

03095

10

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOLOGIA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



**La porción norte del Complejo Oaxaqueño,
estado de Oaxaca: estructuras, geocronología y
tectónica.**

TESIS

Que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias de la Tierra

(Geología)

presenta

Luigi A. Solari Lovati

2001

296309



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A Lucia e Alessandra,
le donne della mia vita*

TABLA DE CONTENIDO

INDICE DE FIGURAS.....	V
Agradecimientos.....	VIII
Resumen.....	IX
Abstract.....	X
1. Introducción	1
1.1 Objetivo del trabajo	2
1.2 Nomenclatura utilizada.....	4
1.3 El orógeno Grenville en México.....	4
1.3.1 Gneiss Novillo	4
1.3.2 Gneiss Huiznopala.....	6
1.3.3 Complejo Guichicovi.....	6
1.3.4 Complejo Oaxaqueño	6
1.3.5 Otras localidades.....	8
1.4 Oaxaquia y su localización en el Proterozoico Tardío	9
1.5 El orógeno Grenville y su distribución global.....	9
1.5.1 El orógeno Grenville en Norteamérica	9
1.5.2 Texas.....	15
1.5.3 Escandinavia.....	15
1.5.4 Macizo de Arequipa, Perú	15
1.5.5 Macizos colombianos	15
1.5.6 Macizos del oeste de Bolivia.....	16
1.5.7 Orógeno Sunsas, Bolivia y Brasil.....	16
1.5.8 Antártida	16
1.5.9 Musgrave Block, Australia	17
1.5.10 Macizos grenvillianos en los Appalaches.....	17
2. Geología del área de estudio	18
2.1 Área de estudio y metodología	19
2.2 Descripción de las principales litologías reconocidas	19
2.2.1 Charnoquita.....	21
2.2.2 Sienita	21
2.2.3 Paragneises	21
2.2.4 Migmatita El Catrín	22
2.2.5 Ortogneises máficos.....	23
2.2.6 Meta-anortosita	23
2.2.7 Gabros.....	24
2.2.8 Pegmatitas.....	24
2.3 Introducción a la reconstrucción estructural.....	24
3. Geocronología de U-Pb y Ar-Ar	27
3.1 Metodología y objetivos	28
3.2 Geocronología de U-Pb	28
3.2.1 Migmatita El Catrín 67A y 67B98.....	28

3.2.2 Pegmatita 66B98.....	34
3.2.3 Pegmatita El Cuajilote, 6898.....	36
3.2.4 Metasedimento 7098.....	38
3.2.5 Pegmatita 66C98.....	38
3.2.6 Pegmatita 66D98.....	40
3.2.7 Pegmatita El Tecolote, 6998.....	40
3.2.8 Calcosilicato 6598.....	40
3.3 Geocronología de ^{40}Ar - ^{39}Ar	44
3.3.1 Metagabro OC9901.....	44
3.3.2 Calcosilicato OC9905.....	44
3.3.3 Milonita OC9902.....	46
4. Análisis estructural.....	47
4.1 Metodología de análisis estructural.....	48
4.2 Descripción de las estructuras.....	52
4.3 Unidad basal anortosítica.....	53
4.3.1. Estructuras de deformación de fase 1_a	53
4.3.2. Estructuras de deformación de fase 2_a	57
4.3.3. Estructuras de deformación de fase 3_{a1}	62
4.3.4. Estructuras de deformación de fase 3_{a2}	71
4.3.5. Estructuras de deformación de fase 4_a	73
4.3.6. Estructuras de deformación de transición entre régimen dúctil y quebradizo, 5+ _a	76
4.4 Migmatita El Catrín.....	82
4.4.1. Estructuras de deformación de fase 1_m	82
4.4.2. Estructuras de deformación de fase 2_m	83
4.4.3. Estructuras de deformación de fase 3_m	86
4.4.4. Estructuras de deformación de fase 4_m	88
4.4.5. Estructuras de deformación de fase 5_m	90
4.4.6 Estructuras de deformación de fase 6_m	97
4.5 Milonita El Correo.....	101
4.5.1. Estructuras de deformación de fase 1_c	101
4.5.2. Estructuras de deformación de fase 2_c	104
4.5.3 Estructuras de deformación de fase 3_c	107
4.6 Unidad supracortical.....	108
4.6.1 Estructuras de deformación de fase 1_s	108
4.6.2 Estructuras de deformación de fase 2_s	113
4.6.3 Estructuras de deformación de fase 3_s	119
4.6.4 Estructuras de deformación de fase 4_s	127
4.6.5 Estructuras de deformación de fase 5_s	132
5. Correlación y edad de las estructuras.....	136
5.1 Síntesis estructural.....	137
5.2 Reconstrucción de la historia de deformación a escala regional y edad de las estructuras.....	137
5.2.1 Estructuras fanerozoicas.....	137

5.2.2 Estructuras Zapotecas	141
5.2.3 Estructuras Olmecas	144
5.3 Trayectorias de enfriamiento para el área de estudio.....	145
6. Discusión.....	149
6.1 Porción Norte del Complejo Oaxaqueño.....	150
6.2 Correlación en Oaxaquia	151
6.3 Correlación con otros terrenos grenvillianos.....	156
7. Conclusiones.....	159
8. Referencias	162
Apéndice	171
A1. Técnicas analíticas de fechamiento por U-Pb, empleadas en la UCSC y sus modificaciones actuales en el LUGIS	172
A2. Condiciones operativas de la microsonda utilizada para el análisis de elementos mayores en la muestra OC9810.....	174
A3. Raw data para los análisis isotópicos de U-Pb reportados en Tabla 3.1.....	178
A4. Mapa geológico-estructural del área de estudio	180

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Localización del área estudiada en la porción Norte del Complejo Oaxaqueño.....	p. 3
Figura 1.2. Oaxaquia y los afloramientos proterozoicos en México.	p. 5
Figura 1.3. Los bloques corticales que constituyen el ensamble del Sur de México.....	p. 7
Figura 1.4. Modelo evolutivo para el Proterozoico Tardío, Karlstrom et al. (1999).	p. 10
Figura 1.5. Modelo evolutivo para el Proterozoico Medio.	p. 10
Figura 1.6. Modelo evolutivo para el Pérmico, de Ruiz et al. (1999).	p. 11
Figura 1.7. Reconstrucción de Rodinia a 1 Ga.....	p. 12
Figura 1.8. Subdivisión del cinturón Grenville de Norteamérica.	p. 14
Figura 2.1. Esquema geológico simplificado del área de estudio.....	p. 20
Figura 2.2. Columna estructural compuesta para el área de estudio.....	p. 25
Figura 3.1. a) y b) Imágenes de CL y diagrama de concordia para la migmatita El Catrín, 6798.....	p. 32
Figura 3.1. c) y d) Diagramas de concordia para la migmatita El Catrín, 6798.....	p. 33
Figura 3-2. a) y b) Imágenes de CL y diagrama de concordia para la muestra 66B98.....	p. 35
Figura 3.3. a) y b) Imágenes de CL y diagrama de concordia para la muestra 6898.....	p. 37
Figura 3.4. Diagrama de concordia para la pegmatita 66C98.	p. 39
Figura 3.5. a) y b) Imágenes de CL y diagrama de concordia para la muestra 66D98.....	p. 41
Figura 3.6. Diagrama de concordia para la pegmatita El Tecolote, muestra 6998.....	p. 42
Figura 3.7. a) y b) Imágenes microscópicas y diagrama de concordia para la muestra 6598.....	p. 43
Figura 3.8. Fotomicrografía del gabro OC9901 fechado por Ar-Ar en biotita y hornblenda.	p. 45
Figura 4.1. Diagrama t' vs. α , modificado de Ramsay, 1967.....	p. 49
Figura 4.2. Clasificación de los pliegues en clases, según el método de Ramsay (1967).	p. 50
Figura 4.3. Estimación del aplastamiento de un pliegue según el método de Lisle (1992).....	p. 51
Figura 4.4. Orientación de una muestra para su corte orientado.	P. 51
Figura 4.5a. Fotografía del bandeamiento ígneo en las ferrodioritas.	p. 54
Figura 4.5b. Fotomicrografía tomada en una charnoquita asociada con las anortositas.....	p. 54
Figura 4.6a. Red estereográfica de los polos de foliación S1a medidos en toda la unidad basal.	p. 56
Figura 4.6b. Lineaciones mineral y de estiramiento L1a, medidas en toda la unidad basal.	p. 56
Figura 4.7a. Fotomicrografía del bandeamiento en las charnoquitas granulíticas.....	p. 58
Figura 4.7b. Fotomicrografía tomada en la muestra 6498.....	p. 58
Figura 4.8. Metagabros plegados, unidad anortosítica.	p. 60
Figura 4.9. Diagrama t' vs. α , modificado desde Ramsay (1967), para los pliegues de fase F2a.	p. 60
Figura 4.10. Ejes de pliegues recumbentes F2a medidos en toda la unidad basal anortosítica.	p. 61
Figura 4.11. Mosaico granoblástico en una charnoquita.	P. 61
Figura 4.12. Transporte tectónico para los pliegues asimétricos (Z) de fase F2a.....	p. 63
Figura 4.13. A) Transformación de un pliegue por medio de aplastamiento.	p. 63
Figura 4.14. Fotografía de una banda de crenulación F3a2.....	p. 64
Figura 4.15. Fotografía del microbandeamiento adentro de una milonita de fase 3a.	p. 64
Figura 4.16. Microtextura C-S en una milonita de fase 3a.	p. 65
Figura 4.17. Fotografía de las texturas de reemplazamiento en una milonita de fase 3a.	p. 65
Figura 4.18. Tectonita L formada en las ferrodioritas, en la base de la zona milonítica Sz3a.	p. 67
Figura 4.19. Pliegue de fase F3a, cerrado, fotografiado en el Río Cuajilote.	p. 67
Figura 4.20. Sección esquemática del afloramiento a lo largo del autopista de cuota, km. 216.....	p. 68
Figura 4.21. Porfiroclasto de feldespato potásico peritítico "core and mantle".	p. 70
Figura 4.22. Lineación de extensión F3a en plagioclasa zona de cizalla Sz3a.....	p. 70
Figura 4.23. Pliegue de fase F3a2 en las anortositas.	p. 72
Figura 4.24. Fotomicrografías compuestas de la foliación de plano axial del pliegue de fase F3a2.	p. 72
Figura 4.25. Clasificación t' vs. α para los pliegues de fase F5a en las anortositas.....	p. 74
Figura 4.26. Fotomicrografía de un listón de plagioclasa con subgranos.....	p. 74
Figura 4.27. Pliegue abierto de fase F4a en las anortositas.	p. 75
Figura 4.28. Fracturas rellenas de fase 5+a.	p. 77
Figura 4.29. Fotografía de una vetilla con crecimiento sintaxial.	p. 77

Figura 4.30. Kink bands conjugadas en anortositas, 5+a.	p. 79
Figura 4.31. Particular de una de las dos kink bands conjugadas en las anortositas, 5+a.	p. 79
Figura 4.32. Plegamiento de fase F5a+ que afecta las estructuras previas.	p. 80
Figura 4.33. Fotografía de la migmatita El Catrín en su localidad tipo.	p. 84
Figura 4.34. Datos estructurales para la fase de deformación 2m.	p. 84
Figura 4.35a. Fotomicrografía de pliegues F2m en una muestra de la migmatita El Catrín.	p. 85
Figura 4.35b. Detalle de una zona de charnela de un pliegue F2m.	p. 85
Figura 4.36. Fotomicrografía de la paragénesis observada en las bandas melanosomáticas.	p. 87
Figura 4.37. Orientación de los ejes de pliegue de fase F3m en las migmatitas.	p. 87
Figura 4.38. Pliegue a simetría Z de fase F4m en las migmatitas.	p. 89
Figura 4.39. Fotomicrografía de los planos axiales S4m.	p. 89
Figura 4.40. Detalle de pliegue asimétrico Z (mirando abajo del eje) de fase F5m.	p. 91
Figura 4.41. Microtextura en la biotita de fase 5m.	p. 92
Figura 4.42. Fotomicrografía de un arreglo de biotita (Bt1) con crecimiento de nueva biotita (Bt2).	p. 92
Figura 4.43. Microestructuras de los listones de cuarzo de fase F5m.	p. 94
Figura 4.44. Datos estructurales para un pliegue F5m.	p. 95
Figura 4.45a. Modelo teórico de deformación por medio de TLS, pliegue F6m.	p. 96
Figura 4.45b. Distribución teórica de la lineación en red estereográfica.	p. 96
Figura 4.46. Fotografía de una muestra de mano de una milonita de fase 6m.	p. 99
Figura 4.47. Fotomicrografía de una de las milonitas de fase 6m en las migmatitas.	p. 99
Figura 4.48a. Porfiroclasto sigmoidal de cuarzo, con textura "núcleo y manto".	p. 100
Figura 4.48b. Porfiroclasto de feldespato perfitico, con sobrecrecimiento de albita.	p. 100
Figura 4.49. Fotografía de la milonita El Correo, tomada a lo largo de la Carretera Federal 190.	p. 102
Figura 4.50. Detalle de la foliación compuesta (ver texto) S-C.	p. 102
Figura 4.51. Datos estructurales medidos a lo largo de la milonita El Correo.	p. 103
Figura 4.52. Lineación L1c y ejes de micropliegues F2c restaurados a la horizontalidad.	p. 103
Figura 4.53. Fotomicrografía de muestra orientada tomada a lo largo de la milonita El Correo.	p. 105
Figura 4.54. Fotomicrografía de un "mica-fish" de muscovita.	p. 105
Figura 4.55. Fotomicrografía compuesta de una charnela de pliegue recumbente de fase F2c.	p. 106
Figura 4.56. Microtextura típica de los metagabros en la unidad supracortical.	p. 109
Figura 4.57. Microtextura típica observada en las metasienitas de la unidad supracortical.	p. 109
Figura 4.58. Microtextura típica de las charmoquitas en la unidad supracortical.	p. 110
Figura 4.59. Muestra de sienita cortada en el plano de foliación.	p. 110
Figura 4.60. Polos de la foliación compuesta S1s medidos en la unidad supracortical.	p. 112
Figura 4.61. Lineación mineral y de extensión L1s, medida en el unidad supracortical.	p. 112
Figura 4.62a. Pliegue intrafolial en los metasedimentos de la unidad supracortical, de fase F2s.	p. 114
Figura 4.62b. Pliegue intrafolial en los metasedimentos, de fase F2s.	p. 114
Figura 4.63a. Detalle de pliegue de fase F2s en una pegmatita, intrusionando una charmoquita.	p. 115
Figura 4.63b. Red estereográfica con los datos medidos para el pliegue de fase F2s de Fig. 4.63a.	p. 115
Figura 4.64. Orientación de los pliegues intrafoliales de fase F2s.	p. 117
Figura 4.65. Pliegues asimétricos de un pliegue de vaina de fase F2s.	p. 117
Figura 4.66a. Foliación (horizontal en la fotografía) asociada con las estructuras de fase 3s.	p. 120
Figura 4.66b. Fotomicrografía de granate poikilitico en un metasedimento en facies de granulita.	p. 120
Figura 4.67a. Pliegue recumbente de fase F3s, fotografiado a lo largo de la Carretera Federal 190.	p. 121
Figura 4.67b. Pliegue recumbente de fase F3s, fotografiado a lo largo del Autopista.	p. 121
Figura 4.68. Red estereográfica para el pliegue recumbente de fase F3s fotografiado en Fig. 4.67a.	p. 122
Figura 4.69. Fotomicrografía de una metapelita en facies de granulita.	p. 122
Figura 4.70. Fotografía compuesta de un pliegue recumbente a lo largo del autopista, de fase F3s.	p. 124
Figura 4.71. Detalles de la pegmatita deformada de la Fig. 4.70.	p. 125
Figura 4.72. Retrodeformación de la pegmatita deformada ilustrada en Fig. 4.71.	p. 126
Figura 4.73. A) Diagrama de Ramsay t' vs. α para el pliegue de Fig. 4.67b.	p. 128
Figura 4.74. Microtextura de retrogresión en facies de anfibolita de los metagabros plegados.	p. 129
Figura 4.75. Microtextura del cuarzo aplastado en las márgenes de la pegmatita 66C98.	p. 129
Figura 4.76. A) Pliegue replegado de fase F4s, en una alternancia ortogneises graníticos - metagabros.	p. 131
Figura 4.77. Fotomicrografía de la biotita S5s (Bt2) paralela al plano axial F5s.	p. 133

Figura 4.78. Redes estereográficas con los datos medidos en ortogneises para pliegues F5s.	p. 133
Figura 4.79. Datos estructurales medidos por un pliegue abierto de fase F5s.	p. 134
Figura 4.80. Fotografía del pliegue de Fig. 4.78.	p. 134
Figura 5.1. Resumen tectónico - estructural de los eventos reconstruidos en la porción Norte del OC.	p. 138
Figura 5.2. Diagrama temperatura - tiempo para la porción norte del Complejo Oaxaqueño.	p. 147
Figura 6.1. Correlación entre los terrenos grenvillianos reconocidos en Oaxaquia.	p. 152
Figura 6.2. Diagrama T-t con los caminos de enfriamiento para Oaxaquia.	p. 155
Figura 6.3. Tabla de correlación entre Oaxaquia y los principales complejos de edad grenvilliana.	p. 157

Agradecimientos

Esta tesis es el resultado de cuatro años de esfuerzos por mi parte, pero en la cual han contribuido muchas personas, que quisiera abiertamente agradecer.

En primer lugar mi asesor, el Dr. J. Duncan Keppie, cuyas continuas críticas y estimulantes discusiones han permitido que la tesis se haya apegado a los objetivos inicialmente planteados. El Dr. Fernando Ortega-Gutiérrez, sin embargo, ha ocupado un espacio fundamental en mi preparación, con sus atentos y continuos consejos, científicos y académicos. Juntos, hemos gastado muchas horas al microscopio, y aunque los errores que todavía la tesis presente son exclusivamente mi responsabilidad, muchas de las observaciones petrológicas realizadas han nacido de las discusiones que tuvimos. Los otros miembros de mi comité de tutores, los Dres. Dante Morán, Peter Schaaf, Pedro Corona, Robert Lopez, y Gustavo Tolson, han sido también importantes, con sus sugerencias, revisiones y discusiones. Gustavo ha también tenido un papel importante como Responsable del Posgrado, con los interminables asuntos burocráticos. Bobby Lopez y su esposa Julia me han muy amablemente permitido vivir en su casa en Felton, durante mi estancia en la Universidad de Santa Cruz, California. Durante la misma estancia, pero también después, he tenido la suerte de beneficiar de la supervisión y de los continuos consejos del Dr. Ken Cameron.

Peter Schaaf, Gabi Solís, Juan Julio Morales, y Teo Hernández han sido muy disponibles durante el desarrollo del trabajo analítico y mi capacitación en el LUGIS, así como importante ha sido la amistad de Barbara Martiny, Consuelo Macias y José Luis Sánchez, además que el apoyo brindado durante el trabajo analítico y de separación de minerales. Carlos Ortega ha también participado valiosamente, acompañándome al campo, y también durante la preparación de láminas delgadas y la separación de minerales a fechar.

