0.00	0.01	0.10	0.09	0.07
Total	86.51	87.48	87.48	87.56	87.70	88.77	87.19

Epidota

Na ₂ O	0.55	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
MgO	0.27	0.00	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	29.50	28.13	28.89	28.28	27.63	26.79	28.63	27.34
FeO	6.06	5.94	5.76	5.87	6.85	8.03	6.37	7.33
SiO ₂	40.26	38.71	38.26	38.44	38.45	38.27	38.55	38.39
K ₂ O	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	23.60	24.02	23.90	23.64	23.60	23.83	23.96	23.63
MnO	0.08	0.06	0.01	0.01	0.05	0.11	0.08	0.07
TiO ₂	0.18	0.12	0.13	0.16	0.18	0.17	0.17	0.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	100.55	96.99	96.98	96.48	96.82	97.22	97.81	97.04

Muestra RAC 20. Anfibolita con granate

Granate

Na ₂ O	0.02	0.01	0	0.05	0.01	0.01	0.03	0	0.01	0	0.04	0.04	0.05	0.01	0.01	0	0.03
MgO	1.81	1.91	1.58	1.45	1.22	1.28	1.36	1.38	1.62	1.56	1.47	1.65	1.46	1.57	1.25	0.73	1.4
Al ₂ O ₃	21	21.31	21.32	20.83	21.32	20.94	20.95	20.98	20.69	21.21	21.27	21.44	20.83	20.79	21.11	20.66	20.8
FeO	25.5	25.86	25.82	25.64	24.4	24.34	25.33	25.26	26.96	26.16	26.11	26.46	26.06	26.25	21.62	16.58	22.8
SiO ₂	38.02	37.78	38.5	38.09	38.03	37.81	37.68	37.24	38.2	37.91	37.95	36.84	37.59	38.06	37.75	38.06	37.84
K ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0
CaO	12.05	12.15	11.63	11.08	10.63	11.06	11.07	11.49	10.92	11.75	11.28	10.91	11.35	11.47	11.62	12.61	12.48
MnO	2.01	1.29	1.62	3.09	5.22	4.69	3.98	3.15	1.91	1.72	2.67	1.82	1.89	1.94	6.77	11.38	4.01
TiO ₂	0.06	0.09	0.18	0.13	0.23	0.13	0.14	0.17	0.16	0.11	0.17	0.12	0.53	0.13	0.13	0.12	0.12
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0	0	0	0.04	0	0.05	0	0	0	0.04	0	0	0.06	0.03	0.03
Total	100.5	100.43	100.67	100.37	101.09	100.32	100.54	99.81	100.48	100.44	100.97	99.32	99.78	100.22	100.33	100.2	99.51

Anfibol

Fengito

Na ₂ O	2.16	2.41	2.25			0.51	0.32	0.43	0.37	0.39	0.41	0.37	0.38	0.45
MgO	13.14	12.21	13.26			3.37	3.64	3.46	3.59	3.54	3.38	3.42	3.54	3.45
Al ₂ O ₃	7.77	9.27	7.55			29.18	27.23	27.86	28.35	28.19	28.88	28.47	28.36	28.6
FeO	13.00	14.22	13.03			1.85	2.51	2.73	2.41	2.33	1.97	2.02	2.02	2.1
SiO ₂	51.30	48.56	50.90			53.05	54.33	54.02	55.57	54.48	53.95	53.32	53.57	54.12
K ₂ O	0.17	0.25	0.14			9.78	9.92	9.79	9.94	9.84	10.13	9.97	10.1	10.23
CaO	9.47	9.19	9.33			0	0	0	0	0.06	0.01	0.02	0	0
MnO	0.18	0.34	0.21			0	0.02	0.05	0	0	0.01	0.01	0.02	0
TiO ₂	0.13	0.11	0.17			0.22	0.13	0.21	0.23	0.22	0.22	0.18	0.24	0.23
Cr ₂ O ₃	0.07	0.01	0.07			0	0	0.04	0.01	0	0.08	0	0.05	0
Total	97.40	96.62	96.93			97.99	98.12	98.58	100.48	99.06	99.06	97.77	98.29	99.21

Plagioclasa

Epidoto

Na ₂ O	11.97	12.16	12.23	11.55	12.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0	0.02	0.01	0.02	0	0.06
MgO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0	0	0	0	0.04	0	0	0	1.39
Al ₂ O ₃	19.96	19.98	19.80	20.06	20.03	27.96	26.03	26.61	27.68	25.74	25.33	27.2	25.75	27.23	26.86
FeO	0.09	0.02	0.03	0.00	0.07	6.44	8.72	8.53	6.68	9.11	10.17	7.51	8.91	6.88	7.96
SiO ₂	69.40	69.42	69.48	68.85	68.16	38.25	38.53	38.45	38.97	38.42	37.83	38.54	38.53	38.51	37.99
K ₂ O	0.08	0.07	0.04	0.06	0.08	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0	0	0.04
CaO	0.13	0.15	0.03	0.38	0.44	23.66	23.31	23.57	23.67	23.44	23.46	23.85	23.49	23.55	22.28
MnO	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.05	0.22	0.23	0.34	0.12	0.06	0.07	0.19	0.42	0.07
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.13	0.07	0.11	0.21	0.1	0.27	0.17	0.05	0.15	0.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07	0.05	0.01	0.04	0.03	0.03	0	0.06	0
Total	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	96.6	96.99	97.56	97.58	97	97.19	97.39	96.93	96.84	96.86

Clonito

Na ₂ O		0.04	0.08	0.09	0.12
MgO		18.12	18.16	12.85	14.08
Al ₂ O ₃		20.5	19.76	19.57	19.57
FeO		20.95	20.47	28.56	25.78
SiO ₂		27.1	28.03	26.45	27.11
K ₂ O		0.02	0.01	0.05	0.11
CaO		0	0.05	0.05	0.08
MnO		0.17	0.25	0.46	0.46
TiO ₂		0.09	0.06	0.01	0.05
Cr ₂ O ₃		0.04	0.02	0	0
Total		87.06	86.89	88.11	87.41

ACA 58

Granate

						Fengita										
Na ₂ O	0.02	0.04	0.02	0.05	0.03	0.48	0.28	0.42	0.44	0.38	0.36	0.87	0.37	0.43	0.37	0.51
MgO	1.06	1.02	0.96	1.06	1.11	2.54	2.55	1.50	2.59	2.65	2.73	1.42	2.61	2.56	2.64	2.72
Al ₂ O ₃	20.46	20.33	20.5	20.47	20.52	28.37	28.49	33.15	28.97	28.71	28.00	32.15	28.61	28.94	28.65	27.87
FeO	37.5	37.39	36.59	38.16	37.85	3.31	3.58	2.05	3.26	3.28	3.49	2.88	3.50	3.35	3.26	3.24
SiO ₂	37.34	37.49	37.05	37.48	36.81	52.46	53.91	50.89	53.76	52.27	54.61	48.08	54.19	53.00	52.98	51.19
K ₂ O	0	0	0	0	0	9.35	9.42	9.33	9.37	9.69	9.40	8.86	9.46	9.48	9.61	10.24
CaO	3.47	3.4	4.26	3.29	2.99	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
MnO	0.99	1.13	1.39	0.84	0.82	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
TiO ₂	0.03	0.06	0.08	0.08	0.02	0.26	0.15	0.24	0.29	0.25	0.14	0.24	0.14	0.29	0.22	0.23
Cr ₂ O ₃	0.03	0	0	0.02	0.07	0.04	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
NiO	0.05	0.01	0.03	0.03	0	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.03
Total	100.96	100.89	100.89	101.47	100.22	96.83	98.40	97.60	98.76	97.29	98.73	94.58	98.90	98.10	97.74	96.06

Clorita

						Cloritoide					Plagioclasa					
Na ₂ O	0.05	0.06	0.13	0	0.09	0.06	0	0	0.01	0.02	12.15	11.62	12.00	11.98	11.96	11.84
MgO	10.54	11.15	11.17	10.61	11.45	11.54	2.28	2.16	2.39	2.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.19	21.1	21.37	21.28	21.89	20.57	40.17	39.73	38.41	40.24	19.87	20.10	19.98	19.95	19.80	19.76
FeO	30.66	30.31	30.38	30.27	29.54	29.65	25.42	25.39	26.88	25.41	0.05	0.03	0.03	0.00	0.10	0.07
SiO ₂	25.18	24.54	24.83	24.18	25.14	25.71	24.62	24.53	24.2	24.34	69.42	68.96	69.07	69.10	69.06	69.18
K ₂ O	0.05	0.02	0.03	0	0.04	0	0	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.05	0.07
CaO	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0.02	0	0.12	0.20	0.27	0.15	0.17	0.07
MnO	0	0.01	0.07	0.02	0.05	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.04	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0	0.02	0.05	0	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0.04	0.01	0.01	0	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0	0.03	0.02	0.01	0.04	0.07	0.03	0	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00
Total	87.7	87.3	88.09	86.45	88.34	87.7	92.58	91.89	92.06	92.28	101.69	100.95	101.41	101.25	101.20	101.04

IX-13. Esquisto de glaucófano-epidota

Anfíbol

Na ₂ O	5.45	6	5.52	6.35	6.36	4.85	2.57	6.65	6.4	6.32	5.48	5.42	4.65
SiO ₂	49.88	52.85	50.28	54.67	53.9	51.5	52.87	54.51	53.59	53.77	52.04	53.5	53.91
MgO	8.01	8.13	7.82	8.36	8.26	9.16	12.57	7.91	7.77	8.19	8.72	8.56	10.04
Al ₂ O ₃	8.46	7.63	8.51	7.43	8.05	4.91	2.15	8.34	7.61	7.45	7.35	6.65	2.6
K ₂ O	0.17	0.06	0.13	0.03	0.03	0.13	0.11	0.02	0.04	0.07	0.09	0.05	0.05
CaO	4.19	2.36	3.65	1.57	1.6	4.48	8.24	1.11	1.83	1.94	3.54	2.98	4.01
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.06	0.01	0.03	0.04	0.02	0.06	0	0.04	0.06	0.05	0.08
FeO	19.81	18.9	19.12	18.7	17.53	20.45	17.18	17.7	18.59	19.13	18.74	18.25	20.44
MnO	0.27	0.25	0.27	0.08	0.06	0.27	0.24	0.11	0.11	0.17	0.21	0.25	0.23
TiO ₂	0.11	0.1	0.15	0.1	0.04	0.04	0.02	0.01	0.08	0.11	0.13	0.03	0.09
Total	96.37	96.36	95.52	97.3	95.85	95.82	95.98	96.43	96.02	97.19	96.36	95.74	96.1

Anfibol

Na ₂ O	6.67	3.98	6.89	3.67	3.94	6.44	3.16	3.50	6.92	5.69	3.75	6.67	5.39	6.60	9.66	6.81	6.95	6.99	3.97
SiO ₂	56.24	49.50	55.87	49.61	51.99	55.45	52.83	48.72	55.94	52.26	48.79	55.57	50.67	56.07	68.19	56.04	55.51	56.01	50.78
MgO	9.39	9.84	8.61	10.08	10.79	9.28	12.11	9.99	8.99	9.02	10.40	8.96	6.46	9.20	3.14	9.03	8.53	8.75	11.37
Al ₂ O ₃	8.76	6.59	6.36	6.17	4.08	9.17	2.43	6.72	8.48	7.53	7.00	8.80	14.18	9.15	18.95	9.58	8.46	7.32	6.06
K ₂ O	0.02	0.18	0.02	0.19	0.09	0.00	0.08	0.25	0.02	0.09	0.22	0.03	0.03	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.12
CaO	1.09	6.67	0.69	7.07	6.29	1.31	7.46	7.39	0.58	2.66	7.37	1.24	0.21	1.19	0.44	1.00	0.92	0.59	6.91
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00
FeO	14.82	19.20	18.82	19.34	18.33	14.40	17.81	19.27	15.20	17.87	18.59	15.51	14.27	14.14	5.47	13.87	16.27	17.12	17.19
MnO	0.01	0.23	0.12	0.24	0.19	0.06	0.31	0.14	0.03	0.16	0.22	0.09	0.10	0.02	0.03	0.11	0.00	0.07	0.23
TiO ₂	0.00	0.10	0.06	0.10	0.06	0.00	0.06	0.11	0.02	0.07	0.13	0.00	0.05	0.03	0.04	0.04	0.07	0.01	0.03
Total	97.00	96.31	97.45	96.47	95.79	96.14	96.26	96.11	96.16	95.37	96.47	96.88	91.36	96.42	105.99	96.53	96.75	96.90	96.67

Fengita

Na ₂ O	0.17	0.37	0.27	0.32	6.67	0.46	0.43	0.44	0.44										
SiO ₂	51.69	51.81	50.99	51.82	54.62	51.99	51.88	52.46	51.89										
MgO	2.94	2.76	2.65	2.75	7.72	2.83	2.93	2.97	2.90										
Al ₂ O ₃	27.61	28.07	29.1	28.63	7.12	29.24	29.42	29.46	29.58										
K ₂ O	9.96	9.34	9.96	9.45	0.06	9.40	9.56	9.23	8.95										
CaO	0.02	0	0.02	0	1.13	0.05	0.01	0.02	0.01										
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.17	0.05	0.07	0.13	0.12	0.08	0.06										
FeO	5.89	5.6	6.03	5.14	18.66	4.96	4.53	4.31	4.36										
MnO	0.01	0.01	0.02	0	0.1	0.00	0.01	0.04	0.04										
TiO ₂	0.18	0.25	0.25	0.33	0.08	0.30	0.29	0.23	0.15										
Total	98.5	98.29	99.46	98.51	96.24	99.36	99.18	99.24	98.37										

Clorita

Na ₂ O	0.06	0.03	0.01	0.03	0.02	0.38	0.01	6.67	0	0.05	0.01	0	0.02						
SiO ₂	26.61	27.3	25.77	26.38	27.42	38.48	37.03	54.62	36.64	36.65	36.68	37.02	37.23						
MgO	17.21	15.44	15.74	17.98	16.59	0.55	0	7.72	0	0	0	0	0						
Al ₂ O ₃	18.18	18.34	19.85	20.11	18.22	21.69	22.57	7.12	21.78	22.22	22.15	23.19	22						
K ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.06	0	0.0100	0.0000	0.0000	0.0100						
CaO	0.02	0.18	0.05	0.04	0.06	21.08	22.17	1.13	23.24	23.01	23.14	22.88	23.13						
Cr ₂ O ₃	0	0	0.02	0.03	0	0.02	0.09	0.07	0	0.03	0.09	0.08	0.12						
FeO	24.29	26.16	25.26	22.68	25.22	13.36	13.73	18.66	14.57	13.83	14.21	13.03	13.95						
MnO	0.53	0.54	0.32	0.36	0.49	0.19	1.26	0.1	0.14	0.13	0.14	0.39	0.29						
TiO ₂	0	0.08	0.05	0.05	0.01	0	0.09	0.08	0.08	0.1	0.16	0.09	0.02						
Total	86.91	88.1	87.07	87.67	88.04	95.78	96.96	96.24	96.47	96.03	96.57	96.68	96.76						

Epidoto

Plagioclasa

Na ₂ O	11.91	12.01	11.86	11.62	11.92	12.21													
K ₂ O	0.06	0.03	0.05	0.05	0.19	0.06													
FeO	0.14	0.16	0.62	0.24	0.22	0.17													
SiO ₂	67.99	67.75	67.85	68.33	67.33	67.92													
MgO	0.01	0.03	0.70	0.10	0.27	0.00													
CaO	0.13	0.07	0.60	0.11	0.07	0.16													
Cr ₂ O ₃	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00													
Al ₂ O ₃	19.70	19.64	19.28	19.71	20.37	19.85													
MnO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02													
TiO ₂	0.02	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00													
Total	100.00	99.74	100.97	100.20	100.46	100.39													

Muestra IX-12.

Anfíbol

Na ₂ O	2.40	2.02	2.45	1.99	1.02	1.09	2.40	1.56	1.07	1.56	2.87	1.41	1.52	1.30	0.87	1.58	1.94
K ₂ O	0.17	0.11	0.10	0.08	0.03	0.09	0.11	0.12	0.07	0.11	0.04	0.15	0.10	0.13	0.05	0.13	0.10
FeO	15.20	14.69	13.10	14.11	12.58	13.92	13.65	13.98	11.86	13.81	10.27	14.70	13.72	14.07	12.86	14.97	14.24
SiO ₂	50.67	52.38	54.85	52.54	55.38	53.52	54.50	52.75	54.46	52.71	60.42	52.99	52.62	52.90	54.80	52.38	52.84
MgO	12.15	13.69	13.51	13.64	15.54	14.69	13.47	14.44	15.52	14.03	13.33	14.20	14.31	14.37	15.37	13.67	13.72
CaO	9.16	9.61	9.69	9.64	11.23	10.98	9.54	10.37	11.02	10.42	9.66	10.80	10.19	11.00	11.43	10.50	10.01
Cr ₂ O ₃	0.08	0.02	0.03	0.04	0.00	0.01	0.08	0.01	0.03	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	6.12	3.25	4.44	3.67	0.56	1.65	4.63	2.37	1.87	3.62	5.90	2.78	3.02	2.58	1.25	2.93	2.83
MnO	0.20	0.23	0.23	0.21	0.23	0.28	0.26	0.25	0.26	0.17	0.26	0.24	0.21	0.23	0.29	0.24	0.24
TiO ₂	0.06	0.11	0.03	0.02	0.00	0.00	0.15	0.00	0.04	0.04	0.00	0.06	0.04	0.02	0.01	0.02	0.06
Total	96.21	96.11	98.44	95.96	96.59	96.23	98.79	95.85	96.20	96.51	102.78	97.32	95.76	96.60	96.97	96.41	95.98

Plagioclasa

Epidota

Clorita

Na ₂ O	12.05	11.98	12.32	12.26	11.88	12.21	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.04	0.02	0.06
K ₂ O	0.04	0.08	0.09	0.09	0.09	0.17	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	3.17	0.01	0.02	0.02	0.04
FeO	0.33	0.41	0.25	0.13	0.19	0.16	6.19	11.95	6.98	9.68	9.98	17.45	22.47	22.84	23.01	22.69
SiO ₂	67.20	68.38	66.91	67.88	68.90	67.73	38.14	37.09	37.69	38.19	37.65	34.77	27.46	28.14	27.09	27.73
MgO	0.00	0.31	0.02	0.01	0.06	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	12.28	18.20	17.87	17.15	17.82
CaO	0.99	0.36	0.11	0.21	0.08	0.05	23.60	23.14	23.46	23.63	23.41	0.08	0.11	0.11	0.04	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.03	0.18	0.06	0.12	0.02	0.02	0.16	0.02
Al ₂ O ₃	20.02	19.47	19.54	19.93	19.46	19.94	28.42	23.71	27.63	25.06	24.72	20.65	18.62	18.79	18.19	19.07
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.30	0.17	0.45	0.15	0.18	0.30	0.38	0.36	0.39	0.33
TiO ₂	0.01	0.00	0.05	0.00	0.02	0.01	0.19	0.17	0.12	0.05	0.08	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00
Total	100.64	101.01	99.84	100.52	100.68	100.30	96.96	96.26	96.41	96.97	96.10	88.97	87.34	88.18	86.07	87.85

Fengita

Na ₂ O		0.35		0.19		0.24		0.15		0.24		0.29		0.05		0.13		0.21
K ₂ O		8.89		9.18		8.96		9.30		9.40		9.45		9.19		8.95		8.65
FeO		3.22		2.73		5.20		5.13		5.47		2.42		5.42		6.51		3.72
SiO ₂		52.18		53.98		51.29		51.78		51.06		52.37		51.70		51.20		53.10
MgO		2.94		3.44		2.95		3.05		2.83		3.01		3.29		3.81		3.60
CaO		0.06		0.00		0.12		0.04		0.05		0.02		0.02		0.06		0.10
Cr ₂ O ₃		0.17		0.12		0.01		0.01		0.05		0.12		0.03		0.28		0.14
Al ₂ O ₃		29.03		27.57		28.42		27.10		27.59		28.66		25.54		26.18		28.39
MnO		0.05		0.02		0.02		0.04		0.03		0.04		0.05		0.04		0.05
TiO ₂		0.20		0.10		0.33		0.35		0.39		0.10		0.21		0.18		0.13
Total		97.10		97.34		97.54		96.96		97.11		96.48		95.50		97.34		98.10

IX-29																	
Anfibol																	
Na ₂ O	2.57	1.58	2.87	1.63	2.54	3.02	1.49	3.09	1.88	1.77	2.47	2.78	0.20	3.02	2.97		
K ₂ O	0.16	0.11	0.18	0.07	0.16	0.18	0.08	0.17	0.08	0.09	0.15	0.15	0.04	0.21	0.16		
FeO	15.89	15.05	16.63	15.52	15.57	16.64	13.50	17.48	15.23	14.96	14.51	15.14	13.56	17.13	16.59		
SiO ₂	51.21	53.08	51.19	53.40	50.57	50.83	54.10	51.03	53.21	54.02	51.35	51.89	54.95	49.67	51.05		
MgO	12.18	13.74	11.60	13.58	12.08	11.73	14.59	11.48	13.61	13.91	12.89	12.53	15.01	11.01	11.51		
CaO	9.15	10.20	8.40	9.90	9.22	8.53	10.43	8.13	9.79	9.95	9.60	8.93	12.47	8.49	8.12		
Cr ₂ O ₃	0.08	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.05	0.06		
Al ₂ O ₃	5.60	2.45	5.56	1.72	5.93	6.05	2.33	5.95	2.61	2.47	5.54	5.52	0.47	6.35	5.66		
MnO	0.23	0.27	0.30	0.29	0.24	0.25	0.30	0.29	0.26	0.24	0.26	0.33	0.34	0.23	0.28		
TiO ₂	0.10	0.01	0.10	0.01	0.10	0.18	0.05	0.09	0.09	0.00	0.14	0.13	0.02	0.16	0.17		
Total	97.17	96.49	96.85	96.11	96.42	97.44	96.87	97.76	96.79	97.42	96.92	97.45	97.07	96.32	96.57		
Plagioclasa																	
Na ₂ O	12.25	11.72	11.62	11.67	12.13	11.87	12.26	11.93	12.18	11.64	12.18	11.64	12.18				
K ₂ O	0.10	0.09	0.09	0.06	0.08	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.02			
FeO	0.17	0.06	0.19	0.10	0.08	0.19	0.28	0.23	0.18	0.15	0.12	0.18	0.15	0.12			
SiO ₂	68.55	67.80	67.92	67.59	67.92	68.24	68.79	67.22	68.55	68.38	68.49	68.55	68.38	68.49			
MgO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01			
CaO	0.06	0.06	0.11	0.05	0.06	0.08	0.10	1.54	0.06	0.06	0.15	0.06	0.06	0.15			
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.03			
Al ₂ O ₃	19.74	19.66	19.50	19.78	19.69	19.65	19.96	19.40	19.83	19.79	19.86	19.74	19.66	19.50	19.78	19.69	
MnO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00			
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04			
Total	100.91	99.41	99.46	99.27	99.97	100.09	101.46	100.41	100.86	100.13	100.91	100.91	99.41	99.46	99.27	99.97	
Fengita				Epidota				Clorita									
Na ₂ O	0.14	0.39	0.23	0.22	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.06	0.09	0.09	0.13	0.05	0.08	0.04
K ₂ O	5.91	9.27	7.06	5.65	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02
FeO	5.77	5.27	5.45	6.20	12.61	13.76	13.34	11.48	12.64	23.53	24.15	23.81	24.64	24.02	24.11	24.81	24.74
SiO ₂	53.28	50.47	52.30	51.14	37.45	36.86	37.18	37.32	37.50	26.35	26.52	26.47	26.42	27.77	26.87	27.29	25.95
MgO	3.20	2.67	2.97	3.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.22	16.40	16.48	16.15	16.32	16.59	16.40	15.39
CaO	0.05	0.18	0.08	0.25	23.30	23.34	23.00	23.28	22.91	0.07	0.05	0.09	0.11	0.13	0.04	0.09	0.10
Cr ₂ O ₃	0.23	0.15	0.00	0.20	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.05	0.08	0.08	0.12	0.15	0.07	0.08	0.03
Al ₂ O ₃	27.57	26.40	28.45	26.85	23.06	22.22	22.26	23.83	22.69	19.66	19.02	19.74	18.51	18.88	19.22	18.81	18.71
MnO	0.01	0.04	0.04	0.04	0.13	0.08	0.17	0.18	0.00	0.32	0.36	0.31	0.44	0.44	0.36	0.42	0.38
TiO ₂	0.33	0.36	0.32	0.23	0.03	0.05	0.06	0.05	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.06	0.02	0.02	0.03
Total	96.48	95.20	96.90	94.37	96.59	96.33	96.02	96.18	95.82	86.23	86.69	87.13	86.52	87.97	87.37	88.01	85.39

IX-19
Anfibol

Na2O	2.89	2.00	2.41	1.38	1.09	1.78	2.16	1.54	2.02	1.96	2.72	3.25	1.94	2.32	2.02	3.25	2.26
K2O	0.30	0.43	0.25	0.37	0.11	0.22	0.46	0.33	0.33	0.37	0.22	0.32	0.37	0.33	0.41	0.33	0.42
FeO	16.86	17.37	16.90	18.48	15.15	16.73	18.00	17.22	19.40	17.16	15.96	16.49	18.12	17.77	18.22	17.50	17.65
SiO2	47.22	45.07	48.69	47.26	52.68	48.44	43.66	47.43	43.40	45.85	48.67	45.74	45.31	45.25	44.75	44.71	45.67
MgO	9.44	8.94	10.29	10.58	13.54	10.78	8.69	10.24	8.67	9.69	10.27	8.66	9.49	8.87	9.05	8.05	9.55
CaO	9.01	10.60	9.19	10.54	10.70	10.34	10.68	10.98	9.75	10.82	8.57	8.51	10.84	10.18	10.81	8.88	10.50
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.05	0.02	0.38	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.02	0.03
Al2O3	11.03	11.10	8.88	7.80	4.20	8.19	12.01	8.70	11.67	10.24	9.72	12.82	10.06	11.81	11.42	14.05	10.47
MnO	0.17	0.14	0.10	0.14	0.14	0.17	0.16	0.22	0.25	0.16	0.17	0.14	0.21	0.18	0.17	0.15	0.18
TiO2	0.18	0.29	0.16	0.21	0.10	0.15	0.23	0.29	0.26	0.22	0.16	0.20	0.25	0.23	0.33	0.39	0.34
Total	97.10	95.95	96.89	96.81	97.71	96.82	96.10	96.97	96.12	96.48	96.47	96.13	96.65	96.94	97.25	97.33	97.08

Granale

Na2O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
FeO	26.31	25.85	27.74	26.79	25.91	27.48	27.12	26.88	27.66	25.79	27.04	27.38	25.37	27.76	24.97	26.46	26.46
SiO2	36.83	37.12	36.98	37.23	37.24	37.26	37.46	36.92	37.37	37.03	36.86	37.33	36.58	37.83	37.16	37.80	37.80
MgO	1.24	1.36	1.23	1.14	1.33	1.30	1.44	1.48	1.26	1.47	1.24	1.24	1.35	1.24	1.31	1.08	1.08
CaO	10.24	9.13	11.39	10.80	8.69	11.38	8.76	9.04	11.10	9.18	11.24	11.32	8.91	11.26	10.17	12.06	12.06
Cr2O3	0.06	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00
Al2O3	21.24	21.16	21.46	21.10	21.22	21.57	21.24	21.39	21.41	21.15	21.45	21.34	21.38	21.32	19.84	21.43	21.43
MnO	3.32	5.20	1.10	2.46	5.73	1.32	4.57	4.17	1.54	5.02	1.66	1.54	5.49	1.57	5.22	2.07	2.07
TiO2	0.15	0.15	0.07	0.20	0.12	0.10	0.16	0.08	0.10	0.21	0.07	0.08	0.20	0.07	3.00	0.17	0.17
Total	99.40	100.02	100.02	99.74	100.31	100.41	100.78	99.99	100.47	99.89	99.63	100.24	99.31	101.11	101.71	101.10	101.10

Fengita

Epidota

Na2O	0.53	0.49	0.42	0.26	0.36	0.37	0.37	0.00	0.02	0.02	0.00	0.08	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03
K2O	8.98	9.01	8.94	7.83	9.07	8.08	8.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	2.61	2.80	3.52	3.57	2.79	3.94	2.97	8.85	7.33	7.83	7.68	7.35	8.02	8.21	8.21	8.21	8.21
SiO2	52.67	52.69	51.61	51.84	50.26	51.97	53.65	37.50	37.82	38.13	38.19	39.01	38.23	38.38	38.38	38.38	38.38
MgO	2.96	2.90	2.55	2.65	3.13	3.61	2.90	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	0.01	0.04	0.03	0.02	0.08	0.34	0.00	23.02	23.23	23.59	23.68	23.57	22.80	23.72	23.72	23.72	23.72
Cr2O3	0.03	0.02	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.07	0.02	0.02	0.02	0.02
Al2O3	30.05	30.09	30.99	30.41	27.84	28.19	30.27	26.33	27.12	27.62	27.72	27.85	27.11	27.36	27.36	27.36	27.36
MnO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.09	0.00	0.06	0.07	0.06	0.10	0.04	0.12	0.13	0.13	0.13	0.13
TiO2	0.17	0.18	0.42	0.33	0.14	0.20	0.20	0.08	0.25	0.15	0.08	0.16	0.18	0.11	0.11	0.11	0.11
Total	98.01	98.23	98.49	96.92	93.73	96.80	98.42	95.90	95.94	97.42	97.45	98.12	96.56	97.98	97.98	97.98	97.98

Clorita

Na2O	0.01	0.03	0.04	0.10	0.02	0.00	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K2O	0.00	0.10	0.28	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	24.32	24.68	28.72	27.26	28.99	25.04	25.48	25.54	25.30	25.23	25.24	25.47	25.47	25.47	25.47	25.47	25.47
SiO2	26.20	26.04	28.20	25.85	25.60	25.74	25.96	25.99	26.21	25.80	26.36	26.21	26.21	26.21	26.21	26.21	26.21
MgO	15.90	14.51	12.57	12.80	12.54	15.66	15.08	14.95	15.19	15.00	15.55	15.34	15.34	15.34	15.34	15.34	15.34
CaO	0.01	0.02	0.11	0.19	0.08	0.01	0.06	0.10	0.04	0.06	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al2O3	20.25	21.08	17.05	18.38	19.32	21.07	20.84	21.31	20.03	20.56	20.21	20.29	20.29	20.29	20.29	20.29	20.29
MnO	0.10	0.11	0.33	0.64	0.49	0.12	0.19	0.20	0.13	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
TiO2	0.01	0.04	0.50	0.02	0.00	0.09	0.10	0.04	0.04	0.10	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Total	86.81	86.64	87.85	85.28	87.08	87.74	87.76	88.24	86.96	87.16	87.69	87.64	87.64	87.64	87.64	87.64	87.64

Feldespato													
Na ₂ O	0.25	0.22	11.78	12.33	11.65	11.85	11.72	11.97	11.86	11.90	11.88	12.07	11.93
K ₂ O	16.02	16.29	0.05	0.05	0.06	0.04	0.10	0.01	0.06	0.02	0.00	0.08	0.11
FeO	0.11	0.07	0.47	0.24	0.15	0.30	0.19	0.29	0.42	0.16	0.14	0.26	0.14
SiO ₂	66.58	66.12	69.42	68.21	68.22	68.05	67.55	67.26	67.94	68.40	68.96	68.52	67.82
MgO	0.01	0.01	0.16	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.29	0.13	0.26	0.21	0.25	0.12	0.56	0.23	0.14	0.12	0.15
Al ₂ O ₃	19.29	19.23	20.11	19.94	20.10	19.70	19.91	19.89	20.23	19.98	20.08	19.99	19.79
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
TiO ₂	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00
Total	102.26	101.96	102.36	100.90	100.50	100.30	99.73	99.60	101.09	100.70	101.30	101.08	99.94

Epidota							
Na ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.08	0.01	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	8.85	7.33	7.83	7.68	7.35	8.02	8.21
SiO ₂	37.50	37.82	38.13	38.19	39.01	38.23	38.38
MgO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00
CaO	23.02	23.23	23.59	23.68	23.57	22.80	23.72
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.07	0.02
Al ₂ O ₃	26.33	27.12	27.62	27.72	27.85	27.11	27.36
MnO	0.06	0.07	0.06	0.10	0.04	0.12	0.13
TiO ₂	0.08	0.25	0.15	0.08	0.16	0.18	0.11
Total	95.90	95.94	97.42	97.45	98.12	96.56	97.98

IX-25 Anfibol										Plagioclas	Fengita	Epidota	Clorito
Na ₂ O	7.06	6.93	4.08	3.21	6.48	7.54	7.42	6.79	10.21	12.04	0.28	0.05	0.05
SiO ₂	57.24	56.02	49.46	50.13	53.68	58.48	56.99	55.94	66.65	68.89	49.61	38.2	26.33
MgO	9.65	9.00	10.24	11.01	9.52	8.40	8.10	9.21	4.27	0	2.66	0.04	15.43
Al ₂ O ₃	8.72	8.70	6.27	4.61	9.57	10.38	9.38	7.70	17.31	20.42	28.18	23.32	19.47
K ₂ O	0.00	0.01	0.19	0.21	0.05	0.02	0.04	0.03	0.02	0.0400	9.55	0.01	0.03
CaO	0.40	0.52	6.74	7.75	1.88	0.69	0.80	0.67	0.65	0.07	0	22.89	0.04
Cr ₂ O ₃	0.07	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.06	0.00	0	0.01	0.03	0.12
FeO	13.41	15.15	17.93	18.57	14.31	15.43	16.13	15.22	7.37	0.1	6.02	12.64	25.77
MnO	0.05	0.15	0.27	0.35	0.08	0.16	0.21	0.17	0.13	0.02	0.03	0.18	0.45
TiO ₂	0.00	0.04	0.17	0.05	0.00	0.04	0.06	0.45	0.05	0	0.32	0.08	0
Total	96.59	96.53	95.35	95.90	95.59	101.15	99.19	96.23	106.68	101.57	96.66	97.46	87.69