El Instituto de Geología y particularmente su Director Dante Morán, los Secretarios Académicos actual, Elena Centeno, y anterior, Luca Ferrari, y el Secretario Técnico Enrique González, han gentilmente metido a disposición la infraestructura, laboratorios y vehículos, necesarios para el desarrollo de este trabajo, además de permitirme concluir la tesis con un contrato como Académico, en este último año.

Es de fundamental importancia agradecer también las instituciones que, con su apoyo económico, han financiado tanto el trabajo de campo como el analítico. Se agradecen por lo tanto CONACyT para el proyecto # 25705 (J.D. Keppie), y para el proyecto conjunto UC MEXUS "U-Pb geochronology of basement rocks exposed in the state of Oaxaca, Mexico" (K.L. Cameron, UCSC, y F. Ortega-Gutiérrez, UNAM); la UNAM, por medio de la DGAPA para el Proyecto PAPIIT IN116999 (J.D. Keppie), y por medio de la DGEP para los proyectos PAEP # 205313 y 206310 (L. Solari). La DGAPA me otorgó además una beca para estudios de Doctorado del 1997 al 2000, y la Geological Society of America el Student Grant # 6145-97 para el proyecto: "Structural and tectonic análisis of the northern Oaxacan Complex, Southern Mexico".

Finalmente, deseo agradecer el cariño de mi esposa Lucia y mi hija Alessandra (¡mi mejor "trabajo internacional" hasta la fecha!), y la amistad de Arturo Gómez-Tuena, Luca Ferrari, Jesús Solé y las respectivas familias, con las cuales pasé deliciosos momentos en estos últimos años.

Resumen

El Complejo Oaxaqueño constituye el mayor afloramiento de rocas de edad grenvilliana (~ 1.3 - ~ 1.0 Ga) en México, y junto con los otros afloramientos conocidos hasta la fecha (Gneis Novillo, Gneis Huiznopala, Complejo Guichicovi) forma un microcontinente, llamado Oaxaquia, que es de fundamental importancia para las reconstrucciones tectónicas durante el Proterozoico Tardío - Paleozoico temprano. La reconstrucción estructural de una porción de aproximadamente 300 km² en el norte del Complejo Oaxaqueño, combinada con las edades absolutas obtenidas por medio de U-Pb y Ar-Ar sobre minerales, ha permitido documentar la existencia de dos napas tectónicas, la inferior caracterizada por una secuencia de ortogneises gabro-anortosíticos y migmatitas, y la superior por metasedimentos intrusionados por charnoquitas, sienitas y escasas diabasas y anfibolitas. El evento tectonotérmico Olmeca causó la migmatización y deformación asociada con los protolitos gabro-dioríticos en la napa inferior, y posiblemente en los metasedimentos de la superior. El evento Olmeca fue fechado por medio de U-Pb a ~ 1,106 Ma en el protolito de gabro diorítico de la migmatita El Catrín. Después de un hiato temporal de ~ 90 Ma se observa la intrusión en la base de la secuencia de un complejo anortosítico y otras rocas ígneas máficas asociadas, como gabros, ferrodioritas, nelsonitas, y charnoquitas de granate. La edad de esta intrusión es de ~ 1,010 Ma. La orogenia Zapoteca, coincidente con la granulitización de toda la secuencia expuesta, ocurrió hace ~ 990 Ma, bajo condiciones de temperatura y presión calculadas en 735 ± 12 °C y 7.7 ± 0.97 kb. Durante el metamorfismo de alto grado toda la secuencia fue plegada y localmente replegada dos veces, formando estructuras originadas prevalentemente por medio de mecanismos de tipo flexural y de deformación tangencial y longitudinal, y con una componente importante de aplastamiento posterior y estiramiento paralelo a los ejes de pliegue. Posteriormente al pico metamórfico el Complejo Oaxaqueño sufrió un enfriamiento rápido, desde el pico metamórfico hasta los ~ 400 °C y, después, constante y más lento en la napa superior, mientras que la napa inferior quedó sepultada por más tiempo a profundidades de al menos 10 km. Esto permitió que el sistema isotópico de Ar en la biotita se mantuviera abierto hasta hace 479 Ma, cuando el enfriamiento debajo de los 300 °C fue posiblemente acompañado por un levantamiento rápido, a consecuencia del fallamiento lístrico normal asociado con la depositación y los cambios de facies en los sedimentos tremadocianos. Las últimas estructuras dúctiles observadas, como pliegues mayores y milonitas en facies de esquisto verde, estuvieron activas posiblemente del Pérmico al Triásico Medio. Las estructuras de retrogresión se hacen más discretas con la disminución del grado metamórfico, y su presencia pudo estar favorecida por fluidos hidratantes procedentes de la corteza inferior, posiblemente relacionados con una zona de subducción por debajo del Complejo Oaxaqueño.

Correlacionando los datos obtenidos con los que existen para los otros afloramientos grenvillianos en México, se puede confirmar la existencia del microcontinente Oaxaquia al menos desde hace ~ 1,000 Ma. Los datos aportados sugieren que, durante la orogenia Zapoteca, Oaxaquia pudo compartir una historia común con los arcos juveniles como pueden ser los macizos apalachianos más externos tipo Goochland, Blair River y tal vez otros macizos de la porción norte del Blue Ridge en Virginia, Maryland y Pennsylvania, y los macizos andinos de Colombia, como Santa Marta, Garzón y Santander.

Abstract

The Oaxacan Complex constitutes the largest outcrop of Grenvillian rocks (~ 1.3 to ~ 1.0 Ga) in Mexico. Together with the other known outcrops (Gneiss Novillo, Gneiss Huiznopala, and Guichicovi Complex) it forms the framework of Oaxaquia, a microcontinent that is fundamental for the Late Proterozoic – Early Paleozoic reconstructions. The structural and isotopic studies carried out during this thesis show the existence of two thrust slices, the lowermost mainly made up of anorthosite-mangerite-charnockite-gabbro intrusives and migmatites, and the uppermost of metasediments intruded by charnockite and syenite and minor gabbro and amphibolite. These rocks were affected by two major tectonothermal events, named Olmecan and Zapotecan orogenies. Olmecan orogeny, which occurred at ~ 1,100 Ma, produced rootless refolded folds and migmatites in the dioritic-gabbroic protolith of the lower structural slice. Intrusion of an anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite at ~ 1,010 Ma predates the Zapotecan orogeny dated at ~ 990 Ma. The Zapotecan orogeny produced at least 3 sets of NNW-trending folds accompanied by granulite-facies metamorphism, with P and T conditions of 735 ± 12 °C and 7.7 ± 0.97 kb, respectively. Fold mechanisms include flexural and tangential-longitudinal strain (TLS) accompanied by intense flattening and stretching parallel to the fold axes. A set of ~ 980 Ma late tectonic pegmatites that is contemporaneous with clinopyroxene hydration to form hornblende, is refolded by steeply inclined, N-trending, gently dipping TLS folds. Subsequent deformation includes: (1) low-angle, top-to-SE, shearing at lower amphibolite facies; (2) gently NNW-plunging, upright to steeply inclined, NNW-trending flexural folds; and (3) top-to-E-ENE shearing during Late Paleozoic, under greenschist facies metamorphism. These low grade, retrogression structures can be related to hydrating fluids, possibly belonging to a subduction zone active underneath the Oaxacan Complex, during the Late Proterozoic.

Preliminary Ar data suggest that cooling in the Oaxacan Complex was fast from the metamorphic peak to ~ 400 °C, and slower thereafter in the upper thrust slice. The lower thrust slice remained at depth of > 10 km, up to ~ 479 Ma when it was quickly exhumed, possibly in response to the normal listric faulting that also affected the Tremadocian sediments that unconformably overlie the Oaxacan Complex.

The Zapotecan orogeny is contemporaneous with: (1) the main tectonothermal event recorded in other Mexican inliers; (2) the ~1060-985 Ma Sveconorwegian orogeny, (2) the ~ 980 Ma tectonothermal event in the Colombian massifs, (3) the ~ 970 Ma tectonothermal event in the Arequipa massif of Peru, and (4) the tectonothermal events in some Appalachian Grenvillian massifs, such as Blair River Complex and Goochland terrane. This suggests that Oaxaquia shared a common history with these ~1 Ga massifs and that they may have been involved in the collisions that led to the amalgamation of Rodinia.

1. Introducción

El estudio de la tectónica de los cinturones orogénicos precámbricos es uno de los temas de la geología regional, que tiene una alta importancia debido a que estas cadenas, profundamente erosionadas y expuestas, permiten observar estructuras y reconocer procesos tectonotérmicos que actúan en las profundidades de la corteza terrestre. Con base en estos estudios es posible realizar comparaciones con los cinturones orogénicos modernos (fanerozoicos). Estos últimos pueden entonces ser mejor comprendidos con el estudio y la comparación indirecta con los que son sus raíces profundas, todavía no erosionadas. Uno de los problemas fundamentales que encuentran los investigadores implicados en el estudio tectónico, el modelado petrológico y geoquímico de cinturones modernos es efectivamente conocer directamente y con exactitud lo que está abajo, representando el basamento cuyo entendimiento previo pudiera enormemente ayudar a constreñir los eventos y los parámetros a aplicar en tales modelos.

El estudio de los fenómenos y procesos tectónicos de los cinturones orogénicos precámbricos se ha realizado de manera sistemática, alrededor del mundo, en el último siglo o, cuando menos, en los últimos 50 años (ver, por ejemplo, Wilson, 1949) con un incremento exponencial de estudios en los últimos 30 años y, especialmente, en los últimos 15. Este incremento ha estado acompañado con la introducción o refinación de novedosas técnicas y metodologías analíticas en las ciencias de la tierra, como fechamientos isotópicos siempre más precisos, análisis químicos por medio de espectrometría de masas, microscopía electrónica, etc. Si esto aplica perfectamente para Norte América y Europa, el estudio de los cinturones orogénicos precámbricos en México es algo que únicamente en los últimos 15-20 años ha salido del estadio embrional y ha dejado de calificarse "estudio de reconocimiento preliminar" o "bosquejo", tarea que ha sido cumplida por un grupo muy restringido de investigadores cuyos nombres y trabajos se citarán de manera extensa en los siguientes párrafos.

1.1 Objetivo del trabajo

Con este trabajo, se pretenden afrontar y resolver algunas de las problemáticas sobre el Complejo Oaxaqueño y, más en general, sobre la geología del basamento precámbrico de México. Por medio de un estudio detallado de una porción del Complejo Oaxaqueño (en figura 1.1), se busca entender sus estructuras, reconociendo el número y la secuencia de las fases de deformación, sus edades relativas y, en su caso, absolutas, así como las relaciones que éstas guardan con el grado de metamorfismo. Se pretende además hacer inferencias isotópicas sobre la edad absoluta de algunos de los protolitos reconocidos durante el estudio, especialmente aquellos que están relacionados con la limitación de las edades de los eventos de deformación, por medio de geocronología de U-Pb sobre zircones. El método isotópico de U-Pb en zircones es el instrumento analítico más preciso para fechar la edad de protolitos, así como de eventos metamórficos de alto grado en terrenos polideformados, especialmente en el caso de rocas metamórficas precámbricas por las como otros métodos como Rb-Sr, K-Ar y Sm-Nd son menos confiables, siendo sus respectivos sistemas isotópicos menos estables y más fácilmente re-homogeneizables a las altas temperaturas. Por su alta temperatura de cierre para el sistema isotópico de U-Pb (mayor de 650 °C, Mezger y Krogstad, 1997), el zircón tiene la habilidad de conservar registro, o memoria, de los eventos de alto grado a los como es sometido y es entonces el mineral accesorio mejor para la determinación de edades absolutas. Adicionalmente, se pretende utilizar la geocronología de Ar-Ar sobre minerales como micas y

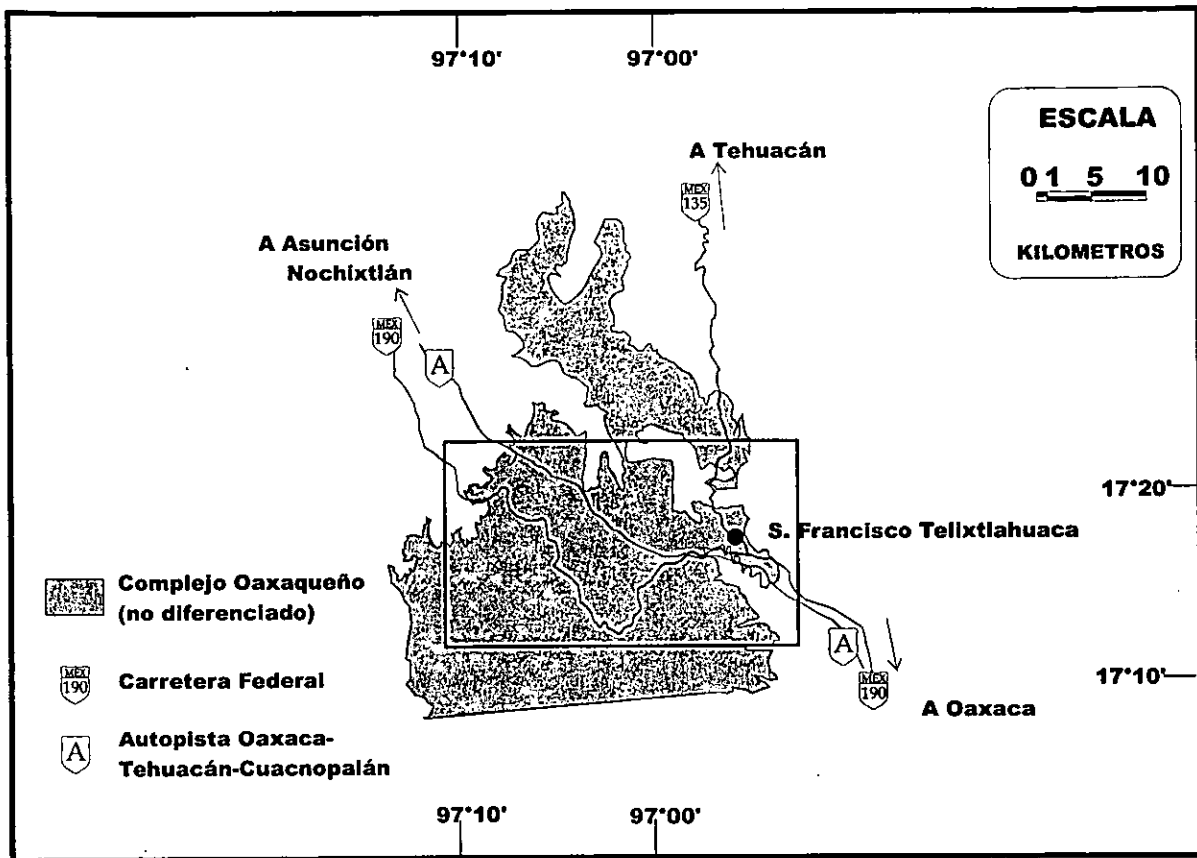


Figura 1.1. Localización del área estudiada en la porción Norte del Complejo Oaxaqueño.

anfíboles, para el cálculo de la edad de enfriamiento relacionadas con las estructuras de deformación como zonas de cizalla. De esta manera, combinando los datos de campo con el trabajo de laboratorio, se pretende reconstruir un cuadro lo más detallado posible de los eventos tectonotérmicos ocurridos en el área de estudio. Una comparación posterior de los eventos reconocidos en el Complejo Oaxaqueño, con los reconocidos por otros autores en las otras localidades en las que afloran rocas grenvillianas en México y descritas más adelante, permitirá comprobar ulteriormente la hipótesis de Oaxaquia como microcontinente homogéneo, y sentará las bases para evaluar los modelos paleogeográficos existentes para el Proterozoico Tardío - Paleozoico temprano.

1.2 Nomenclatura utilizada

Hay que hacer, desde el comienzo de este trabajo, una premisa sobre el uso de algunos de los términos que se utilizarán en los siguientes capítulos.

La Provincia *Grenville*, como será descrita en el siguiente párrafo, es un cinturón orogénico que bordea la margen SE de Laurentia en Canadá y Estados Unidos. El *ciclo orogénico Grenville* es el término con el cual se agrupan una serie de diferentes eventos orogénicos que afectaron la misma provincia entre ~ 1.2 y ~0.98 Ga, constituido por tres pulsaciones tectónicas a ~1,190-1,140 Ma (Shawinigan), 1,080-1,040 Ma (Ottawan) y, finalmente, 1,000-980 Ma (Rigolet) según Rivers (1997). El término *grenvilliano* cubre entonces este rango de edades, sin mayores distinciones o referencias geográficas y será utilizado puramente en sentido cronológico. De esta manera, se quieren uniformar a escala global los eventos tectonotérmicos similares en características (facies metamórfica, ambiente tectónico, etc.) y edad, sin tener que escoger, desde un principio, nombres para cada evento tectónico en cada localidad, sin importar su similitud. En el capítulo conclusivo se propondrán nombres para los eventos tectonotérmicos que será posible reconocer con este estudio, combinando los datos isotópicos y estructurales presentados a continuación.

El término *terreno* se utilizará a su vez sin ninguna connotación genética, es decir sin que se involucre con su uso la definición de "terreno tectonoestratigráfico s.s." (Coney et al., 1980; Keppie y Dallmeyer, 1989).

1.3 El orógeno Grenville en México

El territorio mexicano está cubierto casi totalmente por rocas fanerozoicas. Sin embargo, existen algunos afloramientos de rocas precámbricas entre los que destacan unos afloramientos de rocas de edad grenvilliana. Con referencia a la Fig. 1.2, se han reconocido el Gneiss Novillo en las cercanías de Ciudad Victoria (Tamps.), el Gneiss Huiznopala en Molango (Hgo.), el Complejo Oaxaqueño (Oax. y Pue.), y el Complejo Guichicovi en el macizo de la Mixtequita (Oax.).