IX-28 Anfibol					Plagioclaso					Fengita			
Na ₂ O	6.93	6.45	6.94	5.05	4.14	11.82	12.03	12.05	0.46	0.35	0.24		
SiO ₂	56.08	55.38	55.01	52.62	52.11	69.89	69.92	70.08	51.88	50.75	52.11		
MgO	9.06	9.52	8.48	8.19	10.86	0	0	0	2.75	2.84	3.01		
Al ₂ O ₃	8.86	5.32	8.55	2.23	3.72	21.38	21.02	21.2	29	28.22	27.85		
K ₂ O	0.03	0.04	0.04	0.04	0.12	0.03	0.03	0.04	8.59	9.37	8.83		
CaO	0.85	2.03	1.24	3.64	5.82	0.1	0.24	0.02	0.02	0.04	0.02		
Cr ₂ O ₃	0	0.01	0	0.02	0	0.01	0.01	0	0.07	0.08	0.48		
FeO	14.99	17.12	16.63	22.38	18.24	0.06	0.02	0.06	5.08	5.42	5.09		
MnO	0.19	0.47	0.24	0.49	0.58	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0		
TiO ₂	0.01	0.12	0.07	0.03	0	0.01	0	0.02	0.29	0.36	0.15		
Total	97.02	96.48	97.21	94.69	95.59	103.33	103.28	103.49	98.16	97.44	97.77		

Clorita						Epidoto					
Na2O	0.01	0	0.01	0.09	0.02	0.01	0	0	0.02	0	0
SiO2	25.75	25.96	26.22	25.33	26.05	36.87	36.74	36.99	36.66	37.1	36.85
MgO	15.91	15.91	16.07	13.4	14.19	0	0	0	0	0	0
Al2O3	19.14	20.29	18.75	17.86	18.79	23.31	22.86	23.43	22.39	22.35	24.52
K2O	0	0	0.01	0.04	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0
CaO	0.07	0.03	0.13	0.05	0.04	22.57	22.06	22.45	22.53	22.86	22.97
Cr2O3	0.07	0.01	0.05	1.56	0.06	0.04	0.11	0.03	0.05	0.03	0.02
FeO	23.08	25.04	23.51	25.21	26.93	12.97	12.95	13.14	13.48	13.74	12.19
MnO	0.86	1.09	0.9	1.23	1.32	0.61	0.88	0.52	0.68	0.47	0.28
TiO2	0.12	0.01	0.02	0	0.03	0.05	0	0.08	0.1	0.09	0.09
Total	85.03	88.36	85.68	84.79	87.44	96.43	95.6	96.66	95.92	96.67	96.94

ACA 39

Biotita												
SiO2	38.79	36.03	38.62	38.49	35.75	38.20	39.29	38.18	36.76	37.34	37.47	36.99
Al2O3	16.16	16.63	16.37	17.77	17.34	15.50	16.62	16.85	16.29	17.32	16.58	16.07
TiO2	3.15	2.69	3.12	2.03	2.08	2.55	2.60	3.17	3.10	2.20	2.33	2.57
FeO	17.47	19.95	15.89	19.68	19.50	17.97	17.25	16.95	18.36	17.12	18.48	19.62
MgO	10.80	10.69	10.93	9.85	11.03	10.62	11.20	11.10	10.44	10.83	10.18	8.98
CaO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00	0.02	0.03
MnO	0.02	0.07	0.01	0.07	0.05	0.04	0.01	0.00	0.04	0.07	0.05	0.05
Cr2O3	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	0.00	0.02	0.05	0.05
Na2O	0.24	0.22	0.50	0.17	0.28	0.25	0.23	0.29	0.11	0.12	0.06	0.08
K2O	9.13	7.66	8.59	9.46	7.70	9.01	9.15	9.22	9.22	9.14	8.92	9.12
Total	95.83	94.03	94.12	97.55	93.78	94.28	96.39	95.84	36.76	37.34	37.47	36.99

Biotita

SiO2	37.14	37.96	37.95	37.46	37.64	36.90	0.09	0.15	0.09	0.13	0.10	0.09	0.09
Al2O3	16.58	16.39	16.12	16.63	16.37	16.72	8.88	8.54	9.30	9.13	8.88	9.13	9.07
TiO2	2.33	2.67	3.34	2.83	2.76	1.86	18.67	17.04	17.34	18.18	19.28	17.52	18.35
FeO	18.66	17.92	16.94	17.95	17.98	18.67	36.90	37.70	37.25	37.81	37.37	36.90	37.57
MgO	9.48	10.57	10.28	9.87	10.27	10.48	10.48	10.20	10.31	9.99	9.69	10.06	10.05
CaO	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.01
MnO	0.04	0.01	0.00	0.05	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05
Cr2O3	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	16.72	17.52	16.87	16.99	16.16	16.60	17.01
Na2O	0.07	0.11	0.12	0.08	0.11	0.09	1.86	3.16	2.72	3.20	2.43	3.31	1.68
Total	93.96	93.52	94.76	93.97	94.18	94.29	93.70	94.36	93.94	95.54	94.03	93.68	93.94

Fengita

SiO2	51.46	50.48	50.68	52.83	51.83	51.75	51.87	51.66	51.59	52.09	51.52	51.53
Al2O3	30.50	31.06	30.77	31.30	30.89	30.73	30.46	30.10	30.19	30.29	30.19	29.91
TiO2	1.48	1.18	1.51	1.42	1.51	1.49	1.44	1.64	1.72	1.68	1.67	1.72
FeO	2.60	2.44	2.83	2.74	2.63	2.53	2.68	2.68	2.55	2.73	2.68	2.65
MgO	2.49	2.42	2.49	2.65	2.69	2.44	2.68	2.61	2.63	2.55	2.59	2.54
CaO	0.02	0.00	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
MnO	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Cr2O3	0.11	0.03	0.05	0.00	0.01	0.05	0.01	0.04	0.03	0.02	0.02	0.00
Na2O	0.24	0.44	0.40	0.20	0.26	0.27	0.40	0.35	0.49	0.43	0.47	0.48
K2O	9.15	9.27	9.22	5.30	7.10	8.82	8.79	9.84	9.70	10.02	9.88	9.91
Total	98.066	97.331	97.968	96.474	96.939	98.079	98.348	98.94	98.91	99.81	99.05	98.74

Granate																
Na2O	0.02	0.00	0.00	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01
K2O	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
FeO	28.29	27.91	28.80	29.05	27.40	29.28	28.79	29.16	29.26	28.61	28.21	29.03	29.89	28.12	28.71	28.08
SiO2	37.22	36.89	37.41	37.08	36.96	37.04	37.42	37.40	37.16	37.56	37.08	37.72	37.22	37.40	37.13	37.34
MgO	3.00	3.25	3.42	2.98	3.10	3.39	3.24	3.46	3.32	3.30	3.43	3.37	3.48	3.27	3.37	3.34
CaO	8.24	8.08	7.77	7.90	9.13	7.41	7.64	7.44	7.36	8.15	8.23	7.92	6.81	8.37	8.01	8.19
Cr2O3	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Al2O3	21.35	21.47	21.40	21.30	21.24	21.58	21.30	21.32	21.42	21.62	21.54	21.24	21.43	21.35	21.56	21.41
MnO	0.45	0.44	0.42	0.44	0.39	0.38	0.41	0.41	0.49	0.40	0.41	0.45	0.44	0.37	0.48	0.42
TiO2	0.02	0.06	0.11	0.09	0.06	0.10	0.00	0.05	0.03	0.02	0.06	0.05	0.04	0.09	0.00	0.00
Total	98.63	98.14	99.36	98.89	98.29	99.28	98.83	99.29	99.10	99.75	99.00	99.83	99.34	99.00	99.28	98.81

Granate					
Na2O	0.05	0.02	0.04	0.04	0.05
MgO	3.48	3.24	3.36	3.19	3.20
Al2O3	21.33	21.17	21.24	20.72	20.57
FeO	29.96	29.18	28.99	29.59	29.15
SiO2	38.41	38.65	38.25	38.75	38.24
K2O	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01
CaO	7.09	7.93	8.17	7.41	8.35
MnO	0.49	0.40	0.43	0.47	0.45
TiO2	0.03	0.01	0.04	0.02	0.14
Total	100.93	100.66	100.55	100.21	100.17

Plagioclasa									
Na2O	10.91	10.80	10.54	10.76	11.86	11.00	10.60	10.37	
K2O	0.06	0.05	0.07	0.06	0.02	0.09	0.07	0.04	
Al2O3	21.25	21.24	21.11	21.33	19.81	21.14	21.14	21.05	
SiO2	66.85	67.26	67.10	67.06	67.52	66.04	65.69	65.45	
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	
FeO	0.05	0.01	0.02	0.03	0.28	0.11	0.02	0.25	
CaO	1.69	1.60	1.69	1.87	0.43	1.60	1.68	1.66	
MnO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	
TiO2	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.05	0.01	0.01	
Total	100.85	101.02	100.56	101.19	99.95	100.04	99.24	98.87	

RAC 42 Granate					Fengoto				
Na2O	0.02	0.03	0.03	0.02	0.16	0.18	0.19	0.16	
MgO	2.33	2.59	1.77	1.98	2.94	2.99	2.99	2.97	
Al2O3	20.49	20.96	20.16	20.26	27.61	27.80	28.04	28.09	
FeO	25.17	23.63	22.90	23.64	4.42	4.14	4.30	4.42	
SiO2	38.26	38.34	38.30	37.79	53.16	53.53	53.24	52.46	
K2O	0.00	0.01	0.01	0.00	10.20	10.19	10.36	10.28	
CaO	9.02	11.97	14.62	6.83	0.02	0.02	0.01	0.02	
MnO	4.76	2.82	2.34	9.84	0.07	0.06	0.13	0.06	
TiO2	0.04	0.07	0.04	0.07	0.37	0.30	0.34	0.36	
Total	100.11	100.45	100.17	100.43	98.94	99.25	99.62	98.85	

Plagioclaso

epidota

Na2O	12.14	12.06	11.79	11.70	0.02	0.01
K2O	0.06	0.15	0.04	0.07	0.03	0.00
Al2O3	19.81	19.86	19.88	20.11	24.04	23.62
SiO2	68.64	68.93	69.29	68.62	10.76	11.45
MgO	0.01	0.00	0.01	0.00	38.11	38.43
FeO	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00
CaO	0.16	0.34	0.12	0.29	22.93	22.55
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.52
TiO2	0.01	0.02	0.00	0.02	0.14	0.08
Total	100.87	101.42	101.20	100.84	96.26	96.69

RAC 43

Granate

Na2O	0.06	0.06	0.05	0.07	0.02
MgO	2.47	2.48	2.68	2.08	2.57
Al2O3	20.34	20.72	20.82	20.45	21.00
FeO	26.36	26.01	26.97	27.57	27.08
SiO2	37.51	37.59	37.91	37.87	38.09
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	10.70	10.83	11.02	11.29	10.75
MnO	1.63	2.13	1.04	0.62	0.85
TiO2	0.11	0.18	0.10	0.21	0.09
Cr2O3	0.18	0.02	0.05	0.05	0.01
Total	99.36	100.02	100.68	100.23	100.47

Fengito

Na2O	0.14	0.17	0.20	0.19	0.18	0.19	0.15	0.18	0.16	0.17	0.07	0.15	0.16	0.05
MgO	2.56	2.62	2.56	2.80	2.38	2.51	2.01	2.61	2.51	7.00	7.63	7.33	7.63	8.66
Al2O3	27.92	27.98	28.69	27.52	29.93	28.23	31.23	28.82	28.50	14.83	15.31	15.28	15.57	16.33
FeO	5.13	4.49	4.70	4.88	4.37	5.59	3.98	5.05	5.10	24.04	24.08	24.24	24.33	24.83
SiO2	51.83	52.33	52.16	53.08	51.36	50.13	50.40	51.75	51.12	36.59	36.35	35.86	35.23	34.76
K2O	10.20	10.52	10.13	10.09	10.00	10.28	10.62	10.14	10.29	9.35	9.11	8.82	7.93	7.24
CaO	0.02	0.01	0.01	0.03	0.06	0.01	0.00	0.04	0.02	0.06	0.03	0.04	0.05	0.01
MnO	0.07	0.08	0.04	0.09	0.06	0.10	0.07	0.09	0.10	0.48	0.46	0.46	0.50	0.48
TiO2	0.42	0.67	0.28	0.23	0.44	1.05	0.32	0.58	1.09	2.29	2.26	2.23	1.91	1.07
Cr2O3	0.06	0.01	0.03	0.05	0.15	0.05	0.02	0.05	0.00	0.07	0.02	0.03	0.06	0.02
Total	98.35	98.89	98.85	98.98	98.96	98.18	98.81	99.36	98.94	94.88	95.38	94.48	93.38	93.46

Biotita

Clorita

Epidota

Na2O	0.17	0.07	0.15	0.16	0.11	0.05	0.15	0.18	0.08	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	7.00	7.63	7.33	7.63	9.23	8.66	10.13	10.38	10.31	9.23	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	14.83	15.31	15.28	15.57	14.77	16.33	18.06	17.58	19.50	14.77	25.61	24.50	23.77	25.10	25.31
FeO	24.04	24.08	24.24	24.33	29.21	24.83	31.84	30.83	30.58	29.21	9.54	11.09	11.31	10.34	10.12
SiO2	36.59	36.35	35.86	35.23	29.62	34.76	27.15	26.63	29.54	29.62	38.06	37.69	37.78	37.94	37.14
K2O	9.35	9.11	8.82	7.93	1.39	7.24	0.16	0.73	0.62	1.39	0.00	0.01	0.00	0.01	0.09
CaO	0.06	0.03	0.04	0.05	0.20	0.01	0.08	0.17	0.15	0.20	23.16	23.43	23.43	23.52	23.29
MnO	0.48	0.46	0.46	0.50	0.62	0.48	0.71	0.71	0.56	0.62	0.27	0.16	0.17	0.09	0.13
TiO2	2.29	2.26	2.23	1.91	0.32	1.07	0.10	0.13	0.04	0.32	0.11	0.17	0.15	0.11	0.14
Total	94.88	95.38	94.48	93.38	85.47	93.46	88.40	87.35	91.49	85.47	96.94	97.12	96.65	97.15	96.24