1.3.1 Gneiss Novillo

El Gneiss Novillo (Ortega-Gutiérrez, 1978) aflora al sur de Ciudad Victoria en unos cañones que cortan transversalmente las estructuras mesozoicas (Fig. 1.2). Está caracterizado por una secuencia de paragneises, charnoquitas y granitoides metamorfoseados en facies de granulita y es, de las localidades grenvillianas conocidas en México, la que tiene (todavía)

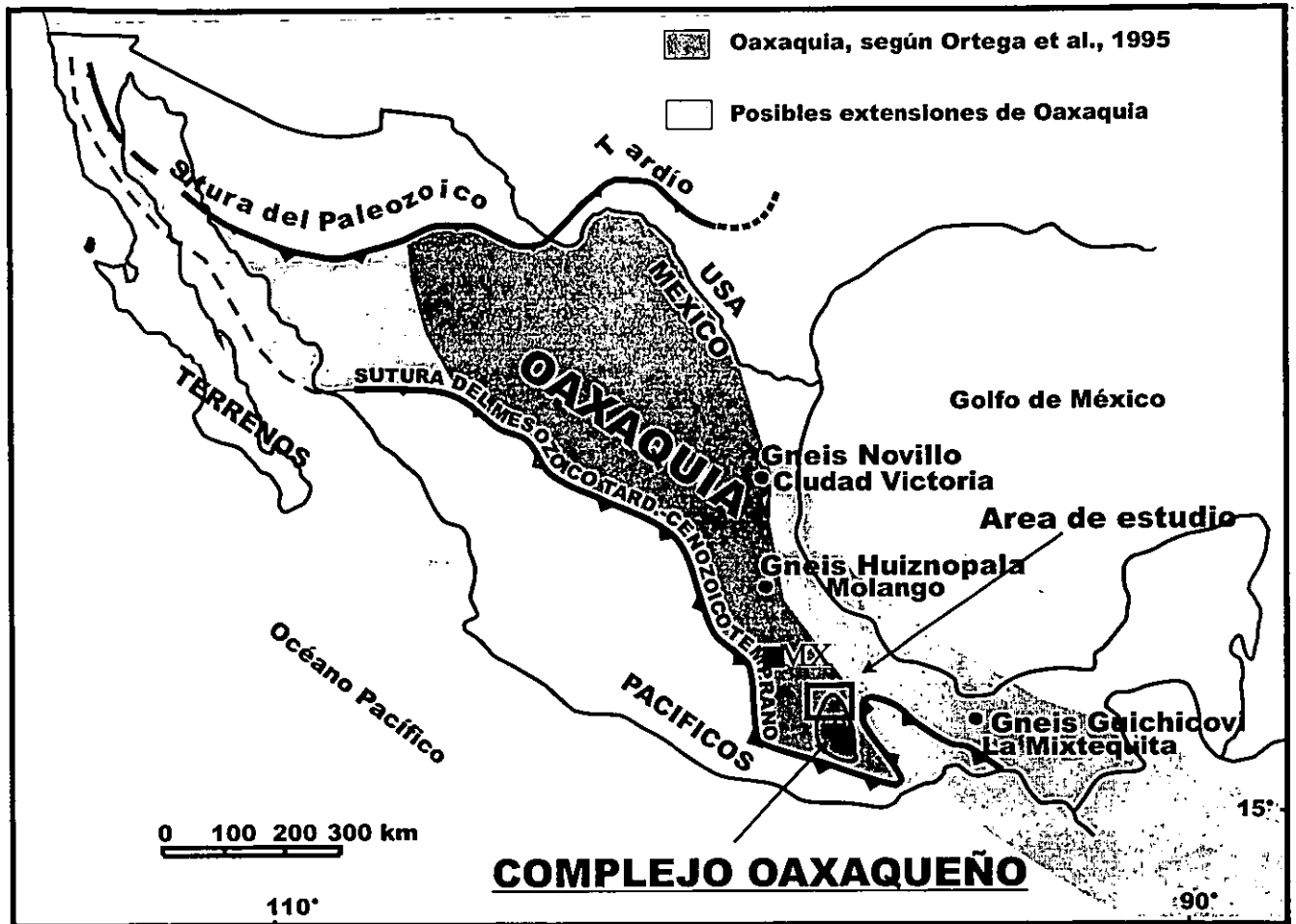


Figura 1.2. Oaxaquia y los afloramientos proterozoicos en México.

menos datos disponibles publicados. Los pocos datos disponibles se refieren a una edad concordante de U-Pb sobre zircón de $1,018 \pm 3$ Ma (Silver et al., 1994) obtenida en una charnoquita de granate, e interpretada como edad del metamorfismo, dos isócronas de Rb-Sr de $1,140 \pm 80$ y 860 ± 77 Ma respectivamente (Garrison et al., 1980), varias edades de K-Ar sobre flogopita de ~ 930 y hornblenda, ~ 920 Ma y ~ 880 Ma (Denison et al., 1971), y una edad de K-Ar sobre biotita de 744 ± 25 Ma (Fries et al., 1962).

1.3.2 Gneiss Huiznopala

El gneiss Huiznopala (Fig. 1.2) es el afloramiento más pequeño de rocas grenvillianas en México, y está constituido por una secuencia de meta-anortositas, meta-gabros y ortogneises asociados con paragneises y pegmatitas. Lawlor et al. (1999) calcularon condiciones metamórficas en facies de granulita con temperatura de 725 ± 50 °C y presión de 7.2 ± 1 kb. Los mismos autores definieron por medio de U-Pb sobre zircones la existencia de una serie principal de magmatismo de arco con edades de $\sim 1,150 - 1,200$ Ma, seguida por emplazamiento de un complejo gabro-anortosítico y por metamorfismo granulítico a $\sim 1,000$ Ma.

1.3.3 Complejo Guichicovi

El Complejo Guichicovi está situado en la porción oriental del Estado de Oaxaca (Fig. 1.2), y es contiguo con el macizo Permo-Mesozoico de La Mixtequita, por el cual es intrusionado. Weber y Kohler (1999) presentan un reporte detallado sobre este complejo, con datos isotópicos de U-Pb sobre zircones, en charnoquitas y ortogneises, calculando respectivamente edades de 991 ± 4 Ma para la charnoquita, de $1,231 \pm 43$ Ma para el ortogneis y de 975 ± 36 Ma para el metamorfismo en facies de granulita. Los parámetros del metamorfismo han sido calculados por Murillo-Muñeton y Anderson (1994) en 7.4 ± 0.3 kb y 837 ± 59 °C. Ruiz et al. (1999), por otra parte, obtuvieron una edad isotópica de 986 ± 4 Ma para el metamorfismo, por medio de U-Pb sobre zircones en dos gneises granulíticos, de hornblenda y piroxenos respectivamente.

1.3.4 Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño (Fig. 1.2) aflora por completo en el homónimo estado de Oaxaca y, con alrededor de $\sim 10,000$ km² de exposición continua, representa la localidad con mayor exposición de rocas grenvillianas en México. Constituye el basamento del terreno Zapoteco, utilizando la terminología propuesta por Sedlock et al. (1993). Sus relaciones y contactos con los bloques corticales contiguos se pueden observar en la Fig. 1.3. Está compuesto por rocas metamórficas en facies de granulita, con texturas de retrogresión (Keppie et al., en prensa) en facies de anfibolita hasta esquisto verde. Con base en geotermobarometría de feldespatos y en el equilibrio granate - piroxena, Mora y Valley (1985) y Mora et al. (1986) calcularon temperaturas de alrededor de 750 °C y presiones de alrededor de $7-8$ kb para el pico metamórfico en facies de granulita. Las rocas metamórficas más representadas son ortogneises de composición ácida y básica (granitos, sienitas hasta gabbros y anortositas) que intrusionan una secuencia metasedimentaria representada por arcosas, pelitas y metasedimentos

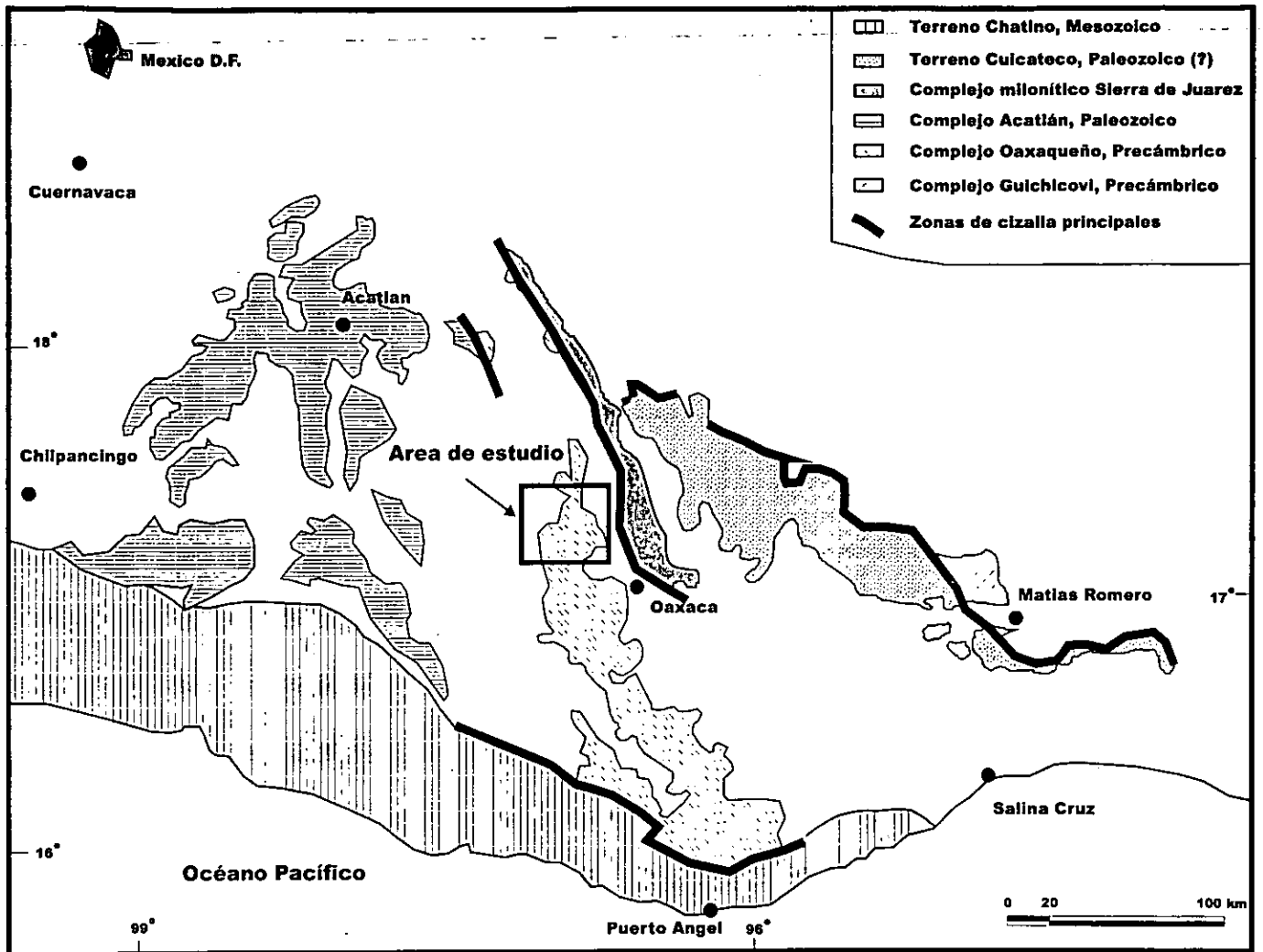


Figura 1.3. Los bloques corticales que constituyen el ensamble del Sur de México. Modificado de Campa y Coney (1983), Sedlock et al. (1993).

carbonatados como mármoles y calcosilicatos (Ortega-Gutiérrez 1977), que a veces forman verdaderas pegmatitas carbonáticas, probablemente producidas por la removilización de los mismos sedimentos durante el metamorfismo de alto grado. Completan la secuencia abundantes pegmatitas, anfibolitas, diques básicos y diabasas, de diferente edad, aspecto y significado tectónico, como se verá más adelante. Con base en la presencia de algunos minerales como escapolita, calcita y dolomita, Ortega-Gutiérrez (1984) interpretó los metasedimentos como originados por el metamorfismo granulítico de una secuencia evaporítica, depositada en una margen pasiva.

A pesar de que la existencia del Complejo Oaxaqueño y su naturaleza precámbrica son conocidas desde hace mucho tiempo (rocas de edad "arcaica", según Ordoñez, 1904), los primeros datos publicados de una cierta relevancia sobre el Complejo Oaxaqueño surgieron en los años sesenta, con los trabajos de Fries et al. (1962), Fries y Rincón-Orta, (1965), Fries et al. 1966 (1967). En estos trabajos los autores presentan los primeros datos geocronológicos de una cierta importancia, como edades de K-Ar sobre biotita y Rb-Sr sobre feldespato y biotita de $\sim 930 \pm 30$ Ma, $\sim 770 \pm 35$ Ma y 770 ± 20 y 870 ± 35 Ma respectivamente, que permiten definitivamente asignar el Complejo Oaxaqueño al Proterozoico Tardío. Posteriormente Anderson y Silver (1971) obtuvieron una edad concordante calculada por medio de U-Pb sobre zircones de $1,080 \pm 10$ Ma en un gneiss. Ortega-Gutiérrez et al. (1977) también calcularon una edad de U-Pb sobre zircón de 1020 ± 50 Ma, y otra de 960 ± 15 Ma sobre una pegmatita sintectónica, mientras que Silver et al. (1994) presentan una edad de U-Pb concordante de $1,113$ Ma en una charnoquita. Cabe mencionar que esas últimas edades han sido publicadas exclusivamente en forma de resumen y que no existen otros datos disponibles sobre localidad del muestreo, datos analíticos, significado tectónico, etc. Keppie et al. (en prensa), en la porción sur del Complejo Oaxaqueño, calcularon por medio de análisis de U-Pb en zircones la edad de un granito con firma geoquímica intraplaca en $1,117 \pm 4$ Ma, y del metamorfismo granulítico por medio de la intersección inferior sobre la misma muestra en 988 ± 5 Ma. El granito está intrusionando una secuencia metavolcánica intercalada con metasedimentos, interpretada como de arco. Los últimos datos geocronológicos disponibles son edades de enfriamiento de Sm-Nd sobre granates de 940 y 960 Ma (Patchett y Ruíz 1987).

Tampoco la problemática estructural ha sido muy afrontada, a pesar de la importancia que ésta tiene para las reconstrucciones. Los únicos trabajos estructurales previos son los realizados en los años setenta, por Kesler y Heath (1970) y Kesler (1973), los como definieron el Complejo Oaxaqueño como estructuralmente simple y afectado por una única fase de deformación dúctil.

1.3.5 Otras localidades

Otras localidades que presentan rocas metamórficas de edad desconocidas que, supuestamente, pudieran ser grenvillianas, son El Fuerte (Sin) (Mullan, 1978), en la cual se han reconocido rocas metamórficas de no bien definida edad precámbrica, y Chiapas, cuyos gneises bandeados han sido descritos por Pantoja-Alor et al. (1974). Se conoce también la existencia de xenolitos corticales metamórficos de alto grado de edad proterozoica en México central (Ruíz et al., 1988; Schaaf et al., 1994), y de núcleos de perforación de composición charnoquítica y meta-anortosítica recolectados por PEMEX en la franja que va de Tamanzunchale hasta Tampico. Estos vestigios indican la presencia de un basamento

metamórfico cubierto bajo la plataforma del Golfo de México. Edades grenvillianas han sido también reportadas por López et al. (2001) en clastos graníticos separados por unas secuencias conglomeráticas del Paleozoico Tardío en Las Uvas, Coahuila. Estos autores obtuvieron edades comprendidas entre $1,232 \pm 7$ y $1,214 \pm 2$ Ma, interpretadas como edades magmáticas.

1.4 Oaxaquia y su localización en el Proterozoico Tardío

Con base en los datos arriba mencionados, (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) propusieron la existencia de un microcontinente que llamaron Oaxaquia, que constituiría el basamento de al menos $1,000,000 \text{ km}^2$ del territorio mexicano. Este microcontinente (Fig. 1.2) estaría truncado, al norte, contra la sutura Ouachita, mientras que al sur continuaría en América Central en el Bloque de Chortis (Donnelly et al, 1990; Manton, 1996; Keppie y Ortega-Gutiérrez 1999), desplazado en su posición actual por la tectónica terciaria (Schaaf et al., 1995).

Oaxaquia constituiría entonces un elemento de importancia fundamental para la evolución tectónica y las reconstrucciones paleogeográficas del Proterozoico Tardío - Paleozoico temprano. Por ejemplo, la pareja Oaxaquia - Chortis puede representar una extensión del orógeno Grenville clásico del sureste de Laurentia (De Cserna, 1971; Shrubet y Cebull, 1987; Karlstrom et al., 1999) (Fig. 1.4); o ser un terreno exótico derivado de la cadena de pliegues y fallas Sunsas, que bordea el cratón amazónico o por el orógeno Grenville de Norte América (Keppie, 1977; Ballard et al., 1989; Yañez et al., 1991; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1995 y 1999; Keppie y Ramos, 1999; Ortega-Gutiérrez et al., 1999) (Fig. 1.5); o, finalmente, una combinación de los otros dos modelos, en donde México al norte de la Faja Volcánica Trans Mexicana sería parte del orógeno Grenville de Norte América, y la porción al sur sería exótica (Ruíz et al., 1999) (Fig. 1.6).

1.5 El orógeno Grenville y su distribución global

El orógeno Grenville se extiende en gran parte de los continentes como América del Norte y del Sur, pasando por América Central, Australia, Antártida, India y Madagascar, Escandinavia y Gran Bretaña (Fig. 1.7) y que fue activo entre ~ 1.3 y ~ 0.95 Ga.

Existen diferentes hipótesis con respecto a su formación, especialmente en lo relacionado al continente que colisionó con Laurentia: (1) colisión continental entre Laurentia y Amazonia (Dalziel, 1991, Hoffman, 1991, McLelland et al., 1996, Unrug, 1997); (2) colisión entre Laurentia y Báltica (Starmer, 1996), o colisión arco - continente (Wasteneys et al., 1999; Keppie et al., en prensa). Enseguida se describirán los mayores afloramientos de edad grenvilliana, de distribución global, que se pueden utilizar como término de comparación para las reconstrucciones del sistema grenvilliano de México.

1.5.1 El orógeno Grenville en Norteamérica

El orógeno Grenville toma su nombre de la Provincia Grenville (Gill, 1948) la cual, como fue mencionado anteriormente, bordea la margen noreste de Laurentia en Canada y Estados Unidos y constituye la mayor exposición continua de rocas de esta edad, con alrededor de 2,000 km de longitud por 500 - 600 km de anchura. Puede ser dividida, a grandes rasgos (Fig. 1.8) en tres subprovincias, que de noroeste hacia sureste pasan de (a)

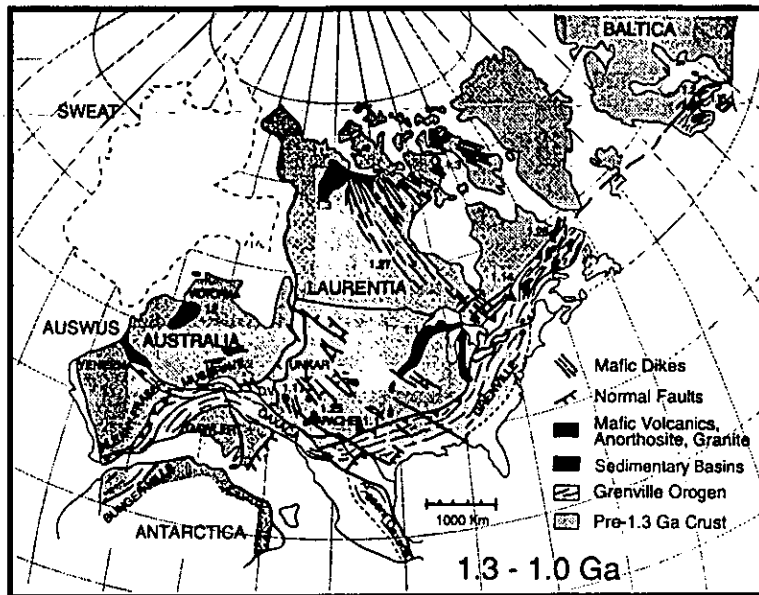


Fig. 1.4. Modelo evolutivo para el Proterozoico Tardío, de acuerdo con Karlstrom et al. (1999). Oaxaquia (aquí llamada simplemente Oaxaca) sería el "link" entre los orógenos Musgrave and Albany-Fraser, en Australia, con el Grenville clásico de Norte América.