Feldespato									Plagioclasa				
Na2O	0.18	0.50	0.31	0.22	0.30	0.69	0.46	0.54	11.76	11.79	10.90	11.72	
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	
Al2O3	19.14	18.93	18.69	18.90	18.72	18.63	18.94	18.98	20.45	20.50	20.55	20.35	
FeO	0.08	0.01	0.57	0.00	0.01	0.00	0.03	0.24	0.01	0.07	0.01	0.04	
SiO2	65.02	64.78	65.28	65.13	65.36	64.44	64.95	65.30	70.80	69.93	70.08	68.05	
K2O	16.48	15.84	16.03	16.22	16.28	15.86	16.11	16.08	0.07	0.13	0.12	0.13	
CaO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.05	0.01	0.00	0.00	0.26	0.22	0.53	0.58	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	
TiO2	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02	0.00	
Total	100.93	100.08	100.99	100.49	100.73	99.70	100.56	101.19	103.39	102.70	102.24	100.92	
ACA 41 Anfibol													
Granate													
Na2O	3.47	2.90	2.59	0.75	0.69		0.01	0.06	0.03	0.05	0.07	0.01	0.02
MgO	9.39	9.48	9.47	14.93	9.22		4.33	4.59	4.73	3.44	4.23	4.84	5.62
Al2O3	14.51	14.32	14.07	3.28	11.95		21.75	21.35	21.35	20.81	20.57	21.11	21.39
FeO	15.10	15.82	15.93	12.95	13.65		26.36	25.78	26.75	25.50	26.47	25.65	26.02
SiO2	43.01	43.48	43.33	54.26	45.33		38.62	38.92	39.30	39.01	38.76	39.47	39.31
K2O	1.18	1.15	0.93	0.08	0.15		0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	9.19	9.54	9.76	11.88	14.08		7.81	8.69	7.46	9.35	8.71	9.05	7.45
MnO	0.17	0.17	0.26	0.38	0.26		2.63	0.96	1.51	2.69	1.62	0.98	1.05
TiO2	1.04	1.05	1.03	0.07	0.14		0.03	0.10	0.03	0.17	0.17	0.10	0.12
Total	97.08	98.00	97.43	98.58	95.47		101.56	100.57	101.17	101.06	100.61	101.22	101.02
Epidota													
engito													
Rutilo													
Na2O	0.00	0.01	0.01	0.14	0.01	0.01	0.01		0.59	0.63	0.79	0.01	0.00
MgO	0.07	0.07	0.00	1.36	0.07	0.09	0.06		2.53	2.51	2.47	0.00	0.00
Al2O3	26.32	26.43	21.97	22.21	26.02	26.44	26.53		29.25	29.86	30.72	0.01	0.02
FeO	8.38	8.84	13.30	12.52	8.69	8.48	8.64		4.22	4.04	3.94	1.25	0.69
SiO2	38.49	38.91	38.70	39.47	38.51	38.77	38.83		49.66	50.92	51.86	0.36	0.60
K2O	0.01	0.00	0.00	0.13	0.00	0.00	0.00		9.68	9.54	9.69	0.00	0.00
CaO	22.94	23.19	22.98	20.74	23.16	22.95	22.92		0.03	0.01	0.01	0.08	0.05
MnO	0.07	0.12	0.18	0.33	0.09	0.05	0.07		0.04	0.00	0.01	0.00	0.00
TiO2	0.20	0.22	0.07	0.10	0.20	0.24	0.21		1.43	1.37	1.40	97.29	96.71
Total	96.52	97.82	97.24	97.11	96.84	97.08	97.28		97.46	99.02	100.90	98.99	98.14
RAC 148 Piroxeno													
Rutilo													
Na2O		5.28		6.50		5.88		5.56		5.76		0.03	0.01
MgO		7.53		6.83		7.11		7.10		7.06		0.01	0.00
Al2O3		7.68		9.27		8.69		8.32		8.34		0.01	0.01
FeO		10.13		9.83		9.63		9.94		9.82		0.69	0.49
SiO2		53.54		54.43		53.95		53.82		53.95		0.36	0.34
K2O		0.00		0.01		0.00		0.03		0.00		0.00	0.01
CaO		14.76		12.71		13.64		14.41		14.34		0.12	0.02
MnO		0.08		0.10		0.10		0.07		0.08		0.01	0.01
TiO2		0.26		0.26		0.23		0.25		0.27		97.14	97.56
Cr2O3		0.07		0.01		0.00		0.00		0.00		0.04	0.05
NiO		0.00		0.01		0.00		0.00		0.00		0.00	0.01
Total		99.34		99.95		99.26		99.50		99.63		98.40	98.53

Granate

Na2O	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03
MgO	3.80	4.02	4.26	4.27	4.32	3.90	3.91	3.90	4.00	3.90	3.87	3.79	3.83	3.74	3.80	3.76	3.66	3.75
Al2O3	20.84	20.71	20.88	21.05	20.85	20.32	20.25	20.23	20.48	20.43	20.17	20.34	20.25	20.28	20.32	20.43	20.45	20.43
FeO	26.59	26.28	26.52	25.82	26.38	26.31	25.84	25.90	26.41	26.19	26.12	26.35	26.59	26.35	26.51	26.45	26.30	26.40
SiO2	38.84	38.62	38.49	38.82	39.12	38.70	38.65	38.59	39.11	38.94	38.70	38.84	38.84	38.58	38.48	38.83	38.57	38.37
K2O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	8.62	8.88	8.13	9.04	8.37	9.06	8.92	9.03	8.88	9.04	9.01	9.03	8.95	8.77	8.87	8.84	8.97	8.77
MnO	1.99	1.69	1.71	1.71	1.83	1.73	1.78	1.82	1.78	1.82	1.84	1.77	1.91	1.86	1.86	1.86	1.91	1.98
TiO2	0.05	0.07	0.07	0.12	0.05	0.06	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.03	0.06	0.03	0.05
Cr2O3	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.08	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	100.81	100.33	100.12	100.88	100.96	100.20	99.43	99.55	100.74	100.42	99.82	100.25	100.52	99.70	99.92	100.28	100.00	99.80

Anfibol

Na2O	3.66	3.80	3.72	3.63	3.93	3.57	3.54	3.71	3.67	3.64	3.86							
MgO	9.21	9.10	9.31	9.42	9.12	9.17	9.32	9.28	9.30	9.28	9.17							
Al2O3	13.53	13.31	13.49	13.90	13.65	13.55	13.51	13.73	13.61	13.75	13.76							
FeO	16.24	16.25	15.97	15.38	16.06	16.15	16.30	16.05	16.07	16.05	15.96							
SiO2	43.68	43.80	43.69	43.49	43.82	43.13	43.48	43.46	43.53	43.37	43.62							
K2O	0.71	0.83	0.85	0.71	0.90	0.61	0.64	0.66	0.61	0.61	0.74							
CaO	9.01	8.90	8.76	9.21	8.57	9.22	9.18	9.03	8.99	9.21	8.91							
MnO	0.15	0.08	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.09	0.13	0.12	0.09							
TiO2	0.95	0.90	0.87	0.86	1.01	1.00	1.02	1.05	1.01	1.04	1.01							
Cr2O3	0.08	0.01	0.01	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03							
Total	97.28	97.00	96.80	96.79	97.25	96.63	97.20	97.06	96.94	97.14	97.19							

RAC 39

Fengita

Na2O	0.20	0.39	0.34	0.42	0.37	0.43	0.29	0.38	0.26	0.21	0.25	0.31	0.16	0.23	0.14	0.18	0.17	
MgO	0.48	0.49	0.67	0.61	0.49	0.56	0.53	0.53	0.47	0.69	0.41	0.47	0.78	0.57	0.61	0.86	0.90	
Al2O3	32.58	33.86	33.21	33.48	33.19	27.41	32.29	33.27	32.81	30.55	32.35	33.85	30.44	31.22	31.37	29.09	29.75	
FeO	5.27	4.25	4.53	4.58	4.71	4.82	4.84	4.50	4.69	6.02	5.13	4.79	6.22	5.62	5.99	6.07	6.54	
SiO2	48.97	48.92	48.97	48.73	48.79	42.83	48.29	48.26	48.48	50.13	47.10	48.50	50.00	48.33	50.26	49.66	50.81	
K2O	9.76	9.95	9.55	9.85	9.65	9.95	9.06	9.41	9.70	9.88	10.07	9.85	9.51	10.10	9.72	10.62	9.68	
CaO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	
MnO	0.05	0.02	0.07	0.02	0.04	0.06	0.05	0.05	0.03	0.12	0.04	0.05	0.13	0.07	0.13	0.11	0.11	
TiO2	0.58	0.50	0.51	0.54	0.44	0.38	0.52	0.43	0.41	0.30	0.36	0.32	0.37	0.39	0.34	0.31	0.32	
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03	0.02	
Total	97.88	98.40	97.86	98.26	97.69	86.46	95.88	96.83	96.93	97.96	95.73	98.15	97.64	96.62	98.57	96.96	98.33	

Feldespatho

Na2O	0.51	0.69	0.47	0.73	0.40	0.39	0.41	0.38	0.45	10.69	11.39	11.00						
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01						
Al2O3	18.49	18.64	18.94	18.94	18.62	18.84	18.91	18.82	18.68	20.79	21.10	21.13						
FeO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.10	0.00	0.03	0.05						
SiO2	64.34	65.53	65.67	65.42	64.59	65.01	65.75	65.07	64.78	71.84	72.23	70.62						
K2O	16.27	15.82	16.10	15.81	16.36	16.24	15.99	16.42	16.20	0.08	0.04	0.07						
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.17						
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00						
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01						
Cr2O3	0.05	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00						
Total	99.71	100.76	101.23	100.91	100.01	100.52	101.15	100.82	100.19	103.56	104.98	104.95						

Epidota

Na2O	0.02	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	23.41	22.72	24.48	22.89
FeO	12.01	12.49	10.59	12.35
SiO2	37.36	37.28	38.26	37.14
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	22.92	22.61	22.91	22.66
MnO	0.21	0.39	0.23	0.46
TiO2	0.08	0.06	0.06	2.65
Cr2O3	0.02	0.00	0.02	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.04
Total	96.04	95.56	96.56	98.18

RAC 81

Granate

Na2O	0.00	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.05	0.01	0.02
K2O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
FeO	16.54	15.35	16.24	17.16	18.15	20.56	16.61	18.97	28.99	28.93	28.23	30.53	28.88	28.52	28.73	27.80	29.68
SiO2	36.66	36.46	36.68	36.87	36.66	36.20	36.83	36.97	37.13	37.29	37.30	37.19	36.78	37.37	37.32	36.83	37.38
MgO	0.52	0.51	0.55	0.58	0.67	0.88	0.54	0.73	1.51	1.53	1.44	1.49	1.39	1.50	1.42	1.30	1.63
CaO	7.92	8.06	7.99	8.01	7.13	7.55	8.24	8.10	8.98	9.27	8.82	8.06	8.30	9.16	8.97	8.75	8.33
Cr2O3	0.00	0.06	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03
Al2O3	20.84	20.92	20.87	20.92	20.96	21.10	20.51	20.84	21.12	21.37	21.05	21.19	21.21	21.10	20.95	21.18	21.52
MnO	16.78	17.77	17.24	16.06	16.30	12.75	16.63	14.30	1.85	1.66	2.56	2.13	2.87	1.75	2.05	3.44	2.00
TiO2	0.18	0.19	0.14	0.30	0.24	0.30	0.29	0.14	0.08	0.19	0.11	0.02	0.06	0.11	0.09	0.07	0.14
Total	99.46	99.36	99.74	99.96	100.14	99.39	99.67	100.10	99.73	100.30	99.56	100.66	99.53	99.59	99.59	99.39	100.73

Fengita

Na2O	0.46	0.42	0.53	0.30	0.59	0.62	0.37	0.64	0.41	0.34	0.60	1.40	0.52	0.47	0.37	0.55	0.49
K2O	9.02	8.74	9.04	7.37	8.06	8.67	7.49	7.76	7.22	7.62	8.88	5.42	7.51	8.82	8.32	8.93	10.49
FeO	2.75	2.66	2.55	3.16	2.49	2.31	2.64	2.41	2.62	2.59	2.32	2.36	2.93	2.76	2.83	2.68	2.43
SiO2	52.04	53.94	52.81	53.49	50.77	50.74	50.83	51.46	51.81	54.44	50.32	52.49	50.72	54.56	51.48	53.37	50.01
MgO	2.47	3.05	2.78	3.02	1.59	1.57	1.81	1.74	1.91	3.03	1.68	1.71	1.98	3.14	1.96	2.76	2.91
CaO	0.02	0.02	0.01	0.03	0.04	0.08	0.15	0.02	0.05	0.01	0.01	0.14	0.01	0.03	0.06	0.00	0.00
Cr2O3	0.02	0.01	0.04	0.03	0.07	0.04	0.09	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
Al2O3	31.03	30.11	30.20	29.40	34.82	34.04	34.01	34.22	33.69	30.16	34.08	34.51	33.83	29.83	32.86	30.14	27.89
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.06	0.02	0.02	0.03	0.01	0.08	0.05	0.04	0.06	0.03	0.01
TiO2	0.23	0.20	0.20	0.16	0.55	0.34	0.22	0.30	0.34	0.13	0.45	0.13	0.44	0.21	0.28	0.24	0.16
Total	98.06	99.15	98.17	96.96	99.04	98.42	97.66	98.58	98.09	98.36	98.36	98.31	98.00	99.88	98.25	98.72	94.40

Clorita

Na2O	0.04	0.04	0.04	0.00	0.05	0.04	0.09	0.14	0.11	0.07	0.12	0.10	0.09
K2O	0.05	0.02	0.07	0.00	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.08
FeO	23.98	21.61	23.44	22.15	22.08	22.46	21.91	20.96	22.09	21.80	21.92	22.09	22.68
SiO2	26.10	25.33	25.76	26.01	26.22	26.28	26.83	25.66	26.22	26.61	25.52	28.12	27.12
MgO	15.88	17.29	15.94	17.48	16.98	16.53	17.42	17.15	16.95	17.47	17.64	17.02	15.95
CaO	0.06	0.02	0.06	0.01	0.03	0.02	0.02	0.05	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04
Cr2O3	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03
Al2O3	21.85	22.21	21.61	20.59	20.24	20.97	21.31	24.45	21.22	21.39	22.00	21.37	20.70
MnO	0.14	0.12	0.13	0.09	0.12	0.08	0.11	0.11	0.10	0.11	0.09	0.12	0.08
TiO2	0.05	0.08	0.09	0.02	0.19	0.07	0.09	0.04	0.05	0.07	0.08	0.04	0.02
Total	88.20	86.73	87.15	86.36	85.97	86.49	87.86	88.62	86.79	87.57	87.42	88.91	86.78

Epidota									Plagioclasa						
Na2O	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	12.01	9.23	10.77	12.05	12.01	9.23	10.77
K2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.07	0.05	0.02	0.02	0.07
FeO	7.72	7.63	8.05	5.62	7.20	8.23	7.52	8.97	0.22	0.19	0.11	0.15	0.22	0.19	0.11
SiO2	37.76	38.42	37.63	37.54	38.35	38.24	37.35	36.49	68.40	78.27	74.05	68.00	68.40	78.27	74.05
MgO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	23.27	23.62	23.09	23.27	23.32	23.11	23.11	22.42	0.38	0.15	0.27	0.11	0.38	0.15	0.27
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.05	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00
Al2O3	26.92	27.11	26.95	28.35	27.39	26.61	27.08	25.23	20.45	13.45	14.89	19.92	20.45	13.45	14.89
MnO	0.17	0.13	0.16	0.93	0.10	0.30	0.10	0.20	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
TiO2	0.08	0.10	0.16	0.07	0.14	0.11	0.09	0.14	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	95.93	97.04	96.06	95.85	96.54	96.63	95.32	93.53	101.50	101.35	100.16	100.34	101.50	101.35	100.16

RAC 14

Feldespatos

Fengilo

Na2O	11.76	11.83	0.23	0.20	0.15	0.18	0.31	0.23	0.22
K2O	0.07	0.08	15.71	8.83	7.15	7.33	6.88	8.85	8.18
FeO	0.05	0.17	0.00	3.57	3.86	7.48	8.93	3.78	5.92
SiO2	68.00	68.23	63.91	51.08	53.62	48.55	47.70	53.88	50.68
MgO	0.00	0.00	0.01	1.99	2.57	4.32	4.78	2.54	3.14
CaO	0.22	0.26	0.00	0.04	0.02	0.06	0.06	0.03	0.11
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00
Al2O3	20.06	20.04	18.50	32.53	30.48	27.80	29.60	29.95	29.31
MnO	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.26	0.31	0.05	0.13
TiO2	0.02	0.00	0.02	0.22	0.13	0.12	0.18	0.17	0.17

Granate

Clorita

Na2O	0.04	0.05	0.02	0.01	0.00	0.04	0.23	0.09	0.19	0.31
K2O	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.28	0.06	0.29	0.69
FeO	13.73	17.45	13.16	10.81	10.35	14.27	27.65	28.64	27.80	25.56
SiO2	37.36	38.44	36.74	36.64	37.81	37.19	27.02	25.43	25.58	26.09
MgO	0.18	1.29	0.24	0.14	0.15	0.20	11.81	11.95	11.36	11.51
CaO	10.98	9.68	10.01	11.16	11.14	13.38	0.08	0.04	0.10	0.23
Cr2O3	0.04	0.03	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.05	0.02
Al2O3	20.94	23.62	21.27	21.27	21.31	19.56	22.39	21.67	21.24	22.57
MnO	15.96	10.39	17.21	18.40	18.97	12.36	0.49	0.65	0.87	0.73
TiO2	0.28	0.14	0.19	0.18	0.24	4.16	0.01	0.04	0.03	0.05
Total	99.52	101.12	98.84	98.66	100.02	101.20	89.99	88.58	87.51	87.76

ANEXO B

Tabla 1. Datos obtenidos para la muestra RAC 101.