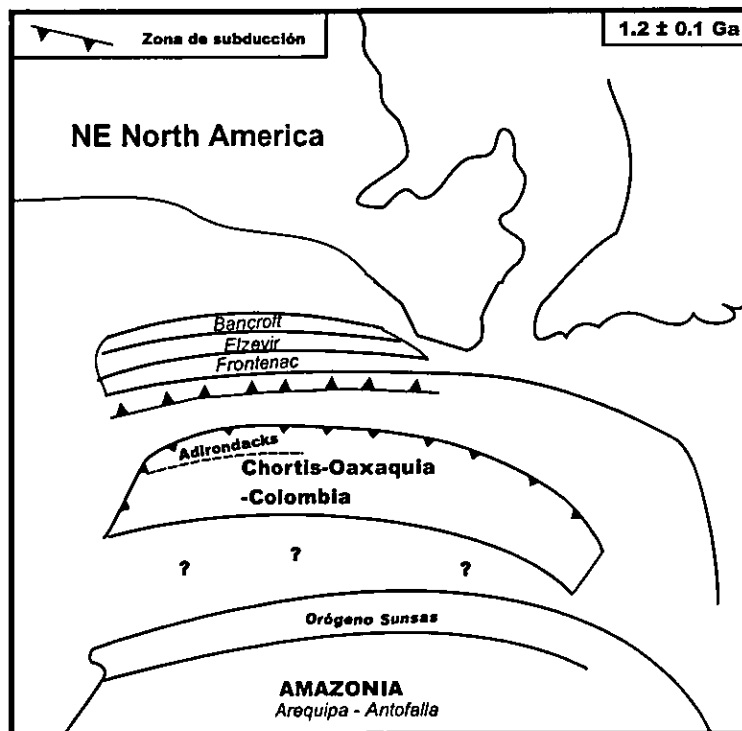


Fig. 1.5. Modelo evolutivo para el Proterozoico Medio. Modificado de Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999.

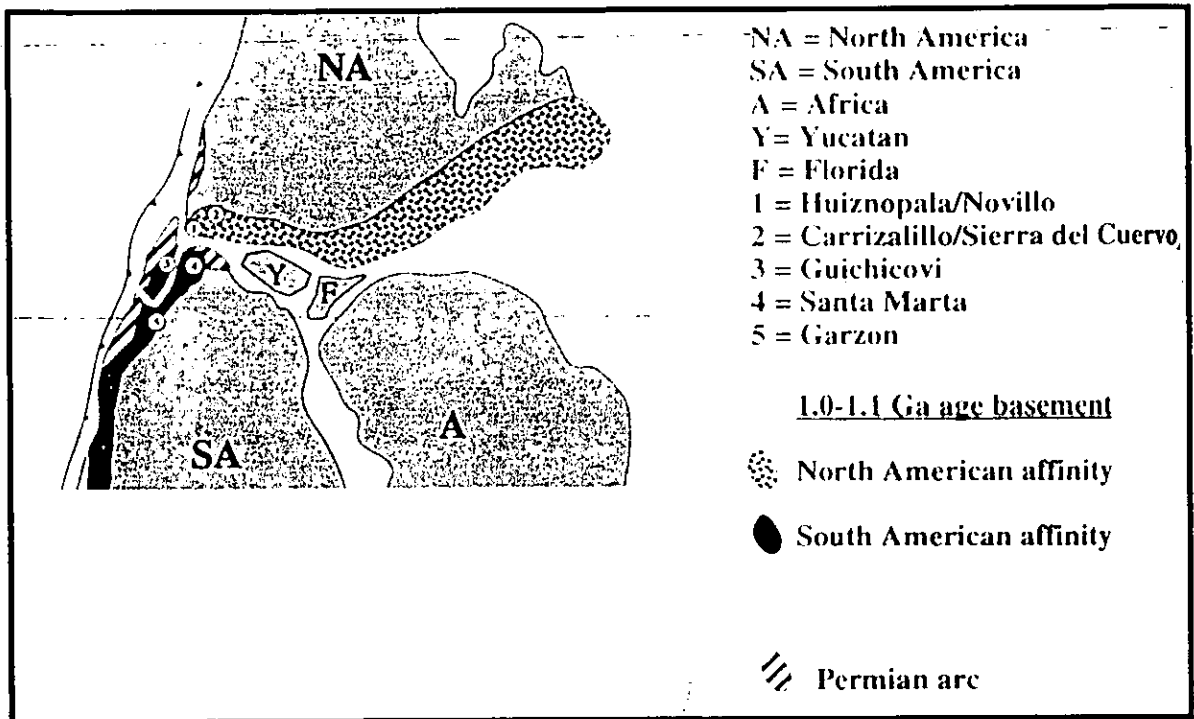


Figura 1.6. Modelo evolutivo para el Pérmico, de Ruíz et al. (1999). Como se puede observar los autores suponen que los afloramientos precámbricos del norte de México (1) sean parte de Norteamérica, mientras que los del sur (3) sean parte de Sudamérica.

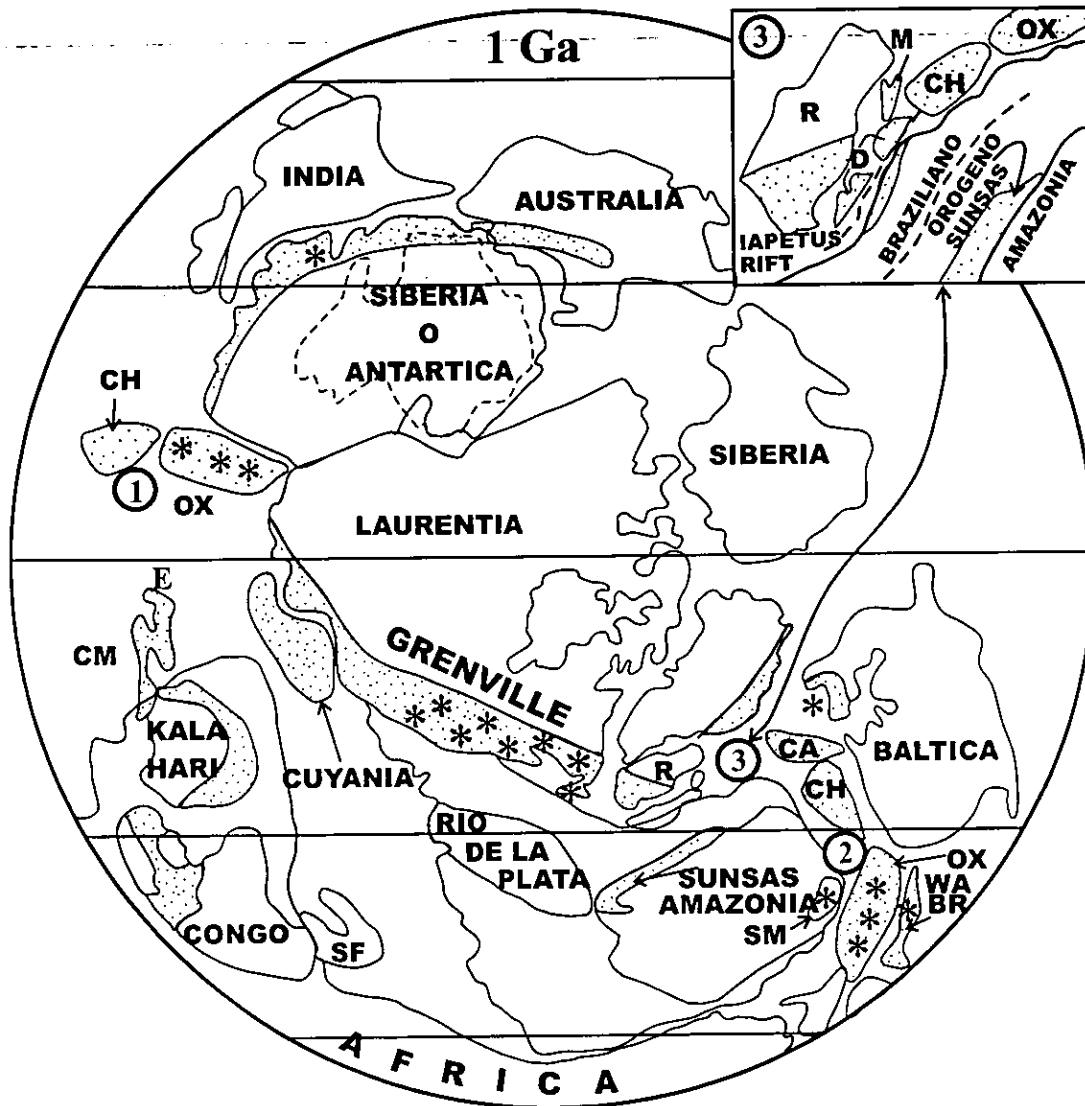


Figura 1.7. Reconstrucción de Rodinia a 1 Ga, que muestra la distribución del orógeno Grenville a escala global (punteado). Se muestran además, con los números 1-3, tres de las posibles posiciones ocupadas por Oaxaquia (OX) y el bloque Chortis (CH). Modificado de Keppie et al. (en preparación) y referencias contenidas. El ampliación muestra el detalle de la localidad 3, modificada desde Dalziel (1994). Los asteriscos marcan las localidades en donde se han descrito complejos AMCG. Abreviaciones: CA = terrenos Carolina y Goochland; CM = terreno Coast Land/Maudheim/Grunehogna; D = Dalradiano de Escocia e Irlanda; E = Ellsworth-Whitmore; M = Moine de Escocia; R = Rockall Plateau; SF = cratón de Sao Francisco; SM = macizo de Santa Marta.

parautóctona, que constituye el antepaís (foreland) y está separada del cratón por medio del frente tectónico (Grenville Front tectonic zone), a (b) alóctona en la porción central, donde las rocas han sufrido episodios orogénicos anteriores al grenvilliano y que no se correlacionan con las rocas constituyentes de la subprovincia (a), y finalmente (c) un cinturón discontinuo de rocas principalmente plutónicas siempre alóctonas, pero que han sufrido únicamente la orogénesis Grenville (Rivers et al., 1989; Davidson, 1995, Gower, 1996, Rivers, 1997). Cada una de estas subprovincias está constituida por diferentes terrenos que, como explica Davidson (1995), no son terrenos exóticos estrictamente apegados a la definición clásica de terreno tectonoestratigráfico, dada por ejemplo por Coney et al. (1980) y Keppie y Dallmeyer (1989), en cuanto no están bordeados por suturas corticales importantes y tampoco presentan discontinuidades internas como edades, estratigrafía, deformación, etc. Los terrenos que constituyen esas tres subprovincias están compuestos por rocas de diferentes edades, litología y grado metamórfico. El cinturón parautóctono del noroeste (Fig. 1.8) está constituido por rocas paleoproterozoicas y arqueanas deformadas, intrusionadas y retrabajadas varias veces durante el evento Grenville. El cinturón alóctono central tiene forma sinuosa (Fig. 1.8) y está constituido también por rocas polideformadas, de edad $\sim 1.4 - 1.7$ Ga, pero sin rasgos arqueanos o más antiguos de 1.85 Ga (Davidson, 1995). En esta subprovincia están también presentes plutones pertenecientes a la "suite" AMCG (anortosita - mangerita - charnoquita - granito) pregrenvillianas, de edad respectivamente labradoriana (~ 1.65 Ga, Gower et al., 1992) y del Mesoproterozoico, ~ 1.35 Ga en Quebec (Martignole et al., 1993). El cinturón grenvilliano propiamente dicho, por otra parte, (Fig. 1.8) está separado en su porción noroeste del cinturón alóctono policíclico por la supuesta línea de $T_{DM} < 1.6$ Ga (Dickin y McNutt, 1990; Dickin y Higgins, 1992) y puede ser dividido en dos supergrupos. El primer grupo, llamado Wakeham, está constituido por rocas sedimentarias depositadas en ambiente extensional, de edad de sedimentación ~ 1.25 Ga y caracterizadas por metamorfismo en facies de esquistos verdes (Martignole et al., 1994); el segundo es el llamado supergrupo Grenville (Wynne-Edwards, 1972) que formaría el basamento de todos los terrenos que componen el "Central Metasedimentary Belt" como, por ejemplo, Bancroft, Elzevir, Frontenac, Adirondacks, etc., cada uno constituido por secuencias supracorticales de naturaleza distinta, metamorfismo de facies anfíbolita - granulita y edades de los protolitos entre ~ 1.3 y ~ 1.0 Ga (McLelland y Isachsen, 1986; Cosca et al., 1992; Easton, 1992; Hanmer y McEachern, 1992; McLelland et al., 1996).

Las rocas plutónicas de edad grenvilliana varían en afinidad geoquímica de calciocalinas, hasta ~ 1.23 Ga (McLelland y Chiarenzelli, 1990; Easton, 1992), a AMCG, < 1.18 Ga, con uno hiatos de ~ 50 Ma (McLelland et al., 1988; Doig, 1991; Emslie y Hegner, 1993; Higgins y van Breemen, 1996; Corrigan y Hanmer, 1997). También si las suites AMCG son generalmente interpretadas como anorogénicas y han sido relacionadas a tectónica extensional, es claro que algunos de estos plutones, como Marcy y Morin (Fig. 1.8) se han emplazado en condiciones sinorogénicas, probablemente favorecidas por episodios de delaminación de la litósfera subsecuente a engrosamiento cortical (Corrigan y Hanmer, 1997).

Referido exclusivamente a la orogénesis grenvilliana, el metamorfismo a escala regional es muy variado, pasando de esquistos verdes en el Central Metasedimentary Belt, a granulita en el Frontenac (Anovitz y Chase, 1990), a anfíbolita superior -granulita inferior en el noroeste (Anovitz y Essene, 1990), también con presiones variadas de 3-4 kbares hasta ~ 8.5 en los Adirondacks (Bohlen et al., 1985), hasta ~ 15 kbares en Labrador (Indares, 1993). Estas diferencias y la ausencia de un padrón de variación claro son, probablemente, el

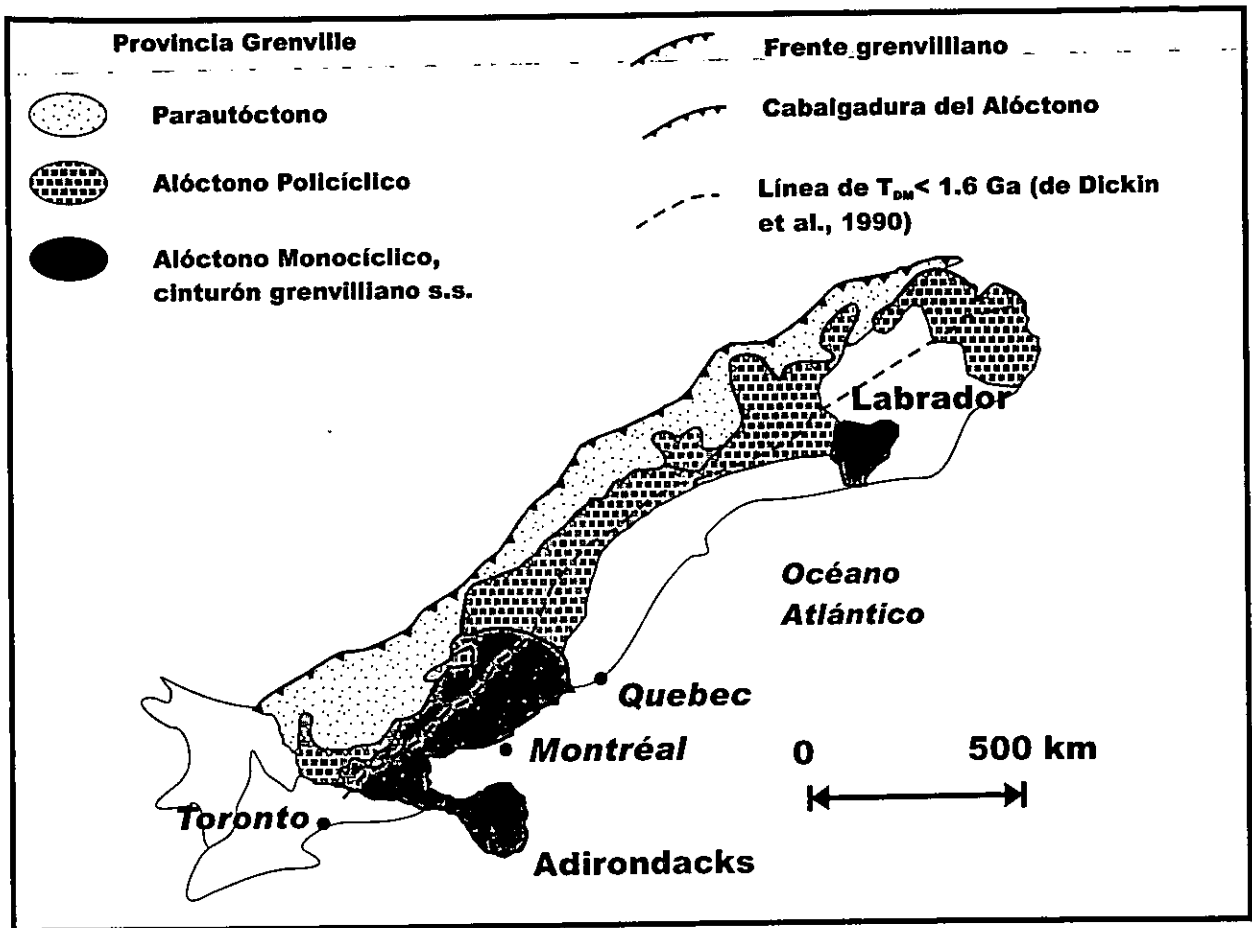


Fig. 1.8. Subdivisión del cinturón Grenville de Norteamérica. Modificado de Corrigan et al., 2000.

resultado de la yuxtaposición de porciones corticales diferentes, de distinta profundidad, durante la acreción y los eventos de deformación.

La actividad tectónica de la margen este de Laurencia, arriba de la cual el orógeno Grenville se ha construido, es bastante compleja dada la sucesión de diferentes pulsos orogénicos. Sin embargo, tiene que quedar claro una vez más que, como orogénesis Grenville, se nombra el evento final de colisión continental, constituido por tres pulsaciones tectónicas a ~1,190-1,140 Ma (Shawinigan), 1,080-1,040 Ma (Ottawan) y, finalmente, 1,000-980 Ma (Rigolet) según Rivers (1997).

1.5.2 Texas

Las rocas grenvillianas en Texas están compuestas por secuencias supracorticales, y rocas ígneas de edad 1360-1232 Ma, expuestas en el Llano Uplift, y metamorfoseadas en condiciones de facies de anfíbolita superior – granulita inferior (Mosher, 1998). En la misma localidad una sutura está presente entre una porción cratónica y un arco exótico, de edad 1380–1327 Ma. La colisión entre estas dos entidades fue inferida a ~ 1,250 Ma (Roback, 1996), mientras que un segundo episodio orogénico ocurrió a ~1,140 – 1,130 Ma (Rougvie et al., 1996), seguido por la intrusión de plutones a ~ 1,090 – 1,070 Ma.

1.5.3 Escandinavia

En el orógeno sueco-noruego diferentes terrenos muestran edades de protolitos entre los 1,590 y los 1,780 Ma, y que fueron diferentemente involucrados en la orogénesis sueco-noruega entre 1,200 y 900 Ma (referencias en Romer y Smeds, 1996). Limitándose a las edades que mejor se comparan con las encontradas en Oaxaquia, es decir < 1,400 Ma, se encuentran secuencias de riolitas y basaltos de edad ~ 1,150 Ma con firma de subducción y de MORB (Starmer, 1996), acompañadas por metamorfismo granulítico en el sector Bamble, a ~ 1,140 Ma (Cosca et al., 1998). El episodio mayor de deformación y metamorfismo en facies de anfíbolita ocurrió a 1,100-1,070 Ma (Starmer, 1996), y puede ser el resultante de la colisión entre Laurencia y Báltica durante la orogénesis ottawana (ver también arriba). La deformación y metamorfismo se extendió hasta ~980 Ma (Romer, 1996; Romer y Smeds, 1996), seguida por intrusiones post tectónicas en el intervalo 930-920 Ma.

1.5.4 Macizo de Arequipa, Perú

El macizo de Arequipa, en Perú, está conformado por una secuencia de metasedimentos, migmatitas y gneisses dioríticos metamorfoseados en facies de granulita, con picos fechados por medio de U-Pb en ~ 1,200 y ~ 970 ± 20 Ma (Wasteneys et al., 1995). Estos gneisses están cubiertos por metasedimentos de edad Neoproterozoica y metamorfoseados en facies de esquisto verde (Shackleton et al., 1979).

1.5.5 Macizos colombianos

Distintos macizos colombianos presentan rocas de basamento de ~ 1 Ga. El macizo de Garzón está compuesto por charnoquitas, granulitas, mármoles y migmatitas. Una muestra de

augen gneiss fechada por U-Pb da una cuerda con una intersección superior de $1,088 \pm 6$ Ma, interpretada por los autores como indicativa de la orogénesis orinoquense (Restrepo-Pace et al., 1997). Priem et al. (1989) presentan unas isocronas de Rb-Sr en granulitas del Macizo Garzón, con edades distintas y errores grandes, pero que indican una componente de $\sim 1,130$ - $1,180$ Ma.

El macizo de Santander también presenta metasedimentos y anfibolitas en facies de anfibolita superior, fechados por medio de K-Ar en hornblenda a 945 ± 40 Ma (Goldsmith et al., 1971).

El macizo de Santa Marta está compuesto por gneises granulíticos asociados con anortositas y nelsonitas, con edades de Rb-Sr de $\sim 1,300 \pm 100$ y 752 ± 70 Ma (referencias en Keppie y Ortega-Gutiérrez, 1999). Restrepo-Pace et al. (1997) reportan también edades de U-Pb sobre zircones del macizo de Santa Marta, grandemente discordantes y comprendidas entre ~ 1540 y $1,037$ Ma (edades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

1.5.6 Macizos del oeste de Bolivia

Tosdal (1996) fechó, por medio de U-Pb sobre zircones, unos clastos en el miembro basal de la Formación Mauri, en el oeste de Bolivia. Los clastos de augen gneiss dieron intersecciones superiores de $1,158 \pm 12$ y $1,171 \pm 20$ Ma, interpretadas como la edad de los protolitos. Un clasto de granofels arrojó una intersección superior de $1,100 \pm 17$ Ma, interpretada como la edad del protolito granítico, mientras que la intersección superior de $1,080 \pm 40$ Ma obtenida sobre un clasto migmatítico fue interpretada como indicativa de la edad de un evento de alto grado.

1.5.7 Orógeno Sunsas, Bolivia y Brasil

El orógeno Sunsas bordea el cratón amazónico en su porción oeste, y fue activo hasta hace ~ 980 Ma. Litherland et al. (1986) reportan la edad del evento orogénico Sunsas como entre $1,100$ y 900 Ma, y fecharon granitos sintectónicos en $\sim 1,100$ Ma. El complejo alcalino Rincón del Tigre ha sido fechado por Litherland y Bloomfield (1981), mientras que edades de K-Ar y Rb-Sr en granitoides y rocas máficas han sido reportadas por varios autores (Priem et al., 1989, y también referencias en Sadowski y Bettencourt, 1996) entre $1,050$ y ~ 950 Ma. Bettencourt et al. (1999) reportan, finalmente, edades de U-Pb entre $1,082$ y $1,074$ Ma y de 998 - 974 Ma para granitos rapakivi.

1.5.8 Antártida

Diferentes rocas metamórficas de alto grado han sido reconocidas y descritas en la porción este de Antártida, como constituyentes de los cinturones móviles de edad proterozoica que bordean los cratones arqueanos. En el Complejo Rayner, Black et al. (1987) describen diferentes episodios magmáticos fechados por medio de U-Pb y Rb-Sr entre $\sim 1,000$ y $1,200$ Ma, seguidos por metamorfismo granulítico en ~ 960 Ma con intrusión de granitoides sintectónicos. En las North Prince Charles Mountains se han descrito episodios de magmatismo sin hasta post tectónicos entre los $\sim 990 \pm 30$ Ma (Kinny et al., 1997) y los 954 ± 12 Ma (Boger et al., 2000) por medio de U-Pb (SHRIMP y técnica convencional), siendo las

edades más antiguas coincidentes con el metamorfismo granulítico. Manton et al. (1992) fecharon, por medio de U-Pb, el magmatismo en leucogneiss en la Península Jetty en $\sim 940 \pm 20$ Ma. En las islas Windmill, Tingey (1991) reporta edades de $\sim 1,200 - \sim 1,040$ Ma para la deformación y metamorfismo granulítico calculadas por medio de Rb-Sr y K-Ar. En la región de Coast Maud Land Jacobs et al. (1998) reportan edades magmáticas de U-Pb de $\sim 1,140$ Ma, seguidas por metamorfismo granulítico y deformación en $1,060 - 1,040$ Ma.

1.5.9 Musgrave Block, Australia

Este área está compuesta por ortogneises y metasedimentos que presentan rasgos de deformación múltiple y metamorfismo que alcanzó la facies de granulita. Las edades de U-Pb por medio de SHRIMP, presentadas por White et al. (1999), indican la existencia de un primer evento tectonotérmico en $\sim 1,300$ Ma, pobremente preservado, seguido por metamorfismo granulítico en $\sim 1,200$ Ma, extensión acompañada por magmatismo félsico a $1,150 - 1,200$ Ma e intrusión de gabros en $\sim 1,070$ Ma.

1.5.10 Macizos grenvillianos en los Appalaches

Diferentes macizos de edad Proterozoico Medio han sido reconocidos y descritos por diferentes autores (por ejemplo, Bartholomew et al., 1984; Bartholomew y Lewis, 1992; Miller et al., 1996; Sinha et al., 1996; Aleinikoff et al., 1996; Aleinikoff et al., 2000). Estos macizos están localizados en el dominio de los Appalaches denominado Blue Ridge, el cual forma el núcleo del orógeno (Hatcher, 1989). Algunos de estos macizos también se han reconocido más al este, en el que se conoce como "Appalachian Piedmont", por ejemplo el terreno Goochland (Aleinikoff et al., 1996) y el Mars Hill (Bartholomew y Lewis, 1992). Algunos de estos terrenos tienen edades geocronológicas interesantes, que pudieran ser útiles al fin de correlación con el grenvilliano de México. A reserva de discutir más datos en el capítulo conclusivo, se pueden introducir aquí las edades en el terreno Goochland por Aleinikoff et al. (1996), quienes calcularon una edad de cristalización en la anortosita Montpellier de $\sim 1,045$ Ma, con metamorfismo de $\sim 1,011$ Ma. Adicionalmente se pueden tomar en consideración los datos de Miller et al. (1996) en el Complejo Blair River, en la isla Cape Breton (Canada), quienes calcularon edades de cristalización de $\sim 1,080$ Ma en una sienita y de $> 1,217$ en gneises granulítico, los dos metamorfoseados a $1,035 \pm 10$ Ma, a los como se añade una edad metamórfica sobre anortosita de ~ 996 Ma. Existen otras edades calculadas por ejemplo en los Baltimore domes (Whetherill et al., 1968), pero generalmente se trata de edades calculadas por medio de Rb-Sr, o edades sobre fracciones de zircón, por medio de U-Pb, pero en fracciones enormes, utilizadas cuando la técnica de fechamiento estaba todavía en su etapa de desarrollo (por ejemplo Tilton et al., 1970). Su valor es entonces muy bajo con fines de correlaciones precisas.

2. Geología del área de estudio

2.1 Área de estudio y metodología

La porción de Complejo Oaxaqueño seleccionada para este trabajo se extiende en un área de alrededor de 350 km², localizada unos 40 km al noroeste de la ciudad de Oaxaca, entre los pueblos de Asunción Nochixtlán al oeste y San Francisco Telixtlahuaca al este. El área de estudio está atravesada por dos carreteras pavimentadas, la supercarretera de cuota Cuacnopalán - Tehuacán - Oaxaca (km 188 y 220 aproximadamente), y la carretera federal 190 (km 110 y 157 aproximadamente) respectivamente. Estas dos carreteras corren casi paralelamente, intersectándose hacia el este del área de estudio y, afortunadamente, cortan las rocas casi paralelamente al echado regional, permitiendo el afloramiento casi continuo de dos secciones de casi 80 km de longitud total. Los afloramientos a lo largo de la autopista, además, presentan rocas en buenas condiciones de conservación, por lo tanto, el muestreo para geocronología y especialmente para geoquímica, que requieren de rocas sin intemperismo, se efectuó en su gran mayoría a lo largo de ésta última. La presencia de buenos afloramientos a lo largo de estas dos carreteras compensan los mediocres a lo largo de los pocos cauces de ríos que cortan la zona estudiada y los pocos estudios previos, anteriormente citados, en esta área, son los motivos principales que guiaron en su selección como área de estudio.

Seleccionando cuidadosamente los litotipos más adecuados, se tomaron muestras para realizar un total de alrededor de 230 láminas delgadas, de las cuales 70 fueron orientadas para las observaciones microestructurales, además de tomar las muestras para geocronología y análisis geoquímico, que se describirán en los próximos capítulos.

2.2 Descripción de las principales litologías reconocidas

El reconocimiento geológico fue llevado a cabo por medio de la combinación del trabajo de campo y el estudio petrográfico de las muestras tomadas durante éste. La litología de los protolitos reconocidos durante este trabajo y su abundancia permiten definir el área estudiada como constituida por un 50% por rocas ígneas intrusivas, que intrusionan o están intercaladas con rocas pertenecientes a una secuencia sedimentaria. La Fig. 2.1 es una representación esquemática de la geología del área estudiada, en donde las rocas metasedimentarias afloran en la parte central y, en menor medida e intercaladas con ortogneises, en la parte oeste. La unidad representada como rocas metasedimentarias (paragneises) en la Fig. 2.1, está caracterizada por abundantes intrusiones menores como pegmatitas, diques básicos, diabasas, no representables individualmente a la escala del dibujo. Por otra parte, de las rocas metasedimentarias reconocidas, algunas de las muestras tomadas carecen de minerales índice típicos de ambientes sedimentarios, tales como silimanita y aluminosilicatos en general, cordierita, micas, granate y grafito. Por lo tanto, y considerando que el metamorfismo en facies de granulita tiene la textura granoblástica típica, producida por la intensa recrystalización de los minerales originarios, con juntas entre los granos de 120° que, generalmente, cancelan las estructuras primarias entre los minerales, el reconocimiento de los protolitos sedimentarios es un trabajo complicado y la interpretación siempre deja lugar a dudas. Sin embargo, la combinación de trabajo de campo, con el estudio petrográfico en lámina delgada de las muestras tomadas, ha permitido reconocer diferentes litologías, cuyas características se describirán a continuación.

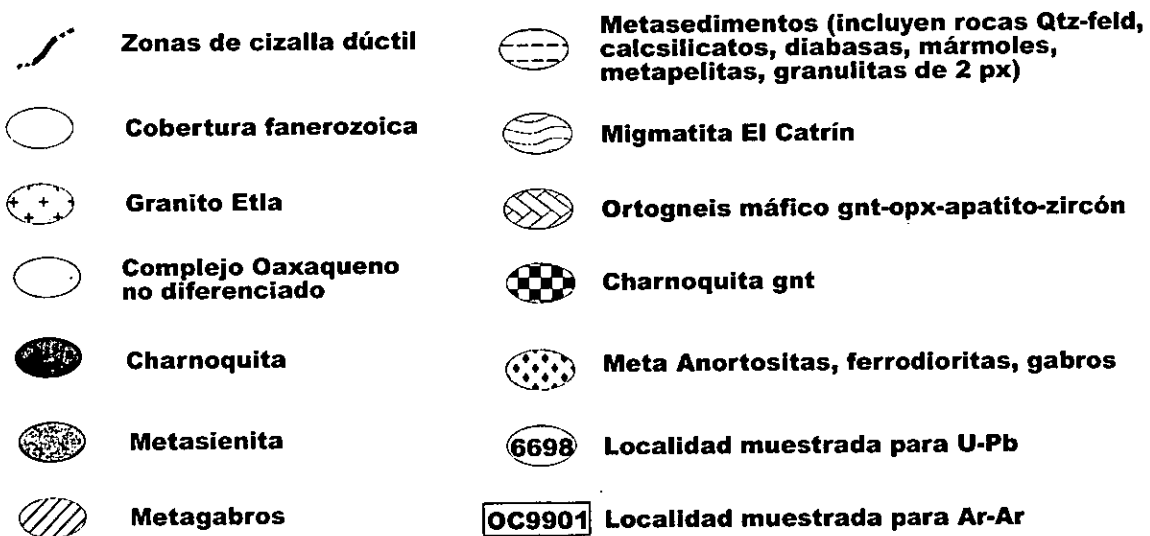
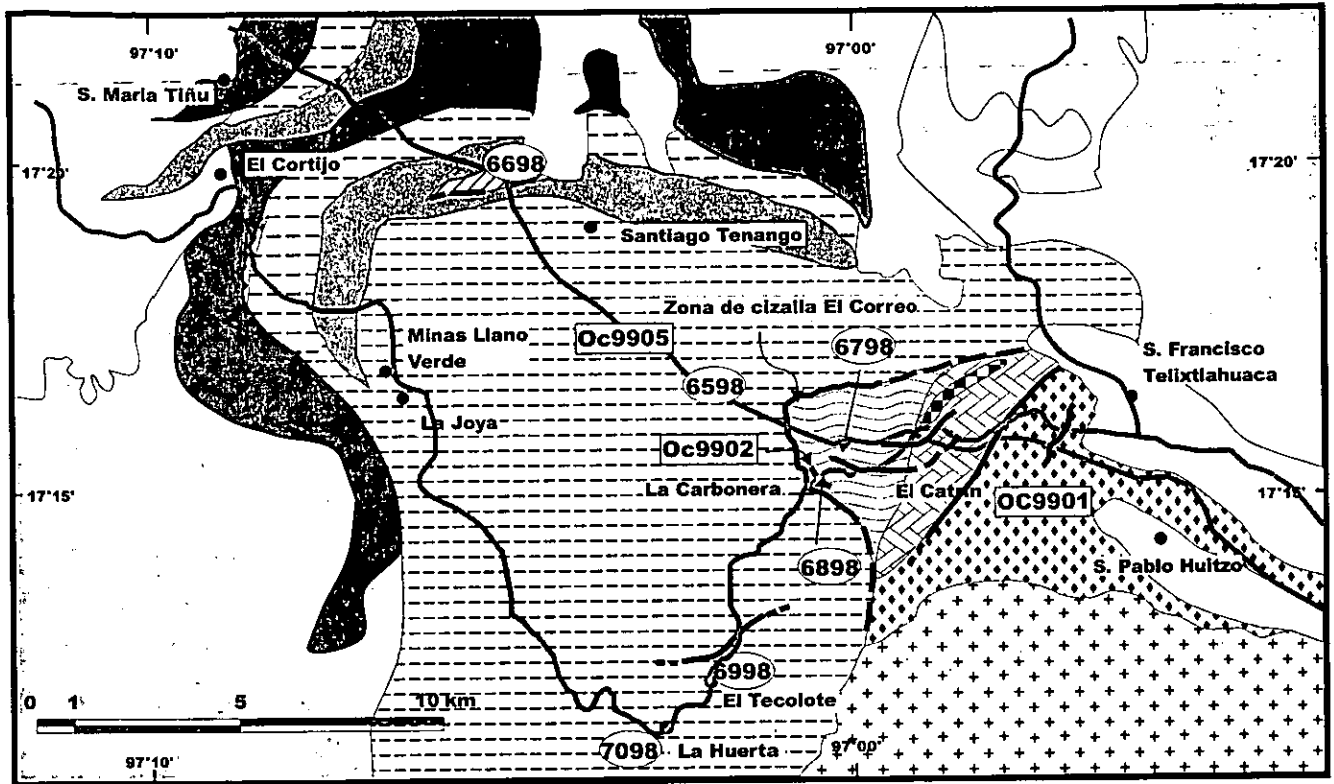


Figura 2.1. Esquema geológico simplificado del área de estudio. Están reportadas las localidades en donde se realizó el muestreo para geocronología, discutido en el capítulo 3.

2.2.1 Charnoquita

Las charnoquitas afloran en el oeste del área de estudio (Fig. 2.1), en dos franjas principales de alrededor de 100 m de espesor, y otras bandas de menor espesor, generalmente intercaladas con sienitas y otros intrusivos. Una banda más pequeña, alrededor de 30 m de espesor, aflora también en el este del área, y está genéticamente asociada con el complejo anortosítico (ver más adelante). Se presenta, en afloramiento y muestras de mano, como una roca de color verdoso oscuro hasta azulado, con tamaño de grano menor de 1 cm, generalmente ~0.5 cm, y una foliación y lineación bien marcadas.

El estudio petrográfico revela una mineralogía compuesta por cuarzo, feldespato alcalino perítico, plagioclasa (An₃₅), hiperstena, clinopiroxena y hornblenda. Los minerales accesorios son apatita, zircón y magnetita, mientras que en las porciones más alteradas sausruta y sericita alteran la plagioclasa. Las piroxenas, especialmente la hiperstena, son frecuentemente alteradas por minerales como uralita, tremolita en combinación con talco y material micáceo. La biotita se ha observado en pequeños cristales tardíos con respecto de la paragénesis de alto grado y cuyo color verdoso sugiere una cristalización de bajo grado metamórfico. La hornblenda y piroxenas definen una lineación mineral pero no tienen deformación interna, mientras que el cuarzo está frecuentemente deformado hasta formar listones con extinción ondulosa y otras microestructuras que se describirán a continuación. Algunas de las capas de charnoquita presentan también granate hasta 5 mm de tamaño, que no presenta ningún episodio rotacional o deformación intracrystalina.