		Relación isotópica						Edades aparentes (Ma)					
U	^{206}Pb	U/Th	$^{207}\text{Pb}^*$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}^*$	\pm (%)	error	$^{206}\text{Pb}^*$	\pm (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*$	\pm (Ma)	$^{206}\text{Pb}^*$	\pm (Ma)
(ppm)	^{204}Pb		^{235}U		^{238}U		corr	^{238}U		^{235}U		$^{207}\text{Pb}^*$	
RAC 101. Metagranito													
800	491	1.0	0.57388	28.43	0.06877	2.94	0.10	429	13	461	153	622	305
320	1557	2.5	0.54193	14.21	0.07073	2.50	0.18	441	11	440	75	435	156
263	2945	1.9	0.50455	11.83	0.07114	2.46	0.21	443	11	415	59	260	133
256	1653	1.7	0.52891	19.87	0.07134	2.09	0.11	444	10	431	101	361	223
475	632	4.5	0.59897	24.90	0.07161	2.54	0.10	446	12	477	141	627	267
191	842	2.0	0.52814	23.74	0.07164	6.45	0.27	446	30	431	120	349	258
436	2171	3.1	0.53135	13.46	0.07171	2.61	0.19	446	12	433	70	360	149
231	1278	1.3	0.45961	29.88	0.07201	3.23	0.11	448	15	384	131	13	357
279	2100	2.8	0.60958	13.33	0.07242	3.08	0.23	451	14	483	79	641	139
504	767	1.3	0.59313	21.82	0.07311	2.21	0.10	455	10	473	124	561	237
179	370	3.4	0.69593	34.94	0.07318	7.48	0.21	455	35	536	221	898	352
349	3693	2.5	0.55873	10.23	0.07327	2.70	0.26	456	13	451	56	425	110
330	790	1.9	0.59541	22.83	0.07572	2.52	0.11	471	12	474	129	493	250
1994	2685	8.3	0.56676	8.76	0.07588	1.70	0.19	471	8	456	49	378	97
161	1311	2.3	0.66936	23.58	0.07635	3.85	0.16	474	19	520	149	728	247
856	471	3.4	0.66274	32.71	0.07649	2.36	0.07	475	12	516	199	703	347
229	1212	2.2	0.60635	22.00	0.07739	2.64	0.12	481	13	481	127	485	241
73	973	1.2	0.78628	29.96	0.07776	4.88	0.16	483	24	589	215	1023	299
1918	1195	9.1	0.61402	16.32	0.07812	1.34	0.08	485	7	486	97	492	179
738	6494	5.9	0.63875	6.47	0.08180	2.72	0.42	507	14	502	41	477	65
1377	1025	8.6	0.78328	16.91	0.09016	1.55	0.09	556	9	587	126	709	179
1044	1133	4.5	0.85398	17.44	0.09489	3.36	0.19	584	21	627	141	783	180
236	4194	2.1	0.92804	8.97	0.10190	5.35	0.60	626	35	667	81	808	75
371	2212	4.5	0.93531	11.16	0.10318	2.44	0.22	633	16	670	101	798	114
548	1937	5.7	1.00750	10.42	0.10697	2.87	0.28	655	20	708	101	878	104
387	1005	3.3	1.40905	14.58	0.12777	3.27	0.22	775	27	893	190	1197	140
282	3096	7.0	1.54192	7.72	0.15167	2.29	0.30	910	22	947	114	1034	74

Tabla 2. Datos obtenidos para la muestra RAC 190													
U (ppm)	²⁰⁶ Pb ²⁰⁴ Pb	U/Th	Relación isotópica					Edades aparentes (Ma)					
			²⁰⁷ Pb*	± (%)	²⁰⁶ Pb*	± (%)	error	²⁰⁶ Pb*	± (Ma)	²⁰⁷ Pb*	± (Ma)	²⁰⁶ Pb*	± (Ma)
			²³⁵ U		²³⁸ U		corr	²³⁸ U		²³⁵ U		²⁰⁷ Pb*	
RAC 190. Gneis augen													
408	2655	4.2	0.50631	4.74	0.06742	1.93	0.41	421	8	416	16	390	49
256	821	0.8	0.56700	7.34	0.06845	1.37	0.19	427	6	456	27	606	78
361	2168	5.0	0.53614	7.40	0.06856	3.97	0.54	427	16	436	26	480	69
367	2862	4.5	0.51771	6.26	0.06898	3.00	0.48	430	12	424	21	389	62
503	3709	4.9	0.53978	5.73	0.06906	4.15	0.72	430	17	438	20	479	44
681	1562	2.9	0.53778	3.50	0.06917	2.53	0.72	431	11	437	12	468	27
439	4261	5.0	0.53826	3.17	0.06922	1.84	0.58	431	8	437	11	468	29
298	2029	4.2	0.53417	6.45	0.06928	0.76	0.12	432	3	435	23	449	71
594	3780	4.9	0.54748	2.79	0.06983	1.92	0.69	435	8	443	10	486	22
380	2493	1.0	0.52717	4.52	0.06983	2.92	0.65	435	12	430	16	402	39
454	647	1.4	0.57315	7.93	0.07030	2.10	0.26	438	9	460	29	572	83
453	2781	5.4	0.55791	4.18	0.07049	3.13	0.75	439	13	450	15	507	30
298	2337	4.2	0.55799	5.96	0.07066	3.52	0.59	440	15	450	21	502	53
302	1564	3.5	0.56366	6.14	0.07066	2.78	0.45	440	12	454	22	524	60
235	1925	3.0	0.53452	5.34	0.07069	1.68	0.31	440	7	435	19	406	57
265	2451	5.0	0.60885	6.97	0.07180	3.94	0.57	447	17	483	26	657	62
139	1341	4.5	0.54936	11.40	0.07189	3.57	0.31	448	15	445	40	429	121
301	2119	2.9	0.57066	7.15	0.07290	2.41	0.34	454	11	458	26	483	74
128	1039	2.6	0.57564	10.16	0.07295	2.77	0.27	454	12	462	37	501	108
388	3811	1.7	0.57810	3.19	0.07308	1.28	0.40	455	6	463	12	506	32
299	855	1.7	0.57596	12.91	0.07353	3.88	0.30	457	17	462	47	484	136
175	1283	6.5	0.58546	9.40	0.07412	2.72	0.29	461	12	468	35	503	99
535	3698	9.5	0.61076	3.13	0.07589	1.21	0.39	472	6	484	12	544	32
534	2645	4.5	0.64424	3.30	0.08313	1.44	0.44	515	7	505	13	461	33
357	3089	5.0	0.71246	3.22	0.08329	1.11	0.35	516	6	546	14	675	32
169	1607	5.6	0.69703	8.17	0.08705	4.47	0.55	538	23	537	34	533	75
310	2358	15.7	0.68719	3.69	0.08939	0.86	0.23	552	5	531	15	443	40
403	3158	4.2	0.79407	7.18	0.09183	6.69	0.93	566	36	593	32	699	28
486	4650	12.7	0.71934	2.68	0.09201	0.87	0.33	567	5	550	11	480	28
327	3192	4.0	0.85796	4.30	0.09688	2.14	0.50	596	12	629	20	749	39
207	3291	3.1	0.89148	3.67	0.09757	1.61	0.44	600	9	647	17	815	34
159	2244	4.0	0.93560	6.39	0.10526	2.40	0.38	645	15	671	31	757	63
191	2682	6.1	0.94341	3.72	0.10567	1.72	0.46	648	11	675	18	766	35
349	5117	5.4	0.99322	2.49	0.10746	1.49	0.60	658	9	700	13	839	21
291	1748	8.0	0.92548	7.40	0.11435	5.72	0.77	698	38	665	35	556	51
120	1961	3.1	1.06763	7.84	0.12101	3.93	0.50	736	27	738	40	741	72

125	1422	4.3	1.08589	8.59	0.12206	3.70	0.43	742	26	747	44	759	82
579	3865	1.5	1.34677	6.26	0.12896	5.92	0.95	782	43	866	36	1088	20
223	3438	2.3	1.26193	5.66	0.13372	4.96	0.88	809	38	829	32	882	28
132	1893	6.7	1.36699	11.24	0.13484	9.82	0.87	815	75	875	64	1029	55
258	3419	2.7	1.44208	4.93	0.13511	3.88	0.79	817	30	907	29	1132	30
422	7585	10.5	1.54613	4.40	0.13904	1.77	0.40	839	14	949	27	1213	40
162	2364	3.3	1.36760	4.54	0.14098	1.49	0.33	850	12	875	26	939	44
78	1321	2.7	1.30491	7.48	0.14107	2.59	0.35	851	21	848	42	841	73
135	2036	0.9	1.41101	7.65	0.14512	2.16	0.28	874	18	894	44	943	75
179	3054	1.5	1.70525	4.81	0.15374	3.69	0.77	922	32	1011	30	1208	30
58	1166	1.5	1.56723	8.09	0.16346	5.44	0.67	976	49	957	49	915	62
133	2470	2.3	1.79628	6.18	0.16396	4.58	0.74	979	41	1044	40	1184	41
288	733	1.3	1.73505	4.98	0.16584	2.95	0.59	989	27	1022	32	1092	40
71	1146	2.7	1.75437	5.60	0.17030	1.03	0.18	1014	10	1029	36	1061	55
67	1720	2.3	2.00014	6.94	0.18393	2.86	0.41	1088	29	1116	46	1169	63
516	32379	3.1	2.08083	1.62	0.18475	1.49	0.92	1093	15	1143	11	1238	6
444	6129	3.2	2.03179	2.35	0.18590	2.05	0.87	1099	21	1126	16	1179	11
96	2141	1.9	1.91577	8.99	0.18615	1.86	0.21	1101	19	1087	58	1059	89
110	2520	2.1	2.06240	5.10	0.19157	0.62	0.12	1130	6	1136	34	1149	50
994	19881	2.6	2.12509	1.95	0.19220	1.90	0.98	1133	20	1157	13	1202	4
111	737	3.0	2.06436	13.00	0.19845	6.68	0.51	1167	71	1137	85	1080	112
100	2070	2.2	2.54160	7.10	0.22089	1.51	0.21	1287	18	1284	50	1280	68
100	1582	2.6	2.47563	6.64	0.22590	1.66	0.25	1313	20	1265	47	1184	63
261	4862	2.6	2.73271	3.31	0.24196	3.07	0.93	1397	38	1337	24	1243	12

Tabla . Datos obtenidos para la muestra RAC 195.													
	Relación isotópica						Edades aparentes (Ma)						
U	^{206}Pb	U/Th	$^{207}\text{Pb}^*$	\pm (%)	$^{206}\text{Pb}^*$	\pm (%)	error	$^{206}\text{Pb}^*$	\pm (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*$	\pm (Ma)	$^{206}\text{Pb}^*$	\pm (Ma)
(ppm)	^{204}Pb		^{235}U		^{238}U		corr	^{238}U		^{235}U		$^{207}\text{Pb}^*$	
RAC 195. Leucogranito													
820	625	0.7	0.44035	11.54	0.05838	1.63	0.14	366	6	370	35	400	128
21608	939	0.2	0.34108	1.60	0.05894	0.72	0.45	369	3	298	4	-228	18
321	319	1.5	0.37098	22.34	0.05920	2.35	0.10	371	8	320	60	-32	269
316	294	1.7	0.38895	21.99	0.05927	2.60	0.12	371	9	334	61	79	259
3626	4135	37.9	0.45467	3.73	0.05990	3.01	0.81	375	11	381	12	414	25
577	931	2.8	0.46428	12.28	0.06005	3.42	0.28	376	12	387	39	455	131
22559	1024	1.0	0.35942	1.29	0.06016	0.97	0.75	377	4	312	3	-148	10
602	467	2.5	0.46136	16.81	0.06028	4.15	0.25	377	15	385	53	433	182
309	810	2.2	0.47654	11.76	0.06050	4.38	0.37	379	16	396	38	496	120
1802	1053	4.8	0.43308	4.64	0.06059	3.34	0.72	379	12	365	14	278	37
707	626	1.8	0.49758	9.15	0.06186	2.52	0.28	387	9	410	30	543	96
4023	668	4.2	0.41460	12.63	0.06193	5.10	0.40	387	19	352	37	126	136
1196	1059	1.7	0.65661	8.13	0.08296	4.60	0.57	514	23	513	32	507	74
1613	1045	3.3	0.77875	9.26	0.10120	5.98	0.65	621	35	585	40	445	79
1290	754	8.5	0.82347	15.55	0.11079	2.93	0.19	677	19	610	69	367	172
2346	1893	2.9	0.99940	8.20	0.11156	7.99	0.97	682	51	704	41	774	19
903	799	4.2	1.07215	10.39	0.11558	8.80	0.85	705	59	740	53	846	57
731	2591	3.6	1.19502	2.40	0.13617	1.86	0.78	823	14	798	13	730	16
214	1614	2.3	1.47412	7.63	0.15059	4.66	0.61	904	39	920	45	957	62
1321	2185	3.2	1.81974	6.16	0.15940	5.35	0.87	953	47	1053	40	1265	30
548	1250	0.5	2.20493	3.75	0.19345	2.98	0.80	1140	31	1183	26	1261	22
820	625	0.7	0.44035	11.54	0.05838	1.63	0.14	366	6	370	35	400	128
21608	939	0.2	0.34108	1.60	0.05894	0.72	0.45	369	3	298	4	-228	18
321	319	1.5	0.37098	22.34	0.05920	2.35	0.10	371	8	320	60	-32	269
316	294	1.7	0.38895	21.99	0.05927	2.60	0.12	371	9	334	61	79	259
3626	4135	37.9	0.45467	3.73	0.05990	3.01	0.81	375	11	381	12	414	25
577	931	2.8	0.46428	12.28	0.06005	3.42	0.28	376	12	387	39	455	131
22559	1024	1.0	0.35942	1.29	0.06016	0.97	0.75	377	4	312	3	-148	10
602	467	2.5	0.46136	16.81	0.06028	4.15	0.25	377	15	385	53	433	182

Bibliografía

- Alaniz, A. S. 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapo, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero: Facultad de Ingeniería, Univ. Nal. Autón. México. Tesis de licenciatura inédita. 52 p.
- Alaniz, A. S. A., Nieto, S. A. F., Ortega, G. F. 1994. Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico: *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, n. 2. P. 147-156.
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979. The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Mexico, in Anderson, T.H. and Roldán-Quintana, J., (eds.), *Geology of northern Sonora*: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 59-68.
- Angelier, J. & Mechler, P.; 1977; Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droites. *Bull. Soc. Géol. France*, 7ème. sér., 19 (6): 1309-1318.
- Astini, R.A., Thomas, W.A. 1999. Origin and evolution of the Precordillera terrane of western Argentina: a drifted Laurentian orphan. In: V. A. Ramos y J. D. Keppie eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. P. 1-20.
- Austreheim, H. 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 221-232.
- Austreheim, H., Griffin, W.L. 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies orthoites of the Bergen Arcs, western Norway. *Chem. Geol.* 50, p. 267-281.
- Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne: 26th International Geological Congress in Paris, Colloque C. 6, p. 90-111.
- Autran, A., Guillot, P.L., 1975. L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif Central français): Paris, Académie des Sciences, Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances, t. 280, D. p. 1649-1672.
- Barboza G. J.R. Tristán, G.M., Torres H.J.R., 1998. The Late Triassic-early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern México: *Geofísica Internacional*, v. 37, p. 283-292.
- Barboza G. J.R. Tristán, G.M., Torres H.J.R., 1999. Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern México: A review. *Bertolini C., et al., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central México: Geol. Soc. Am. Special Paper 340*, p. 197-210.
- Barker, A. J. 1990. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. Blackie Academic and Professional. London, Glasgow, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras. 170 p.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. and 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 thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111: 87-93.
- Bellon, H., Maury, R. C., y Stephan, J. F., 1981. Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodynamics, in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 66: Washington, D. C. U. S. government Printing Office, p. 723-730.
- Benedetto, J.L., Sánchez, T.M., Carrera, M.G., Brussa, E.D., Salas, M.J. 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. In: V. A. Ramos y J. D. Keppie eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. P. 21-42.
- Bingen, B., Demouille, D., Van Breemen, O. 1998. The 616 Ma old Egursund basaltic dike swarm, SW Norway, and late Neoproterozoic opening of the Iapetus Ocean. *Jour. Geol.* 106, 565-574.
- Böhm, H. 1999. Paleomagnetic study of Jurassic and Cretaceous rocks from the Mixteca terrane (Mexico). *Journal of South American Earth Sciences* 12, 545-556.
- Bonilla R. A. 2002. Petrología del Complejo Acatlán en el área de Santa Cruz Organel-San Pedro Cuayuca, estado de Puebla: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de licenciatura, 72 p.
- Bradley, D.C., 1983. Tectonics of the Acadian Orogeny in New England and adjacent Canada: *Journal of Geology*, v. 91, p. 381-400.
- Broker, M. 1990. Blueschist-to-greenschist transition in metabasites from Tinos Island, Cyclades, Greece: Compositional control or fluid infiltration. *Litos*, 25, 25-39.
- Brooks, C., Hart, S.R., Wendt, 1972. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium - strontium data. *Rev. Geophysics Space Phys.* 10, p- 551-577.
- Brown, E.H., 1977. The crossite content of Ca-amphibole as a guide to pressure of metamorphism. *Journal of Petrology*, 18: 53-72.
- Brunner P., 1987. Microfacies y microfósiles de las rocas carbonatadas del Paleozoico de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México, *Rev. Soc. Mex. Paleontol.* 1, 98-124.