2.2.2 Sienita

La sienita también es uno de los litotipos proto-magmáticos más abundantes, formando dos franjas continuas y plegadas en la parte oeste y norte del área estudiada con alrededor de 80 m de espesor. Tiene color rosado en muestra de mano y afloramiento, conferido por la enorme abundancia de feldespato potásico meso y micropertítico, el cual tiene un tamaño de hasta 1.5 cm de grosor. Así como la charnoquita, la sienita está foliada e intensamente lineada. Microscópicamente está caracterizada por feldespato potásico, con pertitas bien desarrolladas que alcanzan los 0.5 mm de espesor, cuarzo, plagioclasa (generalmente bastante escasa), hornblenda verde, biotita café en gruesos cristales, ortopiroxena y clinopiroxena, escasa alanita de color café rojizo, característica que sugiere una cristalización metamórfica. Aunque la hornblenda y la biotita están siempre presentes en la sienita confiriéndole la lineación y foliación observables también macroscópicamente, las piroxenas han sido observadas exclusivamente en una lámina delgada, lo que probablemente indica una abundancia menor con respecto a los otros dos minerales máficos, en comparación con lo observado en las charnoquitas. La apatita, zircón y magnetita son accesorios comunes, y en una de las láminas cortadas se han observado también sulfuros de probable origen secundario.

2.2.3 Paragneises

En esta unidad se agrupan litologías diferentes algunas de las como, como se explicó arriba, son intrusivos de menor tamaño no representables en el mapa. El litotipo más

abundante está constituido por gneises leucocráticos de grano fino, compuestos por cuarzo, plagioclasa, y cantidades variables de grafito, micas (generalmente biotita muy alterada por clorita, tremolita, epidota y sericita), granate, hornblenda, espinela, y corindón. Se ha observado también un mineral máfico, cuya retrogresión es completa a tremolita + uralita, que bien pudiera haber sido clinopiroxena. En los litotipos de composición más aluminosa la silimanita está presente en cristales tabulares, junto con el granate. El rutilo también se puede encontrar en gruesos cristales color café oscuro, o en pequeñas agujas, como inclusión en el cuarzo. No se ha observado, en las muestras tomadas durante el desarrollo de este trabajo, cordierita, aunque este mineral ha sido previamente descrito en el Complejo Oaxaqueño por Bloomfield y Ortega-Gutiérrez (1975).

La variabilidad mineralógico - composicional es grande, y se pasa de afloramientos caracterizados exclusivamente por gneiss de cuarzo y plagioclasa, a bandas en las que abunda el granate para después desaparecer de manera repentina. Los mármoles varían en composición de calcita pura, con trazas de grafito, cuarzo y clinopiroxena, hasta términos más impuros en los que a la calcita se suman clinopiroxena (diópsido y fasaita), olivino, grafito, escapolita, cuarzo, flogopita, sulfuros como pirrotita, y microclina. Estos minerales pueden alcanzar en abundancia a la calcita y también superarla. Los calcosilicatos están principalmente compuestos por silicatos de Ca como escapolita, augita, titanita, diópsido. Algunos de éstos pueden tener una textura pegmatítica y un tamaño de grano que puede alcanzar los 15 - 20 cm para un único cristal de escapolita o augita. La génesis de estos mármoles, pegmatitas carbonáticas y calcosilicatos es de atribuirse a la fusión y removilización de sedimentos carbonáticos y a su reinyección durante el metamorfismo en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez 1984). La presencia de mármol es un carácter distintivo de la porción metasedimentaria de la unidad supracortical, aunque afuera de ésta están también presentes, pero con una abundancia mucho menor y están limitados a pegmatitas de espesor de menos de 2 - 3 m, que cortan la foliación del encajonante. Adentro de los paragneises se han observado también diques máficos, anfibolitas y diabasas caracterizados por hornblenda, tremolita, actinolita, plagioclasa, biotita y minerales opacos como magnetita e ilmenita. Estos diques máficos son generalmente concordantes con la foliación, y muy frecuentemente están plegados como el encajonante. Por su composición es posible que, en realidad, algunos de estos diques básicos sean el producto del metamorfismo de alto grado de sedimentos dolomíticos impuros (cfr. Ortega-Gutiérrez, 1984). Algunos de los gneises cuarzo feldespáticos reconocidos en esta unidad pueden también ser el producto del metamorfismo granulítico de rocas sedimentarias, especialmente con base en la asociación litológica con mármoles, calcosilicatos impuros y verdaderas pegmatitas carbonáticas.

2.2.4 Migmatita El Catrín

La migmatita El Catrín toma el nombre del paraje homónimo, localizado al km 150.5 de la Carretera Federal 190. Está constituida por una secuencia de gneises de espesor global de ~1.5 km, caracterizados por una porción central intensamente migmatizada (alrededor de 350 m de espesor) y las dos porciones superior e inferior bandeadas. La porción migmatítica está caracterizada por un leucosoma, o leucosoma, que forma vetas de hasta 20 cm de espesor máximo, inyectando a un melanosoma de color gris oscuro, cuyos niveles también tienen un espesor limitado a 5-20 cm. Ambas porciones están plegadas por al menos dos eventos de

deformación que se describirán más adelante, y varían desde estromáticos hasta nebulíticos en estructura (usando la nomenclatura propuesta por Mehnert, 1968). El leucosoma contiene cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, alanita y biotita y, como accesorios, zircón y apatito. Epidota, calcita y clorita son minerales secundarios, que substituyen minerales máficos a lo largo de bandas plegadas. La porción melanocrática está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato, hiperstena y clinopiroxena, conteniendo los mismos minerales accesorios y secundarios que el leucosoma. Son frecuentes también miembros más máficos, en los que falta casi completamente el cuarzo, y cuya mineralogía está representada por plagioclasa, piroxenas, hornblenda, biotita, escapolita y opacos. Exclusivamente basándose en la mineralogía de las porciones menos deformadas, las cuales afloran a lo largo de la autopista, se podría interpretar el protolito de la migmatita. Efectivamente faltan minerales ricos en Al que pudieran indicar una composición sedimentaria, y las rocas más uniformes muestreadas afuera de la zona migmatizada son de composición bastante máfica y por esto podrían ser interpretadas como de composición primaria gabro - diorítica.

2.2.5 Ortogneises máficos

Los gneises máficos componen una franja de alrededor de 800 m de espesor que afloran en el este del área estudiada. Afloran a lo largo de la Carretera Federal 190, así como en una vereda en las cercanías de la autopista (km 214.5). Son de coloración verdosa, oscura, con bandeamiento visible aunque mucho menos marcado que en otros protolitos. Están compuestos por ortopiroxeno augítico, clinopiroxeno, granate, plagioclasa, cuarzo, microclina (escasa) y alrededor del 5-8 % de zircón y apatito, que crean verdaderas acumulaciones. En al menos una localidad se ha observado la presencia de rastros de pigeonita invertida con exsoluciones de clinopiroxena. Siendo la pigeonita una ortopiroxena magmática en origen, se puede interpretar este cuerpo máfico como ígneo, y afectado subsecuentemente por el metamorfismo granulítico. Los minerales opacos, especialmente magnetita, son también abundantes.

2.2.6 Meta-anortosita

Esta unidad aflora por completo en la parte oriental del área de estudio. Se caracteriza por una intercalación de bandas máficas dioríticas, hasta 100 m en espesor, con meta-anortosita que varía de masiva hasta bandeada aproximándose al contacto con las unidades sobreyacentes.

La diorita está compuesta por plagioclasa, máficos que muestran una retrogresión completa a tremolita + uralita + biotita + cuarzo, hornblenda de color verde, abundantes opacos (ilmenita y magnetita), alanita café, apatito y raramente zircón. La ferrodiorita pasa de masiva a fuertemente lineada, con una lineación mineral compuesta por plagioclasa y listones caracterizados por opacos y apatito. Los minerales opacos muestran coronas muy bien desarrolladas de uralita y biotita.

La meta-anortosita está compuesta casi exclusivamente por plagioclasa, generalmente de la composición de la oligoclasa - andesina. Minerales accesorios son ilmenita, magnetita, apatito y zircón escaso. Los primeros tres forman frecuentemente acumulaciones características, conocidas con el nombre de nelsonitas. Estas son el producto de cristalización

de líquidos inmiscibles (Darling y Florence, 1995) y forman nódulos y disseminaciones adentro de bandas de hasta 1.5 m de espesor, verdaderas vetas importantes por ser yacimientos de Ti. Los minerales secundarios reconocidos en la anortosita son calcita, clorita y epidota, que frecuentemente cristalizan a lo largo de fracturas.

2.2.7 Gabros

Aunque volumétricamente inferiores, los gabros reconocidos pueden tener una importancia particular para las interpretaciones tectónicas y geoquímicas, tratándose en general de magmas primitivos y cuya firma geoquímica no ha sufrido, particularmente, de procesos de fraccionación significativos. En general la mineralogía está compuesta por plagioclasa (% An= 25), clinopiroxena (augita), hornblenda, magnetita, biotita escasa, y minerales accesorios como apatito y zircón. Se han reconocido también minerales frecuentes de alteración como uralita, clorita, sericita y epidota. Entre otros se destacan los dos cuerpos de gabro muestreados para fechamiento a lo largo de la autopista, en el km 199.5 (muestra 66A98), y adentro del cuerpo anortosítico (muestra OC9901), a lo largo del arroyo que alimenta la presa de Los Cuajilotes, ubicada en la porción E del área estudiada, en el municipio de S. Pablo Huitzo. Estas dos localidades se detallarán en el capítulo de geocronología.

2.2.8 Pegmatitas

Además de las pegmatitas carbonáticas descritas anteriormente, el Complejo Oaxaqueño está caracterizado, en la zona de estudio, por la presencia de una variedad de pegmatitas graníticas de coloración diferente, grado de deformación y relaciones con el encajonante. En general, la mineralogía de estas pegmatitas está representada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, microclina, hornblenda, biotita, con apatito, zircón y opacos como minerales accesorios. Calcita, sericita, sausruta y epidota son los minerales de alteración más comunes reconocidos. El espesor de estos cuerpos varía entre los pocos centímetros hasta decenas de metros. Siendo importantes para la reconstrucción estructural y para la información sobre el estado de deformación, las pegmatitas más importantes serán descritas en los próximos capítulos.

2.3 Introducción a la reconstrucción estructural

El reconocimiento de los litotipos previamente descritos, de sus contactos y relaciones de campo, ha permitido reconstruir a grandes rasgos las relaciones que estas rocas guardan y que están representadas en la columna estructural de la Fig. 2.2. Si bien las características estructurales de la porción norte del Complejo Oaxaqueño se describirán y discutirán detalladamente en los capítulos 4 y 5, y sus edades isotópicas en el capítulo 3, es importante introducir aquí, como marco de referencia, la secuencia estructural reconstruida en el área de estudio.

Como se mencionó previamente, el corte a lo largo de las dos carreteras pavimentadas es casi paralelo al echado de las capas, de tal manera que la geología representada en el mapa de la Fig. 2.1 es en realidad una sección oblicua que se puede seguir, moviéndose de ESE hacia WNW, de la base estructural de la secuencia hacia su cima. Las mismas relaciones

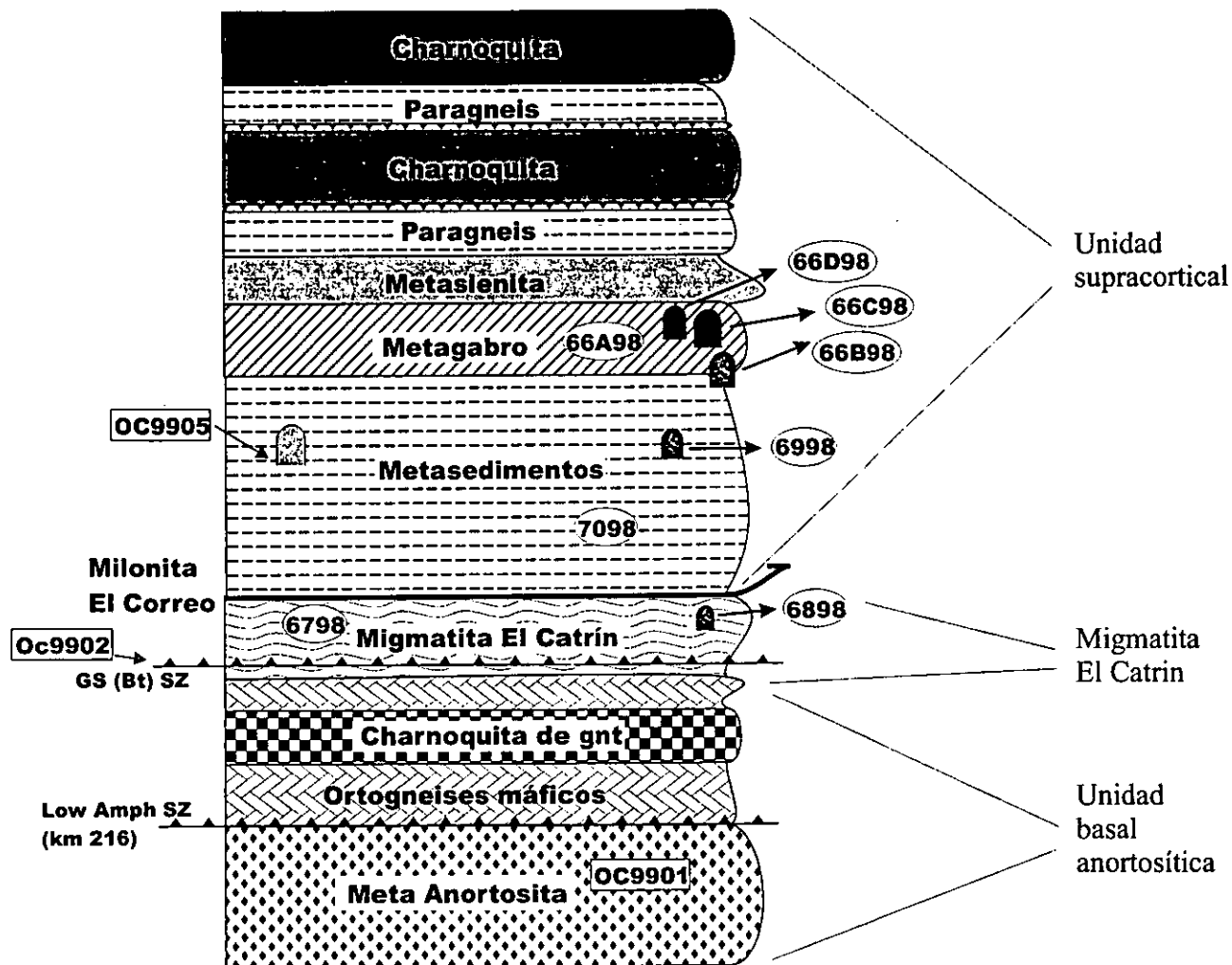


Figura 2.2. Columna estructural compuesta para el área de estudio. Los símbolos y los patrones de relleno son como en Fig. 2.1. Ver el texto para la descripción.

estratigráfico-estructurales están representadas de manera esquemática en la columna estructural compuesta de la Fig. 2.2. Desde la base a la cima de la secuencia, y desde el ESE hacia el WNW, se observan:

1. El complejo meta anortosítico representa la parte más profunda de la secuencia estudiada, que en el área objeto de este estudio tiene un espesor de alrededor de 1,500 m. La base de esta secuencia no ha sido observada, continuando la anortosita más al sur (mapa esquemático en Ortega-Gutiérrez (1981). Las ferrodioritas y anortositas intercaladas están en contacto tectónico por medio de una zona de cizalla dúctil, con unos gneises máficos de grano fino. Esta zona de cizalla aflora claramente en al menos dos localidades, a lo largo de la autopista (km 216.2) y de la Carretera Federal 190 (km 157 aproximadamente). La zona de cizalla está representada en el mapa de la Fig. 2.1 y en la columna de la Fig. 2.2 y será descrita en detalle más adelante. Los gneises máficos afloran de manera discontinua desde la zona de cizalla mencionada, alcanzando un espesor total de 1 km. A lo largo de la autopista están casi completamente transformados en una regolita, a causa de la intensa alteración. El contacto superior con la unidad migmatítica está escasamente expuesto a lo largo de la Carretera Federal, donde los gneises máficos tienen un espesor limitado y alteración intensa, además de ser complicado por tectónica frágil. Es entonces difícil establecer con exactitud la naturaleza de si este contacto es primario (intrusivo) o tectónico, pero las observaciones efectuadas en el puente en donde la Carretera Federal 190 cruza por encima de la autopista, sugieren que estos gneises sean en realidad, intrusivos con respecto de las migmatitas. Su contacto sería, por lo tanto, primario. En apoyo a esta interpretación se puede mencionar la presencia de diques anortosíticos delgados (50 - 80 cm), que claramente intrusionan las migmatitas.

2. La unidad litotectónica sobreyacente está representada por los gneises migmatíticos, que tienen un espesor aproximado de 1,500 m. Su contacto de techo con los paragneises está claramente afectado por cizalla dúctil, expuesta en la Carretera Federal entre los km 146 y 148 aproximadamente (milonita El Correo, ver párrafo 4.5).

3. Los paragneises caracterizan la tercera unidad, que sobreyace a las migmatitas y tiene un espesor aproximado de 9,000 m. Al techo de la secuencia esta unidad está caracterizada por una alternancia de rocas metaígneas, de composición charnoquítica, sienítica, granítica, y gabroide, alternadas e intercaladas con estratos metasedimentarios. Las rocas metaígneas varían en espesor entre los 100 y 400 m, mientras que los metasedimentos intercalados tienen espesores menores de 100 m. De acuerdo con Keppie et al. (en prensa) que, en la porción sur del Complejo Oaxaqueño han interpretado una secuencia similar de metasedimentos con intercaladas rocas metaígneas, posiblemente volcánicas, como perteneciente a una secuencia supracortical, esta unidad superior se denominará, en los siguientes capítulos, como unidad supracortical.

3. Geocronología de U-Pb y Ar-Ar

3.1 Metodología y objetivos

Como se explicó anteriormente uno de los objetivos de este trabajo fue el de producir datos geocronológicos para que las edades absolutas permitieran una mejor interpretación de los eventos tectónicos y aclarar algunas de las observaciones de campo, cuya interpretación quedaría, de otra manera, dudosa.

La geocronología de U-Pb sobre zircones es, como se mencionó anteriormente, el mejor método para fechar rocas precámbricas afectadas por metamorfismo de alto grado. Es entonces el método que se adoptó para la realización de los fechamientos en este trabajo, y los fechamientos se realizaron en dos partes. Durante la primera fase (1998), las rocas seleccionadas se procesaron y fecharon en los laboratorios de la Universidad de California en Santa Cruz (UCSC), en donde la metodología analítica de U-Pb ya estaba bien implementada. Paralelamente (verano 1998 - verano 2001), se procedió con la realización de los primeros experimentos y pruebas para implementar tal técnica en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) cuyos laboratorios de química ultrapura están localizados en el Instituto de Geofísica, UNAM. Por cuanto se refiere a la metodología analítica utilizada en la UCSC se hace referencia a Lopez et al. (2001), y los lineamientos principales están reportados en el Apéndice, así como los "raw data" de los análisis efectuados.