- Buirón, B. E., y Pantojo, A. J. 1994. Esponjas perforantes de moluscos del Cretácico Temprano en la región centro-occidental de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11 no. 2 p. 222-231.
- Burkhard M. 1993. Calcite-twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journ. Struct. Geol.* 15, p. 351-368.
- Busby-Spera, C.J. 1988. Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the southwest Cordilleran United States: *Geology*, v. 16, p. 1121-1125.
- Caballero, M. C., Morón, Z. D. J., Urrutia, F. J., Silva, R. G., Böhnell, H., Jurado Ch. Z. y Cabral, C. E. 1990. Paleogeography of the northern portion of the Mixteca terrain, southern Mexico, during the Middle Jurassic. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3 no. 4, p. 195-211.
- Cabral, C.E., Lang, R. H., Harrison, C.G.A. 2000. Stratigraphic assesment of the Arcelia Teloloapan area, southern México: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*. 13, p. 443-457.
- Calderón, G. A. 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla. XX Congreso geológico internacional, México, Excursión A-11, p. 9-33.
- Campa, U. M. F., 1978. La Evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, Tomo 39, No. 2: 52-64.
- Campa, U. M. F. y Coney, P. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa U. M.F., Gehrels, G.; Torres de León, R., 2002. Nuevas edades de granitoides metamorizados del complejo Acatlán en el estado de Guerrero: Instituto Nacional de Geoquímica, Actos, v. 8, No. 1 p. 248.
- Campa, U. M. F. y López, M. M. 2000. Lavas Máficas del Pérmico (288 Ma) en el Terreno Mixteco. *GEOS*. 2º. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Resúmenes y programas. Vol. 20 no. 3. P. 329.
- Campa, M.F., y Ramirez, J. 1979. La Evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica, vol. 1, 71 p.
- Carballido, S. E. A., y Delgado, A. L. A. 1989. Geología del cuerpo serpentinitico de Tehuiztzingo, Estado de Puebla-interpretación preliminar de su emplazamiento. *Revista de Ciencias Geológicas*. V. 8. O. 2, 134-148.
- Cardozo, K.D., Hepburn, J.C, Hon, R. 1990. Geochemical constraints on the paleotectonic settings of two late Proterozoic mafic volcanic suites, Boston-Avalon zone, eastern Massachusetts. In: Sachi, A.D., Skehan, J.W. y Smith, G.W. eds. *Geology of the composite Avalon Terrane of Southern New England*. Geological Society of America Special Paper 245. P. 113-131.
- Carrillo, B. J. 1961. Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos petroleros*, v. 12, 80 p.
- Carswell, D.A. 1990. Eclogites and the eclogite facies: definitions and classifications. En D.A. Carswell (Ed.) *Eclogite Facies rocks*. Blackie, Glaslow and London, 1-13.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: *Clays and Clay Minerals*, v. 23, p. 471-485.
- Cawood, P.A. 1993. Acadian orogeny in West Newfoundland. In: D.C. Roy, J.W. Skehan, eds.: *The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland*. Geological Society of America Special Paper 275, p. 135-152.
- Cawood, P.A., McCausland, P.J.A., Dunning, G.R. 2001. Opening lopetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland. *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, no. 4. P. 443-453.
- Cawood, P.A., Nemchin, A.A., Smith, M., Loewy, S. 2003. Source of the Dalradian Supergroup constrained by U-Pb dating of detrital zircon and implications fro the East Laurentian margin. *Jour. Geol. Soc. London*, v. 160, 231-246.
- Centeno, G. E. 1994. Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, western Mexico. PhD. Thesis. Universidad de Arizona. 199 p.
- Centeno, G. E., García, J. L., Guerrero, S. M., Ramírez, E. J., Salinas P. J. C. y Talavera, M. O. 1993. Geology of the southern part of the Guerrero Terrane, Ciudad Altamirano-Teloloapan area. In: *Proceedings of the first Circum Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, Mexico: 22-33.
- Centeno, G. E. y Silva, R. G. 1997. Petrogénesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Instituto de Geología. Univ. Nal. Autón. México. Revista*. Vol. 14, No. 2: 244-260
- Cerca M, L.M: 2004. Deformación y Magmatismo Cretácico Tardío – Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero- Morelos. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México. 175 p.
- Clarke, D.B. 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall. 283 p.
- Corona, E. R. 1981. Estratigrafía de la región de Olinolá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. *Univ. Nal. Autón. México, Instituto de Geología, Revista* v. 5 no. 1. 17-24.
- Corona, E. R., Ortega, G. F., Centeno, G. E. 1993. The Paleozoic cover of the Mixteco terrane in the Olinolá-Huamuxtílán area. En: *First circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference*. Guidebook of field trip B. Eds. Ortega, G. F., Centeno, G. E., Morón Z. D. y Gómez, C. A. p. 55-60.

- Coutinho, J., Krautner, H., Peinado, M., Sassi, F., Schmid, R., Sisir, S. 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: Amphibolite and granulite. IUGS Subcommittee on the Systematic of Metamorphic rocks. Página web: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/scmr_home.html.
- Cuthbert S.J., Carswell, D.A. 1990. Formation and exhumation of medium-temperature eclogites in the Scandinavian Caledonides. In: Carswell, D.A. (ed.) *Eclogite Facies rocks*, Kluwer academic publisher, p. 181-203.
- Cygan, R.T., Losoga, A.C., 1982. Crystal growth and the formation of chemical zoning in garnets. *Contributions to mineralogy and petrology* 79, 187-200.
- Chemendo A.I., Yang, R.K., Stephan, J.F., Konstantinovskaya, E.A., Ivanov, G.M. 2001. New results from physical modelling of arc-continent collision in Taiwan: evolutionary model. *Tectonophysics*, 333, p. 159-178.
- Chopin, C., Schreyer, W. 1983. Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: Two index minerals of pelitic blueschists and their preliminary phase relations in the model system $MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$. *Am. J. Sci.* 283 A, 72-69.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B., y ECORS Pyrenees Team, 1990. Main results of the ECORS Pyrenees profile: *Tectonophysics*, v. 173, p. 411-423.
- Dalla Saldá, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C. A., Varela, R., 1992. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?. *Geology*, v. 20, p. 1059-1062.
- Dallmeyer, R.D., Odom, A.L., O'Driscoll, C.F., Hussey, E.M. 1981. Geochronology of the Swift Current Granite and host volcanic rocks of the Love Cove Group, southwestern Avalon Zone, Newfoundland; Evidence of a late Proterozoic volcanic-subvolcanic association: *Canadian Journal of Earth Sciences* v. 18, p. 699-707.
- Dallmeyer, R.D., Strachan, R.A., Rogers, G. Watt, G.R., Friend, C.R.L. 2001. Dating deformation and cooling in the Caledonian thrust nappes of north Sutherland, Scotland: insights from $^{40}Ar/^{39}Ar$ and Rb-Sr chronology. *Journal of the Geological Society, London*, v. 158, 501-512.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, no. 1. P. 16-42.
- Dalziel, I.W.D., Dalla Saldá, L.H., Gahagan, L.M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gandwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 243-252.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. and Fukuoka, M., 1991. A refined garnel-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 130-137
- De Cserna, Z., 1967. Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift: *Sociedad Geológica Mexicana Boletín*, v. 30, p. 1159-1051.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals* (second edition). Longman.
- De La Cruz V. J.C. 2002. Petrología de esquistos azules en el Complejo Acatlán; región de Ixcamilpo, Puebla. Universidad Autónoma de Guerrero. Escuela Regional de Ciencias de la Tierra. Tesis de licenciatura. 119 p.
- De la Cruz V. J.C. 2004. Geoquímica de esquistos azules y eclogitoides del Complejo Acatlán: evidencia de una zona de subducción del Paleozoico en el Sur de México. Tesis de maestría. Departamento de Geología. Universidad de Sonora. 88p.
- Delgado, A.L. López, M.M., York, D., y Hall, C.M. 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29: 1590-1604.
- Delgado, A.L. y Marales, V.J. 1983. Rasgos geológicos y económicos del complejo básico-ultrabásico del El Tamarindo, Guerrero. *Geomimet*, 128: 81-96.
- Desmonds J., Smulikowski, W. 2004. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: High P/T metamorphic rocks. IUGS subcommissions on the systematics of metamorphic rocks. Página WEB: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/scmr_home.html
- Dewey, J.F., Monge, M.A. 1999. Petrography of Ordovician and Silurian sediments in the Western Irish Caledonides: tracers of a short-lived Ordovician continent-arc collision and the evolution of the Laurentian Appalachians/Caledonian margin. In: Mac Niocaill, C. y Ryan, P.D. eds. *Continental Tectonics*. Geological Society, London. Special Publications, 164, 55-107.
- Dickin, A. P. 1995. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press. 490 p.
- Dickinson W.R. 2000. Geodynamic interpretation of Paleozoic tectonic trends oriented oblique to the Mesozoic Klamath-Sierra continental margin in California, in Gehrels, G.E., and Soreghan, M.J. (eds.), *Paleozoic and Triassic paleogeography and tectonics of western Nevada and northern California*: Geological Society of America Special Paper 347, p. 209-245.
- Dickinson, W.R.; Gehrels, G.E. 2002. U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sed. Geol.* 163, 29-66.
- Dickinson W.R., Lawton, T.F. 2001. Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 113, p. 1142-1160.

- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in the ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Min. Mag.* 51, 431-435.
- Ducea M.N., Shoemaker S., Gehrels G.E., Ruiz J. 2004. Geologic Evolution Of The Xolapa Complex, Southern Mexico; Evidence From U-Pb Zircon Geochronology. *Sometido a Geological Society of America.*
- Edelman, S.H. 1988. Ophiolite generation and emplacement by rapid subduction hinge retreat on a continent-bearing plate: *Geology*, v. 16, p. 311-313.
- Elías, H.M., Ortega, G.F., 1997. Petrology of high-grade xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug – Precombrían crust beneath the southern Guerrero terrane, México?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 101-109.
- Elías, H.M., Ortega, G.F. 2002. Coltepec fault zone – an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern México, and regional implications: *Tectonics*, v. 21, No. 3, 4-1 a 4-19.
- Elías H.M., Ortega G.F., Sánchez Z. J.L., Reyes S. A.M., Macías R.C. 2004. New geochronological and stratigraphic data related to the Paleozoic evolution of the high-pressure Piaxtla Group, Acatlán Complex, southern Mexico. *Libro de Resúmenes. IV reunión nacional de Ciencias de la Tierra. Soc. Geol Mex.* p. 150.
- Ellis, D.J., Green, E.H. 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 13-22.
- Enciso, de la V. S. 1988. Una nueva localidad Pérmica con fusulínidos en Puebla. *Univ. Nat. Autón. México, Instituto de Geología, revista*, v. 7, no. 1. P. 28-34.
- Ernst W.G., Dal Piaz, G.V., 1978. Mineral parageneses of the Piedmont ophiolite nappe Breuil St Jacques area, Italian Western Alps. *Am. Mineral*, 63, 621-640.
- Ernst W.G. and Liu, J., 1993. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB--A semiquantitative thermobarometer. *Am. Mineral.* 83, p. 952-969.
- Essex, R.M., Gromet, L.P., Andréasson, P.G., Albrecht, L. 1997. Early Ordovician U-Pb metamorphic ages of the eclogite-bearing Seve Nappes, Northern ScandInavian Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 665-676.
- Evans, B.W., 1990. Phase relations of epidote-blueschists. *Lithos* 25, p. 3-23.
- Fang, W., Van der Voo, R., Molino, G. R., Morán, Z. D., Fucuguchi, U. J. 1989. Paleomagnetism of the Acatlan terrane, southern Mexico: evidence for terrane rotation. *Earth and Planetary Science Letters*, 94, p. 131-142.
- Farfán, P. J. L. 1998. Caracterización petrográfica de los granitoides del Complejo Acatlán en las regiones de Tehuiztzingo, Pue. y Olinalá, Gro.
- Fernández S. J., Gutiérrez, A.G., Jeffries, T.E. 2002. The importance of along-margin terrane transport in Northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth and Planet. Sci. Let.* 204, p. 75-88.
- Ferril, B.A., Thomas, W.A., 1988. Acadian dextral transpression and synorogenic sedimentary succession in the Appalachians: *Geology*, v. 16, p. 577-672.
- Ferry, J.M. and Spear, F.S., 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions Mineralogy Petrology*, 66: 113-117.
- Figueroa S. G., 2003. Caracterización de lo Migmatita Magdalena y geoquímica de los Diques San Miguel, Grupo Petalcingo, Complejo Acatlán, sur de México. Universidad de Sonora, Departamento de Geología. Tesis de licenciatura. 100 p.
- Forero, S. A. 1990. The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: an allochthonous terrane in northwestern South America: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, no 2/3, p. 141-151.
- Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez, J. y Coulon, C. 2000. The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by the geochemistry of the lavas and sediments. *Journal of South American Earth Sciences*, 13; 325-336.
- Friend, C.R.L., Strachan, R.A., Kinny, P.D., Watt G.R, 2003. Provenance of the Moine Supergroup of NW Scotland: evidence from geochronology of detrital and inherited zircons from (meta)sedimentary rocks, granites and migmatites. *Jour. Geol. Soc. London*, V. 160, 247-257.
- Fries, C. Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, UNAM, Instituto de Geología, Boletín, v. 60, 236 p.
- Fries, C., Schloepfer, C. J. y Rincón, O. C. 1966. Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. *Sociedad Geológica Mexicana, boletín* 29. P. 59-66.
- Fries, C., Rincón, O. C., Solorio M. J. Schmitter, V. E. y de Cserna, Z., 1970. Una edad radiométrica Ordovícica de Totoltepec, Estado de Puebla. *Sociedad Geológica mexicana. Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca.* P. 164-166.

- Fries, C. Jr., Schmitter, E., Damon, P.E., Livingstone, D.E. y Erikson, R. 1962. Edad de las rocas metamórficas en los Cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro occidental de Tamaulipas: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 64, p. 55-59.
- Fries, C. Jr. y Rincón, O. 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología: boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 73, p. 57-133.
- Fyffe, L.R., Riva, J. 1990. Revised stratigraphy of the Cookson Group of southwestern New Brunswick and adjacent Maine: *Atlantic Geology*, v. 26, p. 271-275.
- Ganguly, J. (1969): Chloritoid stability and related parageneses: theory, experiments, and applications. *Amer. Jour. Sci.*, 267, 910-944.
- Ganguly, J. & Newton, R.C., 1968. Thermal stability of chloritoid at high pressures and relatively high oxygen fugacities. *Journal of Petrology* 9, 444-466.
- Gastil, R.G., y Miller, R.H. eds. 1993. The Prebatholithic stratigraphy of Peninsular California: Geological Society of America Special Paper 279, 163 p.
- Ganguly, R.G., Saxena, S.K., 1991. Compositional zoning and cation diffusion in garnets. In: Ganguly J (ed.) Diffusion, atomic ordering, and mass transport. Springer-Verlag, New York, 120-175.
- Gates, A.E., Volker, R.A. 2004. Vestiges of an Iapeton rift basin in the New Jersey Highlands: implications for the Neoproterozoic Laurentian margin. *Journal of Geodynamics*. V. 37, 3-5, p. 381-409.
- Gee, D.G. 1987. Early Coledonian tectonothermal activity in the Scandes-The Finnmarkian and Trondheimian episodes. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, 109, 343-345.
- Gehrels, G.E. 2000. Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California. In: Soreghan, M.J., Gehrels, G.E. (eds.), *Paleozoic and Triassic paleogeography and tectonics of western Nevada and northern California*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 347, pp. 1-17.
- Ghent, E.D., Stout, M.Z. 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite-assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 92-97.
- Gill, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. *Minerals and Rocks* 16, 390 pp.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz J., Flores de Dios, G.L.A. (en revisión). Detrital zircon provenance of the Oaxaca terrane of southern Mexico. *Sedimentary Geology*, special volume.
- Gómez, L.E., Contreras, M. B., Guerrero, S.M., y Ramírez, E.J. 1991. Amonites del Valanginiano superior y Barremiano de la Formación San Lucas en el área de Huetamo, Mich.: Sociedad Mexicana de Paleontología, congreso Nacional de Paleontología, 2, México, D.F., Resúmenes. P. 105 (abstract).
- González, A. C. y Comas, R. O. 1980. Amonitas del Neocominiano (Berriasiano superior-Hauteriviano inferior) del estado de Oaxaca, México. *Sociedad Geológica Mexicana, Conv. Geol. Nal.*, 5. Resúmenes, p. 121.
- Graham, C.M., Powell, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Metamorphic Geol.* 2, 13-21.
- Grajales N. J.M. Terrel, D.J., Damon P.E. 1992. Evidencias de la prolongación del arco magmático cordillerano del Triásico Tardío-Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 42, 1-18.
- Green, T.H., Hellman, P.L. 1982. Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet phengite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- Guerrero, G. J. C. 1975. Contribution to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology, Ph. D. thesis, Univ. De Texas, Dallas. 131 p.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez J., Jeffries, T.E., Genera, G.A., Tubrett, M.N., Coxo R., Jackson, S.E. 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. *Tectonophysics* 365, p. 221-232.
- Guzmán, E. J. 1950. Geología del noreste de Guerrero: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 2. P. 95-156.
- Hackler, R.T. and Wood, B.J., 1989. Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg garnet mixing properties. *American Mineralogist*, 74: 994-999.
- Halpern, M., Guerrero, G. J.C., y Ruiz, C. M. 1974. Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern and central Mexico; a progress report: México, D. F., Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Resúmenes, p. 30-31.
- Handschy, J.W., Keller, G.R., Smith, K.J. 1987. The Ouchita system in northern Mexico: *Tectonics*, v. 6, p. 323-330.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M.P. and Reis A.C. (eds.), *Collision tectonics*. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, 19, 67-81.
- Hernández S. J.A., Morales, M., F. 2002. Geología metamórfica del Complejo Acolán y su cobertura paleozoica, del área de San Miguel Las Minas-Patlanaoaya-Ahuatlán, estado de Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 102 p.
- Hernández R.U. 1999. Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico. Reading, UK, University of Reading. Postgraduate Research Institute for Sedimentology, Ph. D. Thesis. 322 p.

- Herrmann, U. R., Nelson, B., Rotschbacher, L. 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Yolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, vol. 13, no. 2, p. 455-474.
- Hirth G., Tullis, J. 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, p. 145-159.
- Hoffman, P. E. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out?. *Science*, v. 252, p. 1409-1412.
- Hodges, K.V., Spear, F.S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point of Mt Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.* 67, 1118-1134.
- Hoisch, T.D. 1991. Equilibria within the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite +garnet+plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108, p. 43-54.
- Holdaway, M.J. and Lee, S.M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions Mineralogy Petrology*, 63: 175-198.
- Holland, T.J.B. 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. *Am. Mineral.* 65, 129-134.
- Holland, T., Blundy, J. 2004. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, p. 433-447.
- Holland, T.J.B. and Powell, R., 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2: Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 343-370.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H., Silver, L.T. 1995. Jurassic volcanic rocks in northern Mexico: A possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, in Jacquez Ayala, C., and Roldán-Quintana, J. (Eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geol. Soc. Am. Special Paper* 301, p. 179-190.
- Karlstrom, K.E., Harlan, S.S., William, M.L., McLelland, J., Geissmon, J.W., and Ahall, K-I., 2001. Long-lived (1.8-0.8 Ga) Cordilleran type orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia: *Precambrian Research*, v. 111, p. 5-30.
- Kennedy, M.J., McGonigal, M. 1972. The Gonder Lake and Davidsville groups of northeastern Newfoundland: new data and geotectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 9, p. 452-459.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega, G.F., López, R. 2003a. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern México: tectonic implications. *Precambrian Research* 120, p. 365-389.
- Keppie, J.D., Miller, B.V., Nonce D., Murphy J.B., Dostal J. 2004a. Towards a revised geological history of the Acatlán Complex, southern Mexico: tectonic and paleogeographic implications. *Libro de Resúmenes. IV reunión nacional de ciencias de la Tierra. Soc. Geol Mex.* p. 149.
- Keppie, J.D., Sandberg, C.A., Miller, B.V., Sánchez-Zavala, J.L., Nance, R.D., Poole, F.G. 2004b. Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U-Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Re-dating Tectonothermal events in the Acatlán Complex, Southern Mexico. *International Geology Review*, 16, 715-753.
- Keppie, J. D., Ramos, V. A. 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: V. A. Ramos y J. D. Keppie eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America Special Paper* 336. P. 267-276.
- Keppie, J.D., Solari, L.A., Ortega, G.F., Elías H. M., Nonce, R.D. 2003b. Paleozoic and Precambrian rocks from southern México - Acatlán and Oaxacan Complexes. *Geologic transects across Cordilleran Mexico. Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting. Publicación Especial. Instituto de Geología. UNAM.* P.281- 314.
- Kinny, P.D., Strachan, R.A., Kocks, H., Friend, C.R.L. 2003. U-Pb geochronology of late Neoproterozoic augen granites in the Moine Supergroup, NW Scotland: dating of rift-related, felsic magmatism during supercontinent break-up?. *Jour. Geol. Soc. London*, v. 160, p. 925-934.
- Kluth, C.F., Coney, P.J. 1981. Plate tectonics of the ancestral Rocky Mountains, *Geology*, 9, 10-15.
- Kohn, M.J., Spear, F.S. 1990. Two new barometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont. *Am. Mineral.* 75, 89-96.
- Krogh, E.J. 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, p. 44-48.
- Krogh, E.J., Raheim, A. 1978. Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular reference to eclogites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66. 75-80.
- Krogh, T.E., Strong, D.F., O'Brien, S.J., Popezik, V.S. 1988. Precise U-Pb zircon dates from the Avalon terrane in Newfoundland: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 25, p. 442-453.
- Kumpulainen, R., Nystuen, J.P. 1985. Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. In: D.G. Gee and B.A. Strurt, eds., *Tethyan Orogen-Scandinavia and related area.* Wiley, Chichester, p. 213-232.
- Laird, J. (1988) Chlorites: Metamorphic petrology. *Rev. Mineral* 19, 405-454.

- Long, H.R., Barros, J.A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C.G.A., Jansma, P.E., and Jonson, C.A. 1996. Terrane deletion in northern Guerrero state. *Geofísica Internacional* 35 (4), 349-359.
- Le Maitre, R.W., Bateman P., Dudek A., S  ller J., Lamiere Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R. Zanettin B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leake, B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new mineral names. *The Canadian Mineralogist* 35, p. 219-246.
- Li, Z.X., Evns, D.A.D., Zhang, S. 2004. A 90° spin of Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation. *Earth and Planetary Sciences letters*, 220, 409-421.
- Loiselle, M.C., Eriksson, S., Wones, D.R. Sinha, A.K. 1983 a. Timing and emplacement of post-Acadian plutons in central and eastern Maine: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 15, p. 187.
- Loiselle, M.C., Hon, R., Naylor, R.S 1983b. Age of the Katahdin batholith, Maine: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 15, p. 146.
- López, I. M. 1986. Petrología y radiometr  a de los rocos ígneas y metamórficos de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros boletín*, v. 38, p. 59-98.
- Ludman, A., Hopeck, J.T., Brock, P.C. 1993. Nature of the Acadian Deformations in Central New Hampshire. In: D.C. Roy, J.W. Skehan, eds.: *The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland*. Geological Society of America Special Paper 275, p. 67-84.
- Ludwig, K.R. 2003. User's Manual for Isoplot 3.00. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4a, Berkeley, CA.
- Lyons, J.B., Livingstone, D.E. 1977. Rb-Sr age of the New Hampshire Plutonic Series: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1808-1812.
- Malone, J.R., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J. 2002. Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician – Early Permian orogenesis in southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 511-524.
- Maruyama, S., Cho, M. and Liou, J.G., 1986. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Pressure dependence of Al₂O₃ contents in sodic amphiboles—A new geobarometer. in Evans, B.W., and Brown, E. H., eds., *Blueschists and eclogites: Geological Society of America Memoir 164*: 1–6.
- Massonne, H.J., Schreyer, 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77, 38-46.
- McKerrow, W. S., Mac Niocaill, C., Dewey, J. F. 2000. The Caledonian Orogeny redefined. *The Journal of the Geological Society*, v. 157, part 6, p. 1149-1154.
- McKerrow, W.S., Scotese, C.R., Brasier, M.D. 1992. Early Cambrian reconstructions. *Journal of Geological Society*, London, 149, p. 599-606.
- Meert, J.G., Torsvik, T.H. 2003. The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375, 261-288.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- Mezo, F. D. 1998. Geochemistry and characterization of intermediate temperature eclogites from the Acatlán Complex, southern Mexico. Ph. D. dissertation. University of Arizona, Department of Geosciences. 201 p.
- Mezo, F.D., Ruiz J., Talavera M.O., Ortega G.F., 2003. Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern México). *Can. J. Earth Sci.* 40, 27-44.
- Mezo, D., Ruiz, J., Ortega, G. F., Talavera, O. 1996. Low-T, high-P eclogites and eclogite-facies rocks from the Acatlán Complex, evidence of a Paleozoic subduction zone. In: *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs*. Denver Co.
- Mialli A.D., 2000. *Principles of Sedimentary Basin Analysis* (third edition). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 616 p.
- Monod, O., Lopierre, H., Chioldi, M, Martínez R. J., Calvet, P, Ortiz, H.L.E. y Zimmermann, J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaires intra-océanique au Mexique central- la séquence intra-océanique au Mexique central- la séquence volcano-plutoique de Guanajuato (Crétacé inférieur): *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences (Paris)*, ser. 2. V. 310, p. 45-51.
- Mora, C.I., Valley, J.W. y Ortega, G.F. 1986. The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite facies metamorphism of the Oaxacan Complex, southern México. *Revista. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*. V. 6 No. 2, p 222-242.
- Mor  n, Z. D. 1993. Southern Mixteco and northern Xolapa terranes. In: *Proceedings of the first Circum Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, Mexico: 35-45.
- Mor  n, Z. D., Corona, Ch. P., Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science letters* 141. P. 51-56.

- Morán, Z. D., Schaaf, P., Kölher, H., Böhnel, H., Urrutia, F. J. 1993. Consideraciones acerca de la petrogénesis de los intrusivos de la región de Acapulco, basadas en datos isotópicos de Sr y Nd. In: Delgado, A. L. y Barajas, A.M.: Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México. Monografía no. 1 Unión Geofísica Mexicana. P. 305-326.
- Morimoto, N., Fabries, J.A., Ferguson, A.K. et al. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52, 535-550.
- Mottano A., Church, W.R., Edgar, A.D. 1986. Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Saulpe, Austria). *Contrib. Mineral. Petrol.* 18, 388-346.
- Mottano, A., Carswell, D.A., Chopin C., Oberhänsli, R. 1990. Eclogite facies mineral paragenesis, in: Carswell (ed.), *Eclogite Facies Rocks*, Blackie Glasgow. P. 14-52.
- Mullan, H.S. 1978. Evolution of the Nevadan orogen in northwestern Mexico: *Geological Society of America bulletin*, v. 89, p. 1175-1188.
- Murphy, J.B., Keppie, J.D., Dostal, J., Nance, R.D. 1999. Neoproterozoic-early Paleozoic evolution of Avalonia. In: V. A. Ramos y J. D. Keppie eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America Special Paper 336. P. 253-266.
- Murray, D.P. 1988. Post-Acadian metamorphism in the Appalachians, in Harris, A.L. and Fettes, D.J. eds., *The Caledonian-Appalachian orogen: Geological Society of London Special Publication 38*, p. 597-609.
- Murray, D.P., Dunham, I.S., Hermes, O.D., Reid, J.B., Mc Grath, R.W. 1988. Acid-basic relationships in Sierra Nevada and southeastern New England granitoids: Conditions for hybridization versus comingling: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 20. P. 57.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Garzanti, E., Brack P. 2003. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth Planet. Sci. Let.* 215, p. 379-394.
- Nance, R.D. 1990. Late Precambrian-early Paleozoic arc-platform transitions in the Avalon terrane of the Northern Appalachians; Review and implications. In: Sochi, A.D., Skehan, J.W. y Smith, G.W. eds. *Geology of the composite Avalon Terrane of Southern New England*. Geological Society of America Special Paper 245. P. 1-12.
- Nance, R.D., Keppie, J.D., Miller, B.V. 2004. Record of the closure of the Rheic ocean in the Acatlán Complex of southern Mexico. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, vol. 36, no. 2, p. 156.
- Okay, A.I., Monod, O., Monié P. 2002. Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos* 64, p. 155-178.
- Omoño, P.I. y Pantoja, A. J. 1998. Early Aptian benthic foraminifera from the el Cojón Formation Huatomo, Michoacán, SW Mexico. *Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología. Revista*, vol. 15 No. 1, p. 64-72.
- Ordóñez, E. 1905. Las rocas arcoicas de México. *Memoria de la Sociedad Científica Antonio Alzate*. V. 22, p. 315-331.
- Ortega, G. F. 1974. Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla. *Bol. Soc. Geol. Mexicana* 25, 1-6.
- Ortega, G. F. 1975. The pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: U.K., Leeds University, Ph.D. thesis, 166 p.
- Ortega, G. F. 1978a. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v.2 (2) p. 112-131.
- Ortega, G. F. 1978b. Geología del contacto entre la Formación Acatlán Paleozoico y el Complejo Oaxaqueño Precámbrico, al oriente de Acatlán, Estado de Puebla: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín*, v. 39, p. 27-28.
- Ortega, G.F., 1978c. El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los Cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 2, no. 1, p. 19-30.
- Ortega, G. F. 1979. Cálculo del elipsoide de deformación en un metaconglomerado de la Formación Tecamate, área de El Tecamate, estado de Puebla. *Revista, Inst. de Geología, UNAM*. Vol. 3 no. 2, p. 116-121.
- Ortega, G. F. 1981a. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica internacional*. V. 20-3, p. 177-202.
- Ortega, G. F. 1981b. Evolución tectónica pre-Misísipica del sur de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5 (1) p. 140-157.
- Ortega, G., F. 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern México: *Precambrian Research*, v. 23, p. 377-393.
- Ortega G. F., Ruiz, J., Centeno, G. E. 1995. Oaxaquio – a Proterozoic microcontinent in Mexico: *Geology*, v. 24, p. 136-198.
- Ortega, G. F. 1991. Mineralogy and petrology of the high pressure metamorphic event in the Acatlán Complex, southern Mexico. *Univ. Nal. Autón. de México. Instituto de Geología. Pachuca, Hidalgo, Convención sobre la evolución geológica de México, memoria*. P. 141-143.
- Ortega, G. F. 1993. Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern México. *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference. Guidebook of field trip B*. p. 55-60.

- Ortega, G. F. y Reyes S. A. M. 1997. Petrology of two high pressure garnet megacrysts in the eclogitic rocks of the Acatlán Complex: a study case with limited X ray energy dispersive techniques. *Actas INGEQ*, 3. P. 289-304.
- Ortega, G. F., Elias, H. M., Reyes, S. M., Macías, R. C. y López, R. 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections. *Geology*, v. 27, no. 8: p. 719-722.
- Ortiz, H. L. E., Chiodi, M., Lapiere, H., Monod, O., Calvet, P., 1990. El arco intraoceánico oléctono (Cretácico inferior) de Guanajuato - Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del Complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas, implicaciones geodinámicas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. UNAM. V. 9, no. 2, p. 126-145.
- Padilla y Sánchez, R.J. 1986. Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of México: *Geofísica Internacional (Mexico)*, v. 25, p. 157-206.
- Pantoja, A.J. 1993. The Paleozoic rocks of the Nochixtlán region, State of Oaxaca. In: Ortega, G. F., Centeno G. E., Morán Z. D. y Gómez, C.A. eds. First circum Pacific and circum-Atlantic terrane conference. *Terrane Geology of southern Mexico*. Guidebook of field trip 8. p. 84-91.
- Passchier, C.W., Trouw R.A.J., 1998. *Micro-tectonics*. Springer-Verlag. 289 p.
- Pattison, D.R.M., Newton, R.C. 1989. Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, p. 87-103.
- Peacock, S.M. 1993. The importance of blueschist-eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geol. Soc. Am. Bull*, 105, p. 684-694.
- Pearce J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), *Andesites*. Wiley, Chichester, pp. 525-548.
- Pearce J.A., Gale, G.H., 1977. Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 7, 14-24.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Pearce, J.A., Norry, M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- Peiffer-Rangin, F., 1979. Les zones isopiques du Paléozoïque inférieur du NW Mexicain. Témoins du relais entre les Appalaches et la cordillère ouest-américaine. *C.R. Acad. Sc., Paris I* 288, série D, p. 1517-1519.
- Perchuk, L.L. and Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxeno, S.K.(ed.): *Kinetics and equilibrium mineral reactions*. *Adv Phys Geochem*, 3: 199-239.
- Pindell, J. L. 1985. Allehenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics* v.4, 1, p. 1-39.
- Pindell, J. L., Dewey, J.F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region, *Tectonics*, 1, 179-212.
- Powell C. M.A., 1993. Assembly of Gondwanaland-Open forum, in Findlay, R.H., et al., eds., *Gondwana eight: Assembly, evolution and dispersal*: Rotterdam, Netherlands, Bolekema, p. 218-237.
- Quezadas F. A., 1961. Las rocas del basemento de la cuenca de Tampico-Misionito: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, v. 13. P. 289-323.
- Quinlan, G.M., Beaumont, C. 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the eastern interior of North America: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 21, p. 973-996.
- Romírez E. J. 2001. Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system: Tucson, University of Arizona, Ph.D. thesis, 170 p.
- Romírez E. J., Flores, A., Buitrón, B., Silva, A. y Vachard, D. 2000. Una nueva localidad del Paleozoico superior al noroeste de Acatlán, Puebla. *GEOS*. 2º. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Resúmenes y programas. Vol. 20 no. 3. 159.
- Romírez E. J., Ruiz, J., Gehrels, G., Flores de Dios, A., Bustamante G.J. 2000. Procedencia Pan-africana en la sedimentación de la Formación Cosoltepec del Complejo Acatlán: evidencia del margen pasivo oriental del lapetus en el sur de México. *GEOS* . 2a Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Resúmenes y programas. Vol. 20 no. 3 p. 181.
- Romírez R. C. 1978. Reinterpretación tectónica del Esquisto Gronjano de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista*, v. 2, p. 31-36.
- Romírez R. C. 1992. Pre-Mesozoic geology of Huizachal-Peregino anticlinorium, Ciudad Victoria, Tamaulipas, and adjacent parts of eastern Mexico (Ph.D. thesis): Austin, University of Texas, 317 p.
- Romsay, J.G. and Huber, M. I., 1987. *The techniques of modern structural Geology*, v. 2: *Folds and fractures*. Academic Press, London. 700 p.
- Romsay D.M., Sturt, B.A., Zwann, K.B., Roberts, D. 1985. Caledonides of northern Norway. IN: Gee, D.G. y Sturt, B.A. eds. *The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas*. Wiley, Chichester, 163-184.