Adicionalmente, algunas de las rocas muestreadas durante el trabajo de campo se han fechado también por medio de Ar-Ar en los Laboratorios de la Universidad de Auburn, Alabama, bajo la supervisión del Dr. Hames. Las técnicas analíticas empleadas están reportadas en Hames y Bowring (1994) y Hames y Cheney (1997). La separación de minerales a fechar, micas y/o hornblenda, se efectuó en los laboratorios del Instituto de Geología mediante quebradora, pulverizadora, mesa vibradora, separador magnético Frantz y finalmente selección bajo el microscopio binocular.

3.2 Geocronología de U-Pb

Se presentan en este párrafo las edades obtenidas por medio de fechamiento por U-Pb sobre zircones, ordenándola de la más antigua a la más joven. Las localidades muestreadas para geocronología de U-Pb están representadas en la Fig. 2.1. Cabe mencionar que, de los análisis efectuados en diferentes muestras, la mayoría es concordante adentro del error o ligeramente discordante, y esto es un detalle que bien habla de la precisión analítica, capacidad instrumental además de la calidad del material seleccionado para los fechamientos. Las edades están resumidas en la Tabla 3.1.

3.2.1 Migmatita El Catrín 67A y 67B98

La migmatita El Catrín es la muestra más antigua entre las fechadas. Se colectaron dos muestras, de aproximadamente 15 kg cada una a lo largo de la Carretera Federal 190 (Fig. 2.1). La muestra 67A98 está compuesta por un melanosoma oscuro que aflora en bandas de hasta 15 cm de espesor. La muestra 67B98 es el leucosoma (o leucosoma) producido, supuestamente, durante la migmatización. La muestra 67C98 es, en fin, un pequeño dique leucocrático. Las dos primeras se tomaron en las bandas más gruesas de cada litología, cuidando de evitar contaminaciones recíprocas. Con la muestra de

Tabla 3.1. Datos geocronológicos de U-Pb para la porción Norte del Complejo Oaxaqueño

Fracción*	Peso (mg)	U ppm	Pb Total ppm	Com. Pb pg	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb			²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U			²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U			²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*			²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U			²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U			²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*			% disc.
					Razones observadas†			Razones atómicas			Edad (Ma)††																					
Migmatita El Catrin Paleosoma, 67A98																																
1, lbc, 1 gm	0.009	688	154	31	2,784	0.08416	0.09204	0.21850	2.5355	0.08416	1274	1282	1296 ± 2	1.7																		
2, prism, 3 grms	0.013	524	120	22	4,278	0.08380	0.13669	0.21689	2.5059	0.0838	1265	1274	1288 ± 4	1.7																		
3, lbc, abr, 1 gm	0.013	650	138	21	5,300	0.08198	0.08259	0.21050	2.3793	0.08560	1231	1236	1245 ± 1	1.1																		
Migmatita El Catrin Neosoma, 67B98 dique largo																																
4, nm, elong, abr, 1 gr	0.015	78	18	22	695	0.07956	0.14602	0.19890	2.1821	0.07953	1169	1175	1186 ± 4	1.4																		
5, nm, elong, abr, 1 gm	0.029	67	12	9	2,473	0.07509	0.04526	0.17978	1.8613	0.07508	1066	1067	1071 ± 3	0.5																		
6, nm, eq, 11 grms	0.125	67	12	8	11,602	0.07668	0.06707	0.18524	1.9586	0.07668	1096	1101	1113 ± 1	1.6																		
7, nm, irreg, 2 grms	0.012	91	16	10	11,539	0.07449	0.08008	0.17607	1.8084	0.07449	1045	1048	1055 ± 1	0.9																		
8, nm, eq, abr, 1 gm	0.052	68	14	18	475	0.07603	0.10277	0.18387	1.9276	0.07598	1088	1091	1096 ± 4	0.7																		
9, nm, abr, 1 gm	0.015	527	112	31	3,135	0.07895	0.16754	0.19536	2.1265	0.07894	1150	1157	1171 ± 2	1.8																		
10, nm, tip, abr 1 gm	0.020	26	5	4	1,507	0.07643	0.00361	0.18726	1.9733	0.07642	1107	1106	1106 ± 6	0.0																		
11, nm, abr, 1 gm	0.040	84	18	25	1,663	0.07852	0.17063	0.19438	2.1044	0.07852	1145	1150	1160 ± 3	1.3																		
12, md, resorb, 1 gm	0.018	146	42	12	2,546	0.0813	0.7316	0.18259	1.9054	0.07569	1081	1083	1087 ± 5	0.6																		
Migmatita El Catrin Neosoma, 67B98 dique pequeño																																
13, eq, 1 gm	0.010	262	57	21	1,511	0.07957	0.17869	0.19633	2.1541	0.07958	1156	1166	1187 ± 7	2.6																		
Pegmatita foliada 66B98 más una fracción del gabbro encajonante 66A98																																
14, abr, 1 gm lbc	0.047	96	20	37	1,620	0.0859	0.1562	0.19086	2.0287	0.07709	1126	1125	1124 ± 2	-0.2																		
15, abr, lbc, 1 gm	0.135	121	25	185	1,052	0.0911	0.1698	0.1861	1.993	0.07767	1100	1113	1138 ± 2	3.3																		
16, abr, 1 gm, md to prsm	0.158	124	24	98	2,253	0.0815	0.1538	0.1793	1.8582	0.07516	1063	1066	1073 ± 1	0.9																		
17, abr, 1 gm, md to prsm	0.035	147	31	3	71,263	0.078	0.1804	0.19183	2.0566	0.07776	1131	1135	1141 ± 1	0.9																		
18, Rnd ellipse, clear, abr, 1 gm	0.061	113	25	125	641	0.1	0.2175	0.19151	2.057	0.0779	1130	1135	1144 ± 19	1.2																		
19, Res., cir, frag.	1.07	-	-	111	5,623	0.0806	0.1526	0.19134	2.0621	0.07816	1129	1136	1151 ± 1	1.9																		
20, 66A98, 1 gm, elong.	0.019	327	63	12	6,038	0.0803	0.0881	0.192	2.0628	0.07792	1132	1136	1145 ± 2	1.1																		
Pegmatita sin milonítica 6898																																
21, elong, abr 1 gm	0.052	41	8	9	2,097	0.07706	0.19122	0.17607	0.18846	2.0025	1113	1116	1123 ± 3	0.9																		
22, elong., abr, 5 grms	0.060	45	9	3	5,546	0.07691	0.20575	0.18387	0.18468	1.9584	1092	1101	1119 ± 3	2.4																		
23, elong, abr, 1 gm	0.053	58	12	24	1,503	0.07680	0.19101	0.19536	0.18653	1.9751	1103	1107	1116 ± 4	1.2																		
Pegmatita sintectónica 66C98																																
24, lbc, abr	0.03	724	122	11	14,104	0.07157	0.13348	0.16241	0.16213	1.6000	969	970	974 ± 2	0.5																		
25, lbc, 5 grms	0.11	563	96	25	15,261	0.07167	0.14373	0.16214	0.16258	1.6065	971	973	977 ± 2	0.6																		
26, stub, clear, sp.edges, 7 grms	0.09	450	81	100	2,949	0.07172	0.18449	0.1635	0.16370	1.6188	977	978	978 ± 3	0.1																		
27, lbc, abr, 5 grms	0.12	406	75	32	8,535	0.07192	0.22238	0.16197	0.16416	1.6278	980	981	984 ± 2	0.4																		
28, stub, sp.edges, abr	0.03	912	149	55	4,566	0.07147	0.10289	0.16241	0.15984	1.5750	956	960	971 ± 2	1.5																		
Pegmatita post tectónica 66D98																																
29, abr, 1 gm stubby, md	0.082	288	50	19	16,238	0.0725	0.1668	0.16339	1.6145	0.07167	976	976	976 ± 1	0.0																		
30, abr, 1 gm, stubby, md	0.045	937	168	23	24,780	0.0723	0.2106	0.16263	1.6081	0.07171	971	973	978 ± 1	0.7																		
31, abr, 1 gm elongate	0.032	498	88	27	6,637	0.0739	0.1783	0.1635	1.6164	0.0717	976	977	978 ± 3	0.2																		
32, abr, 1 gm, elongate	0.032	365	65	37	3,683	0.0756	0.1886	0.16405	1.6222	0.07172	979	979	978 ± 1	-0.1																		

Pegmatita El Tecolote 6998

33, 1 gm, lbc, abr	0.188	123	20	23	9,933	0.073	0.1159	0.16241	1.6032	0.07159	970	971	975 ± 1	0.5
34, 1 gm, abr, lbc	0.019	159	28	4	14,039	0.0728	0.1541	0.16434	1.6256	0.07174	980	980	979 ± 3	-0.1
Calc-silicato, 6598														
35, Titanita, abr	1.291	8	2	170	425	0.105	1.0446	0.16197	1.5939	0.07137	968	968	968 ± 16	0.0
36, Titanita, abr	0.531	32	10	410	430	0.1046	1.0592	0.16214	1.5961	0.0714	969	969	969 ± 9	0.0
Metasedimento, 7098														
37 eq, abr, 1 gm	0.021	683	111	21	6,611	0.07227	0.06103	0.16672	1.6613	0.07246	994	994	994 ± 3	0.0

* Indica Pb radiogénico. Química de zircones y procesos de disolución modificados desde Krogh (1973) y Mattinson (1987) en microcápsulas tipo Parrish (1987).

El experimento de disolución por pasos sigue cuanto propuesto por Mattinson (1994). Química de titanita similar a los zircones, con empleo de HBr 1N.

‡ nm = nonmagnéticos; abr = pulidos; gm = granos; rnd = redondeado; lbc = fragmento de cristal; stubby = corto y gordo; res = residuo de disolución por pasos; cir = circular prsm = prismático

† Las relaciones isotópicas medidas están corregidas por fraccionamiento del 1‰ para las fracciones II), con trazador 208Pb y 205Pb.

Se corrigieron también para contribución de blanco. Los errores 2 sigma en las relaciones 207Pb/206Pb y 208Pb/206Pb son < 0.8%, generalmente mejores que 0.1%.

La incertidumbre en la relación 206Pb/204Pb varía entre 0.1% y 2.4%.

†† Constantes de decaimiento usadas: 238U = 1.55125x 10⁻¹⁰; 235U = 9.48485x 10⁻¹⁰; 238U/235U = 137.88. La incertidumbre estimada en la relación U/Pb es ± 0.4 con base en el análisis replicado de un zircón estándar. El error de la edad 207Pb*/206Pb* es expresada al 2 sigma y reducida por medio del programa PBDAT de K. Ludwig (1993). Los blancos totales de procesamiento varían entre 2 y 30 pg, generalmente < 10 pg. El valor inicial de Pb está calculado sobre feldespatos separados de la misma roca fechada.

Los datos isotópicos se midieron en un espectrómetro de masa multicolelector VG 54-30 con un detector Daly de pulsos en la UC en Santa Cruz.

melanosoma se esperaban zircons relictos que pudieran dar indicaciones sobre el mayor grado de antigüedad del Complejo Oaxaqueño. Cabe mencionar que la roca más antigua fechada hasta ahora en el Complejo Oaxaqueño (Ruiz-Castellanos, 1979) en $1,500 \pm 230$ Ma por medio de Rb/Sr, es la migmatita El Catrín. Con las muestras de leucosoma se pretende establecer la edad de la migmatización, que pudiera ser distinta de la edad del metamorfismo granulítico.

En total se fecharon 10 cristales sencillos y 3 fracciones multigrano de zircón para esta muestra. Los zircons separados son prismáticos y alargados, con razones de alargamiento 3:1 hasta 4:1, pero también hay de cortos y redondeados, hasta completamente redondos con multi facetas. Las imágenes obtenidas por catodoluminiscencia (Fig. 3.1a) muestran zircons cuya morfología interna varía bastante, pero en los como son reconocibles zoneamientos magmáticos, caracterizados por sectores de baja luminiscencia alternados con otros en los como existe un contraste de luminosidad, y sobrecrecimientos metamórficos, que están representados por sectores o zonas de muy alta luminiscencia.

Las edades más antiguas se obtuvieron, en los análisis 1 y 2 realizados sobre zircons separados del melanosoma, y representados respectivamente por un cristal prismático y fragmentado en el primer caso, y por tres granos elongados, rosados y con fracturas en el segundo. Las dos edades obtenidas son ligeramente discordantes (1.7 y 1.8%, Tabla 3.1) y con valores de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,296 \pm 2$ Ma y de $1,288 \pm 4$ Ma respectivamente. Estas representan las edades de U-Pb más antiguas obtenidas en este trabajo en la porción norte del Complejo Oaxaqueño y también, si se excluye la isócrona reportada arriba por Ruiz-Castellanos (1979) cuyo error es bastante grande, las edades más antiguas obtenidas en Oaxaquia. Un único análisis, obtenido en un fragmento de zircón separado del leucosoma (análisis 10 en la Tabla 3.1) arrojó una edad concordante de $1,106 \pm 6$ Ma. La forma del zircón del cual se obtuvo el fragmento analizado es prismática alargada, típica de zircons cristalizados en ambiente magmático, y las imágenes de catodoluminiscencia obtenidas sobre el cristal previamente a su análisis (2 en la Fig. 3.1a) muestra zoneamientos magmáticos, además que un sobrecrecimiento metamórfico. El sobrecrecimiento metamórfico observado, fue removido por medio de abrasión. Se puede entonces suponer que este zircón es de origen magmático, e interpretar la edad obtenida de $\sim 1,106$ Ma como la mejor estimación de la edad de la migmatización. Los análisis 4 y 9 se realizaron sobre zircons sencillos separados por el leucosoma. Los dos se pulieron y dieron edades 1.3 y 1.7 % discordantes, respectivamente. Las edades de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ calculadas fueron de $1,186 \pm 4$ Ma y $1,171 \pm 1$ Ma. El análisis 5, sobre un grano elongado y pulido, dio una edad 0.5 % discordante con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,071 \pm 3$ Ma. El análisis 6, sobre fracción multigrano (11 granos $< 80 \mu\text{m}$) sin pulir, dio una edad 1.6 % discordante, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,113 \pm 1$ Ma, bastante similar a la edad interpretada como de migmatización sobre el fragmento 10. El análisis 7 se realizó sobre una fracción compuesta por dos granos, de forma redondeada y oportunamente pulidos, y dio una edad discordante, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,055 \pm 1$ Ma. El análisis 8 realizado sobre un grano sencillo, prismático y pulido, dio una edad sólo 0.7 % discordante, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,096 \pm 4$ Ma. El análisis 11 se realizó sobre un grano sencillo, pulido, previamente estudiado por catodoluminiscencia (imagen 1, Fig. 3.1a) y recuperado de la montadura. Arrojó una edad discordante de 1.3 %, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,160 \pm 3$ Ma. El análisis 12 en Tabla 3.1, se realizó sobre un grano sencillo, redondeado, que mostraba signos de reabsorción. Este análisis dio una edad discordante con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,087 \pm 3$ Ma. El análisis 13 (Tabla 3.1) se realizó sobre un grano sencillo, elongado y de color rosa, pulido por abrasión. La edad que dio es discordante

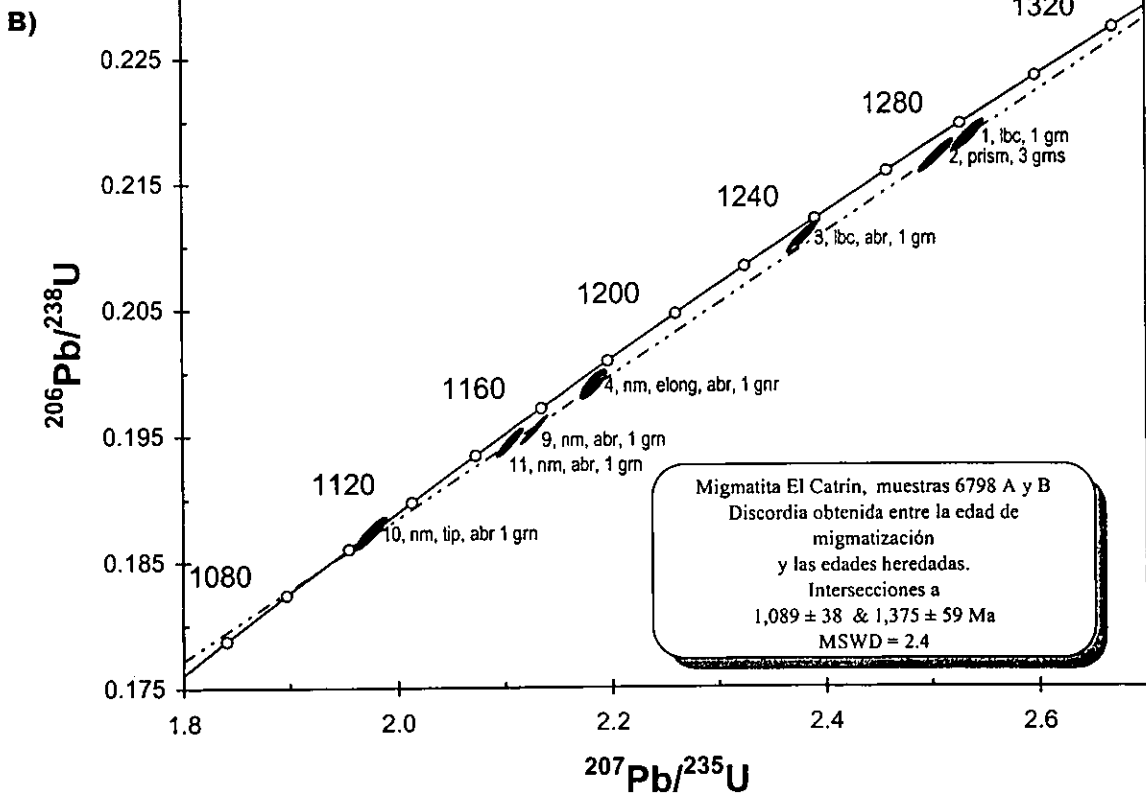
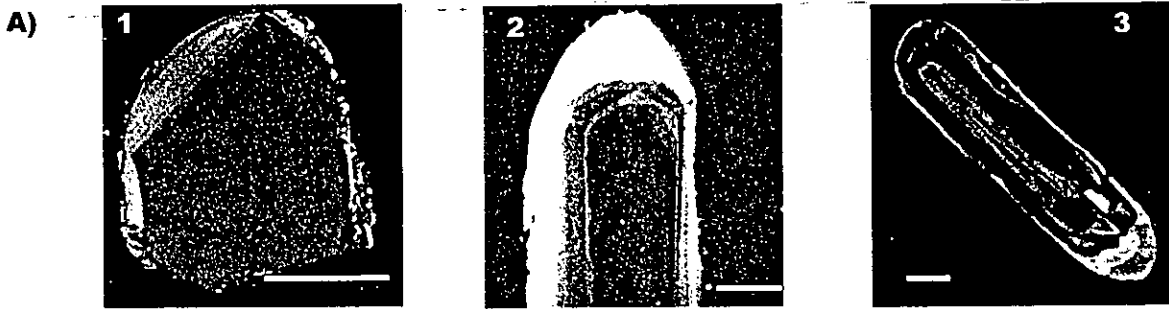


Figura 3.1. A) Imágenes de CL para algunos de los zircones fechados de la migmatita El Catrín. 1) Zircón fechado (an. 11) a $1,160 \pm 3$ Ma; 2) Zircón fechado (an. 10) a $1,106 \pm 6$ Ma, e interpretado como sin migmatítico; 3) Zircón fechado (an. 4) a $1,186 \pm 4$ Ma. La barra blanca corresponde a $50 \mu\text{m}$. B) Diagrama de concordia obtenido entre las edades heredadas y la edad de migmatización.