- Rast N. 1988. Variscan Alleghanian orogen, in Monspeizer, W. ed., *Triassic-Jurassic rifting; Continental breakup and the origin of the Atlantic passive margins*: Amsterdam-NewYork, Elsevier Science Publishers, p. 1-27.
- Rast N., Skehan, J. W. 1993. Mid-Paleozoic orogenesis in the North Atlantic. In: D.C. Roy, J.W. Skehan, eds.: *The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland*. Geological Society of America Special Paper 275, p. 1-26.
- Ratschbacher L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., and Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, v. 19, p. 1233-1236.
- Renne, P. R., Onstott, T. C., Mattinson, C. W., Hatten, C. W., Somin, M., Millan, G., Linares, E. 1989. Ar/Ar and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville age) continental crust in north-central Cuba and regional tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 42, p. 325-341.
- Restrepo P.A. 1995. Late Precambrian to early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data (Ph. D. thesis): Tucson, University of Arizona, 195 p.
- Restrepo, J.J., Toussaint, J.F. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes: *Episodes*, v. 11, no. 3, p. 189-193.
- Restrepo P.A. Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 150, p. 427-441.
- Riller U., Ratschbacher, L. y Frisch, W., 1992. Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South America Earth Sciences*, v. 5, p. 237-249.
- Ríos C., García, C., Takasu, A. 2003. Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. *Jour. South Am. Earth Sci.* 16, p. 133-154.
- Roberts D. 1988. Timing of Silurian to middle Devonian deformation in the Caledonides of Scandinavia., Svalbard, and E. Greenland. In Harris, A. L. y Tettes, D.J. eds. *The Caledonian-Appalachian orogen: Geological Society of London Special Publication 38*, p. 429-435.
- Robison R., Pantoja A.J. 1968. Tectonic evolution and terranes of the Andes: a regional view: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, no. 7, p. A327-A328.
- Robinson, K. L., Gastil, R. G., Campa, U. M. F., Romírez, J. 1989. Geochronology of basement and metasedimentary rocks in southern México and their relation to metasedimentary rocks in peninsular California: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, p. 78.
- Robinson, P., Tracy, R. J., Santallier, D.S., Andreasson, P.G., Gil-ibarguchi, J., 1988. Scandian-Acadian-Caledonian sensu strictu metamorphism in the age range 430-360 Ma, in Harris, A. L., y Fettes, D.J., eds. *The Caledonian-Appalachian orogen: Geological Society of London Special Publication 38*, p. 453-467.
- Rodríguez, T.R. 1970. Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla. *Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca*, p. 51-54.
- Ruiz, C. M. 1970. Reconocimiento geológico en el área de Mariscala-Amatitlán, Estado de Puebla. *Sociedad Geológica Mexicana. Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca*, p. 55-66.
- Ruiz, C. M., 1979. Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlán metamorphic areas of southern México. Ph. D. dissertation: Dallas, University of Texas, 188 p.
- Ruiz, J. Patchett, P. J., Ortega, G. F. 1988a. Proterozoic y Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 274-281.
- Ruiz, J. Patchett, P. J., Arculus, R.J., 1988b. Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—evidence for the origin of felsic volcanic rocks in Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 99, p. 36-43.
- Salas, G.P. 1969. Bosquejo geológico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca. *Asociación Mexicana de Geólogos petroleros, boletín*, 1. 79-159.
- Salgado S., S. 2004. Petrología de las Esquistos Chazumba, Complejo Acatlán, sur de México. Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Tesis de licenciatura. 79 p.
- Salinas, P. J.C., Monod, O., Faure, M. 2000. Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*. 13: 389-402.
- Sánchez, R.L.E., Pérez V., M., Rosales F. E., 1998. Carta geológico-minero Acatlán de Osorio E14-B83, Puebla. Consejo de Recursos Minerales.
- Sánchez, Z., J.L., Ortega, G.F., Keppie, J.D. 2004. Ordovician and Mesoproterozoic zircons from the Tecomate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local Provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes. *International Geology Review*, 16, 1005-10021.
- Schaaf, P., Heinrich, W., y Besh, T., 1994. Composition and Sm-Nd data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, v. 118, p. 63-84.
- Schumacher, J.C. 1997. The estimation of the proportion of ferric iron in the electron-microprobe analysis of amphiboles. *The Canadian Mineralogist* 35, pp. 238-246.
- Sedlock, R. L., Ortega, G.F., y Speed, R.C. 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 278.

- Shelley, D., Bossiere, G. 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Jour. Struct. Geol.* 22, 757-776.
- Silva, P. A. 1970. Plantos del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana*, No. 29, 109 p.
- Silva, P. A. y González, G. S. 1988. Algunos Bennettitales (Cycadophyta) y coníferales (Coniferophyta) del Jurásico Medio del área de Cualoc, Guerrero. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 7, no. 2, p. 244-248.
- Silva, R.G., Mendoza, R.C., 2000. La unidad Piedra Hueco, secuencia clásica paleozoica (sur de Puebla): GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, 2nd. Resúmenes y Programa, v. 20, No. 3, p. 325.
- Skehan, J.W., Rast, N., Mosher, S., 1986. Paleoenvironmental and tectonic controls in coal forming basins of southeastern New England, in Lyons, P.C. y Rice, C.L. eds. *Paleoenvironmental and tectonic controls in coal forming basins of the United States: Geological Society of America Special Paper 210*, p. 9-30.
- Skehan, J.W., Rast, N., 1990. Pre-Mesozoic evolution of Avalon terranes of southern New England. In: Sochi, A.D., Skehan, J.W. y Smith, G.W. eds. *Geology of the composite Avalon Terrane of Southern New England. Geological Society of America Special Paper 245*. P. 1-12.
- Smith, C.A., Sisson, V.B., Avé Lallemont, H.G. and Copeland, P., 1999. Two contrasting pressure-temperature-time paths in the Villa de Cura blueschist belt, Venezuela: possible evidence for late Cretaceous initiation of subduction in the Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*, 111(6): 831-848.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega, G.F., Cameron, K.L., Lopez, R., Homes, W.E. 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern México: rotos of an orogen. *Tectonophysics* 365, p. 257-282.
- Soper, N. J., Ryan, P.D., Dewey, J. F. 1999. Age of the Grompian orogeny in Scotland and Ireland. *Journal of the Geological Society, London*, 156, 1231-1236.
- Sour, T.F., Quiroz, B.S.A., Navarro, S.D., 1996. Carboniferous invertebrates from Oaxaca, southern Mexico: mid-continent paleogeographic extension: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 28, no. 7, p. A365.
- Spear, F.S. 1995. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Mineralogical Society of America, Monograph, 799 p.
- Spear, F.S., Kohn, M.J., Florence, F., Menard, T. 1990. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *Journal of metamorphic geology* 8, 683-696.
- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks. *Reviews of Mineralogy*, v. 13., Micas. Bailey S.J. (ed.) *Min. Soc. Am.*, p. 299-356.
- Stein, G., Lapierre, H., Monod, O., Zimmermann J.L. y Vidal, R. 1994. Petrology of some Mexican Mesozoic-Cenozoic Plutons: Sources and Tectonic Environments. *Journal of South American Earth Sciences*. 7: 1-7.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucout, A. J., Carter, J. L.. 1993. Middle Paleozoic terrane near Ciudad victoria, northeastern Mexico, and the southern margin of Paleozoic North America, in Ortega, G. F., coney, P.J., Centeno, G. E. y Gómez C. A., eds. *Proceedings 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane Conference: Guanajuato, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, p. 147-149.
- Stewart, J. H., Blodgett, R. B., Boucout, A. J., Carter, J. L., López, R. 1999. Exotic Paleozoic strata of Gondwana provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, México. In: V. A. Ramos y J. D. Keppie eds. *Laurentia-Gondwana connections before Pangeo*. *Geological Society of America Special Paper* 336. P. 227-252.
- Stewart, J.H., Roldán Q.J., 1986. Upper Triassic Barranca Group – nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northern Mexico, In: C.J. Jaquez and Pérez S.E., 1990, *Studies in Sonora Geology*, *Geol. Soc. Of America, Special Paper*.
- Stipp, M., Stunitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M. 2002. The eastern Tonalé fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journ. Struct. Geol.* 24, p. 1861-1884.
- Storey, B.B. 1993. The changing face of late Precambrian and early Paleozoic reconstructions, *Journal of Geological Society London, Special paper.*, 665-668.
- Talavera, M. O. 1993. Les formations orogéniques mésozoïques dy Guerrero (Mexique méridional). Contribution a la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines. Ph. D. Thesis. Université Joseph Fourier-Grenoble I, France.
- Talavera, M. O. y Guerrero, S.M. 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of the southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*. 13: 297-324.

- Talavera M, O., Meza F. D., De la Cruz V. J.C. and Vega G. R., 2002. Esquistos azules en el complejo Acoatlán, (sur de México): implicaciones tectonometamórficas. Resúmenes. GEOS, Unión Geofísica Mexicana, A.C. Epoca II., 22(2): 248.
- Talavera M.O., Ruiz J., Gehrels, G.E., Meza F.D., Vega G.R., Campa U.M.F. (en prensa): U-Pb geochronology of the Acoatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planet. Sci. Let.*
- Talavera M. O., Ramírez, J., Guerrero, M., 1993. Geochemical evolution of the Guerrero Terrane: example of a Late Mesozoic multi-arc system. Proceedings of the first Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane conference, Guanajuato, México, p. 150-152.
- Talavera M.O., Ramírez, J. y Guerrero, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teololapan Subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica internacional* 34: 3-22.
- Talavera, M.O., Ruiz J., Gehrels, G.E., Meza F. D., Vega G.R., Campa U. M.F., (en prensa). U-Pb geochronology of the Acoatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Thomas, W.A. 1991. The Appalachian-Ouachita rifted margin of southeastern North America: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 415-431.
- Thomas, W.A. 1993. Low-angle detachment geometry of the Late Precambrian-Cambrian Appalachian-Ouachita rifted margin of southeastern North America: *Geology*, v. 21, p. 921-924.
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reaction in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Sciences*, 276: 425-454.
- Tindle, A.G., Webb, P.C. 1994. PROBE-AMPH: a spreadsheet program to classify microprobe derived amphibole analyses. *Computers & geosciences*, 20, 1201-1228.
- Titterton, D.M., Halliday, A.N., 1979. On the fitting of parallel isochrones and the method of maximum-likelihood. *Chem. Geol.* 26. 183-195.
- Tollo, R.P., Hutson, F.E., 1996. 700 Ma age for the Mechum River Formation, Blue Ridge province, Virginia: a unique time constraint on pre-lapetan rifting of Laurentia. *Geology* 24, 59-62.
- Tolson, G., Solís, P. G., Morán, Z. D. Victoria, M. A., Hernández, T. J. T. 1993. Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolopa y Oaxaca, región de Santa María de Huatulco, Oaxaca.
- Torres, V. R., Ruiz, J., Munillo, M. G., Grojales, N. J. M. 1993. The Paleozoic magmatism in México; evidences for the shift from circum-Atlantic to circum-Pacific tectonism. In Eds. Ortega, G. F., Coney, P. J., Centeno, G.E. y Gómez, C. A. First circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane Conference. Proceedings. P. 154-155.
- Torsvik, T.H., Smethurst, M. A. Meert, J.G., Von der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Sturt, B.A., Walderhaug, H.J. 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – A tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews* 40, p. 229-258.
- Upadhyay, H. D., Neale, E. R. W. 1979. On the tectonic regimes of ophiolite genesis. *Earth and Planetary Science Letters*.
- Vachard, Daniel; Flores de Dios, Antonio, 2002. Discovery of latest Devonian/earliest Mississippian microfossils in San Salvador Patlanoaya (Puebla, México); biogeographic and geodynamic consequences: *C.R. Geoscience* 334, p. 1095-1101.
- Vachard, Daniel, Flores de Dios, Antonio; Buitrón, B.E.; y Grojales, Manuel, 2000. Biostratigraphie par fusilines des calcaires Carbonifères et Permienes de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique): *Geobios*, v. 33, p. 5-33.
- Valeriano, C.M., Mochado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J., L.S.A. Simoes, 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasilia Belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana, *Precambrian Res.* 130, 27-55.
- Van der Voo, R., 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes-Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 311-324.
- Van Staal, C.R. 1994. Brunswick subduction complex in the Canadian Appalachians: Record of the Late Ordovician to Late Silurian collision between Laurentia and the Gander margin of Avalon. *Tectonics*, v. 13, no. 4, p. 946-962.
- Van Staal, C. R., Dewey, J. F., Mac Niocall, C., McKerrow, W.S. 1998. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific type segment of Iapetus. IN Blundell, D.J. y Scott, A. C. eds. *Lyell: the Past is the key to the Present*. Geological Society of London. Special Publications, 143, 199-242.
- Vega G.R., Calmus, T, 2003. Mazatan metamorphic core complex (Sonora, México): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences*. V. 16, p. 193-204.

- Vega G.R., Talavera M., Oscar; Meza F., Diana; Ruiz, Joaquín; Gehrels, George; De la Cruz, V., Julio César. 2004. Thermobarometry of the high-pressure metamorphism in the Acatlán Complex. IV reunion nacional de ciencias de la Tierra. Libro de resúmenes. Sociedad Geológica Mexicana. Querétaro, Qro. México. p. 150.
- Victoria, M. A., Vega, C. S., Jiménez, G. O. 1988. Estudio petrológico del Complejo Xolapa a lo largo del río La Sabana, entre las poblaciones de La Venta y El Treinta, Estado de Guerrero. Sociedad Geológica Mexicana, IX Convención Geológica Nacional. Abstracts.
- Villaseñor, M.A.B., Martínez, C.A., Contreras, M.B. 1987. Bioestratigrafía del Paleozoico Superior de San Salvador Patlanaaya, Puebla, México, *Rev. Soc. Mex. Paleontol.* 1, 396-417.
- Weber, B., Köhler, H. 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, p. 245-262.
- Weber, B., Meschede, M., Ratschbacher, L. y Frisch, W. 1997. Structure and kinematic history of the Acatlán Complex in the Nuevos Horizontes – San Bernardo region, Puebla. *Geofísica Internacional*. V. 36, no. 2, pp. 63-76.
- Weber, J.C., Ferril, D.A., Roden-Tice, M.K. 2001. Calcite and quartz microstructural geothermometry of low-grade metasedimentary rocks, Northern Range, Trinidad. *Journal of Structural Geology* 23, p. 93-112.
- Weber, R. 1997. How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Pueblo and Hidalgo, Mexico. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 14, no. 2, p. 225-243.
- Weber, R. Y Cavallos, F. S.R.S. 1994. Perfil actual y perspectivas de la paleobotánica en México: boletín de la Sociedad Botánica de México, v. 55, p. 141-148.
- Williams, H. 1993. Acadian Orogeny in Newfoundland. In: D.C. Roy, J.W. Skehan, eds.: *The Acadian Orogeny: Recent Studies in New England, Maritime Canada, and the Autochthonous Foreland*. Geological Society of America Special Paper 275, p. 123-133.
- Wood D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50, 11-30.
- Woodsworth, G.J. 1977. Homogenization of zoned garnets from pelitic schists. *Can. Mineral.* 15, p. 230-242.
- Xiao YL, Hoefs J, van den Kerkhof AM., Fiebig J and Zheng YF. 2000. Fluid history of UHP metamorphism in the Dabie Shan, China: a fluid inclusion and oxygen isotope study on the coesite-bearing eclogite from Bixiling. *Contrib Mineral Petrol*, 139:1-16.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega, G. F., Gehrels, G.E. isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 817-828.
- Yardley, B.W.D., 1977. An empirical study of diffusion in garnet. *Am. Mineral.* 62, p. 793-800
- Yoder H.S., Tilley, C.E. 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.* 3, 342-532.
- York, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 320-324.
- Zhang RY and Liou JG . 1998. Ultrahigh-pressure metamorphism of the Sulu terrain, eastern China: A prospective view. *Continental Dynamics*, 3, 32-53.
- Zwanig, H.V. 1999. Structure and stratigraphy of the south flank of the Kisseynew Domain in the Trans-Hudson Orogen, Manitoba: implications for 1.845-1.77 Ga collision tectonics, *Can. J. Earth Sci.*, 36, 1859-1880.