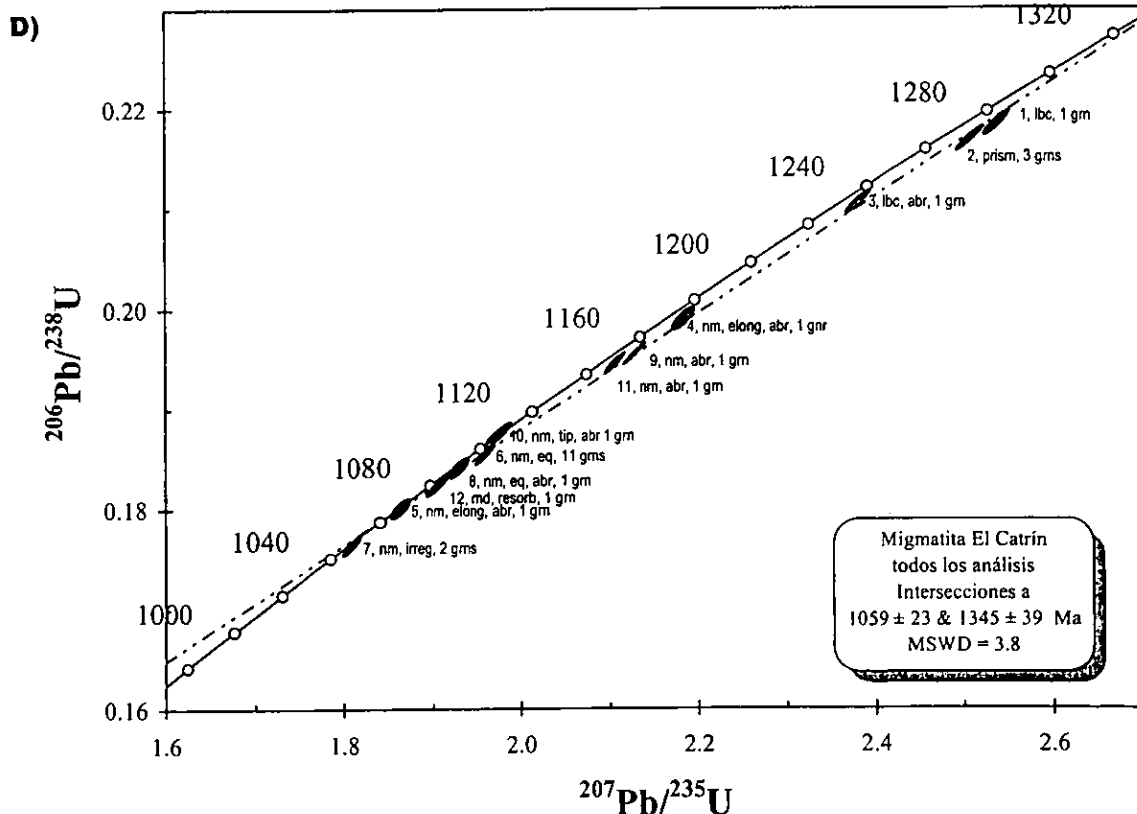
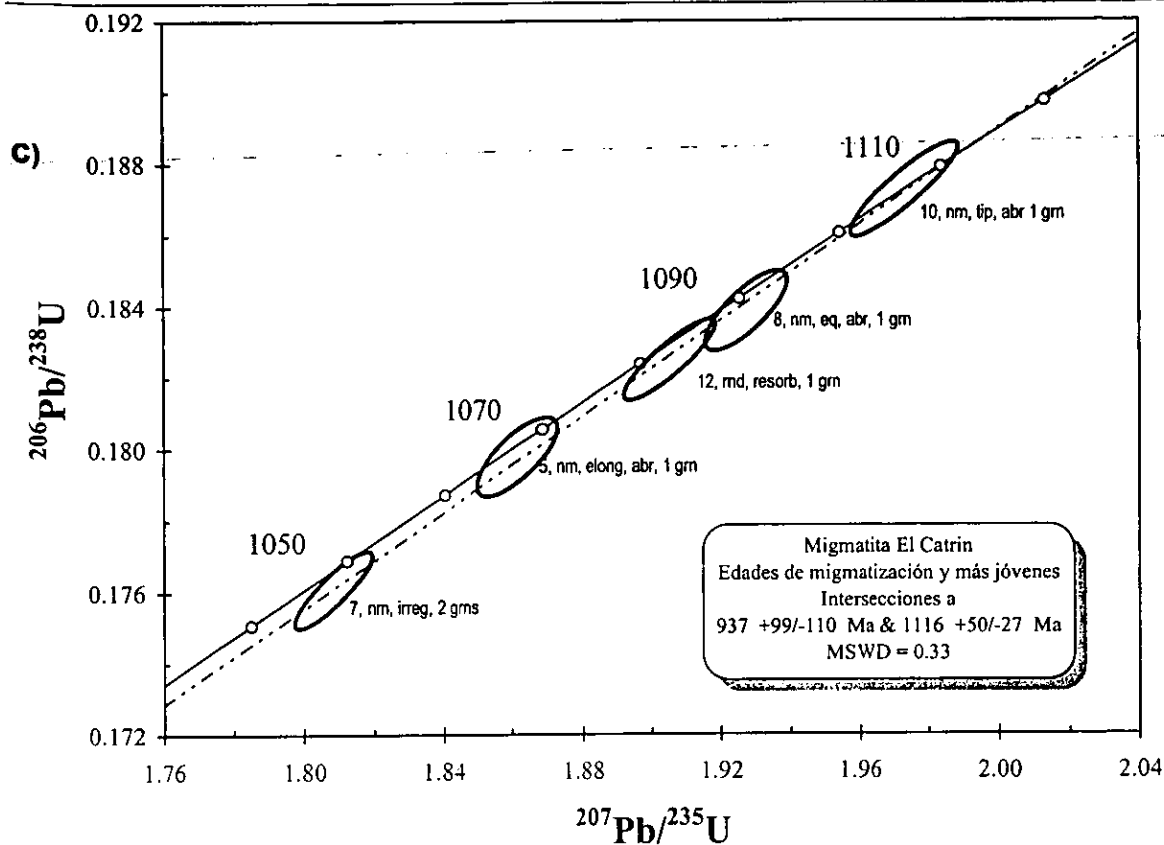


Figura 3.1. C) Diagrama de concordia entre la edad de migmatización y las que son más jóvenes de este evento. D) Diagrama de concordia obtenido entre todos los análisis realizados sobre zircones de la migmatita El Catrin.

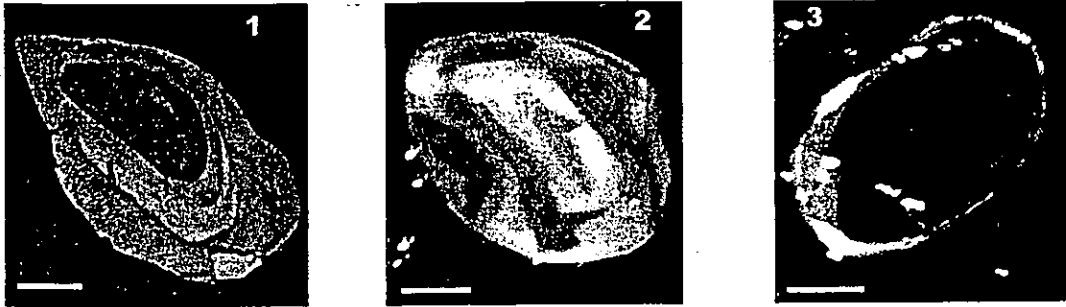
(2.6 %), con edad de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,187 \pm 4$ Ma. Las discordias representadas en la Fig. 3.1b y 3.1c se construyeron respectivamente utilizando la edad de migmatización y las edades heredadas (Fig. 3.1b), y la edad de migmatización y las otras más jóvenes de 1,106 Ma (Fig. 3.1c). La primera discordia dio una intersección superior de $1,375 \pm 59$ Ma y la inferior de $1,089 \pm 38$ Ma coincidente, adentro del error, con la edad de migmatización. La segunda dio una intersección superior de $1,116 + 50/-27$ Ma, también coincidente, adentro del error analítico, con la edad de migmatización, y una inferior de $937 +99/-110$ Ma que es, adentro del error, coincidente con la edad del metamorfismo granulítico, como también se discutirá más adelante. La intersección superior de la discordia representada en la Fig. 3.1b es también, adentro del error analítico, en el rango de edad obtenida realizando una discordia global con todos los análisis obtenidos sobre la migmatita El Catrín, cuya intersección superior es de $1,345 \pm 39$ Ma (Fig. 3.1d). Si bien más análisis sobre zircons heredados pueden ayudar a buscar la edad real del protolito de la migmatita, una edad de $1,350 \pm 50$ Ma puede representar una buena aproximación de su edad de cristalización.

3.2.2 Pegmatita 66B98

Estas muestras fueron tomadas del afloramiento localizado a lo largo de la autopista Cuacnopalán-Oaxaca, aproximadamente en el km 199.2. El encajonante consiste en una alternancia de metagabro (muestra 66A98) y granitos foliados cortados por diferentes generaciones de pegmatitas.

La muestra 66B98 fue tomada de una pegmatita de 2 m de espesor, intensamente foliada y casi concordante con el bandeamiento del encajonante. Esta pegmatita está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino rosa, microclina, hornblenda verde escasa, magnetita e ilmenita. Apatito y zircón son abundantes. Se fecharon diferentes granos sencillos de zircón, previo estudio de cátodoluminiscencia sobre cristales similares (Ejemplos en la Fig 3.2a). El análisis 14 en Tabla 3.1 se realizó sobre un grano sencillo de forma irregular y facturado, previamente pulido por abrasión. La edad obtenida es de $1,124 \pm 2$ Ma, concordante adentro del error analítico. La relación medida de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ es alta, así que se puede considerar este como un buen análisis, sin problemas de blancos de laboratorio altos o malas estadísticas durante la medición (Mattinson, 1987; Roddick et al., 1987). El contenido de U es también bastante alto, de 96 ppm, lo que indica una cristalización del zircón en ambiente magmático. Estas indicaciones, junto con las imágenes de cátodoluminiscencia obtenidas sobre granos con morfología similar, sugieren que la edad calculada se pueda interpretar como la edad de cristalización de la pegmatita. Otros análisis sobre zircons separados de esta pegmatita dieron resultados discordantes. El análisis 15 se realizó sobre cristal sencillo, pulido, de forma irregular y fracturado, que dio un resultado con discordancia de 3.3%, cuya edad de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ es de $1,138 \pm 2$ Ma. El análisis 16 sobre un grano redondeado a prismático, pulido, dio una edad también discordante con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,073 \pm 1$ Ma. Esta edad es la única, obtenida en esta muestra, que dio una edad de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ menor de la edad de cristalización de la pegmatita de $\sim 1,124$ Ma. Los análisis 17 y 18 se realizaron sobre granos de elípticos a redondeados, pulidos, y dieron resultados similares, con edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,141 \pm 1$ Ma y $1,144 \pm 19$ Ma respectivamente. El análisis 19 es el resultado obtenido sobre el residuo de un experimento de disolución por pasos, siguiendo el método ilustrado por Mattinson (1994), y también dio una edad discordante con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,151 \pm$

A)



B)

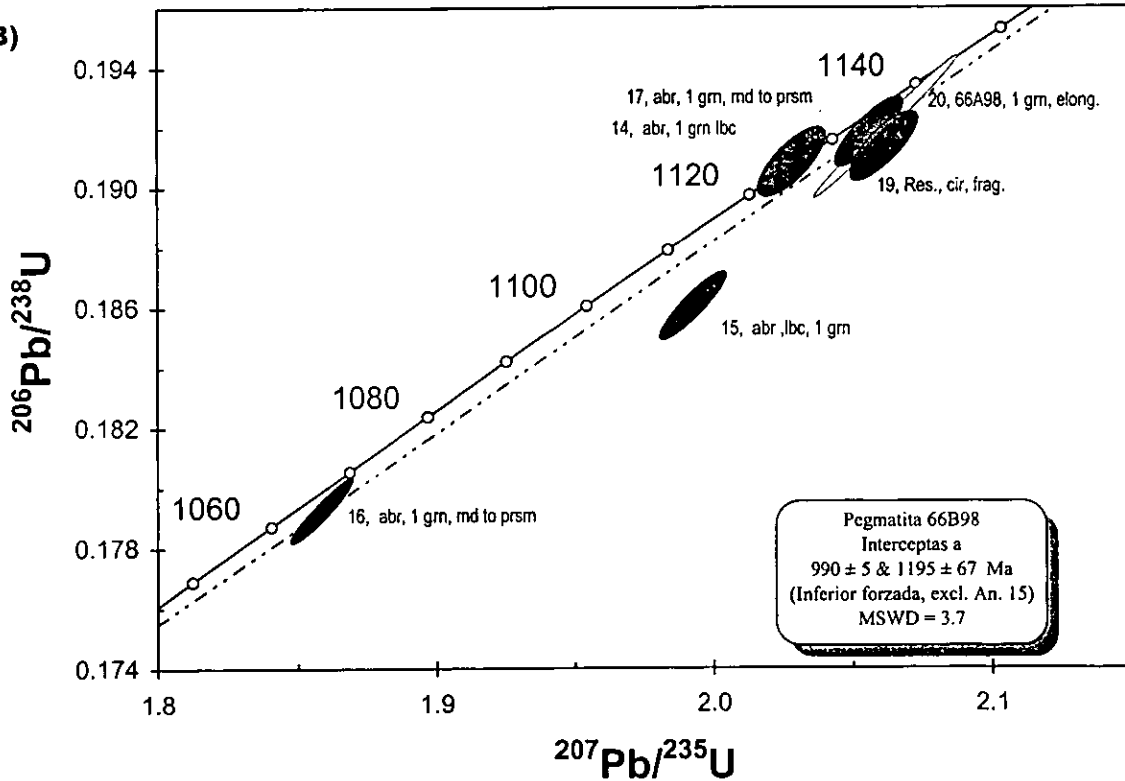


Figura 3-2. A) ejemplos de imágenes de CL obtenidas sobre zirrones separados 1) del gabro encajonante 66A98, y 2) y 3) de la pegmatita 66B98. La línea blanca corresponde a un campo de 50 μm . B) Diagrama de concordia para las muestras 66B98 y 66A98 (1 fracción). Ver texto para explicación.

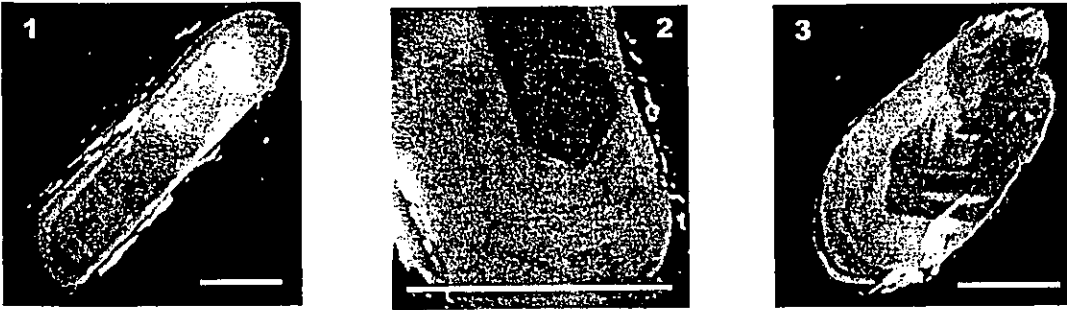
1 Ma. Cabe mencionar que los análisis 17, 18 y 19 sobre zircones separados por la pegmatita 66B98, más el análisis 20 sobre un zircón separado por el metagabro 66A98, tienen las mismas edades de $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, si bien las de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son ligeramente diferentes. La interpretación de las edades obtenidas con los análisis 17, 18 y 19 es que estos zircones fueron heredados del metagabro durante la intrusión de la pegmatita, y su sistema isotópico de U-Pb fue alterado por una combinación de la cristalización magmática de la pegmatita misma y por el metamorfismo granulítico. El análisis 15 dio una edad más discordante, pero su $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $\sim 1,138$ Ma también puede ser el producto de un zircón heredado del encajonante y afectado por el metamorfismo de alto grado. El análisis 16 es únicamente discordante en 0.9% y se puede interpretar como el resultado de un zircón formado durante la cristalización pegmatítica, que perdió Pb durante el metamorfismo. Los resultados de estos análisis sobre la pegmatita 66B98, así como el análisis obtenido sobre la fracción 20 del metagabro 66A98 se presentan en el diagrama de concordia de la Fig. 3.2b. La discordia tiene la intersección inferior forzada a 990 ± 5 Ma (edad estimada para el metamorfismo granulítico, ver más adelante) y la superior corta la concordia a $1,195 \pm 67$ Ma que, debido a la presencia de varios zircones heredados, se puede interpretar como una estimación de la edad de cristalización del encajonante. Es importante notar que estudios más completos sobre la edad del encajonante 66A98 han sido realizados por Keppie et al. (en prep.), que han demostrado como su edad puede ser tan antigua como 1257 ± 71 Ma.

3.2.3 Pegmatita El Cuajilote, 6898

La pegmatita 6898 intrusiona los gneises migmatíticos en su parte somera, afuera de la localidad tipo afectada por migmatización (Fig. 2.1). Su mineralogía está caracterizada por cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, más minerales accesorios como zircón y apatito, y secundarios como epidota y clorita, que substituyen minerales máficos. Los zircones separados procesando 15 kg de pegmatita son generalmente alargados y de tamaño mayor de $100 \mu\text{m}$, aunque existen también granos corto-prismáticos, y de coloración rosa tenue. Las imágenes de catodoluminiscencia (Fig. 3.3a) presentan una morfología interna típica de zircones magmáticos, con pirámides y sobrecrecimientos oscilatorios. Se realizaron dos análisis sobre granos sencillos (21, y 23 en la Tabla 3.1), previamente analizados por catodoluminiscencia, y 1 análisis más sobre una población compuesta por 5 granos. El análisis 21 sobre grano sencillo, alargado y pulido, dio una edad 0.9% discordante, con edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1,123 \pm 3$ Ma. El análisis 22 sobre una población de 5 granos es también discordante (2.4%), pero su edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ es similar, $1,119 \pm 3$ Ma. El análisis 23 fue realizado sobre un grano previamente analizado por catodoluminiscencia y sacado de la montadura (imagen 2 en la Fig. 3.4a), y oportunamente pulido. También dio una edad ligeramente discordante, con edades de $1,103$ Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), $1,107$ Ma ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) y $1,116 \pm 2$ Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). La morfología interna del zircón sugiere cristalización magmática.

En el diagrama de concordia de la Fig. 3.3b está representada una regresión lineal, cuya intersección superior a $\sim 1,125 \pm 10$ Ma se interpreta como la mejor aproximación de la edad de esta pegmatita.

A)



B)

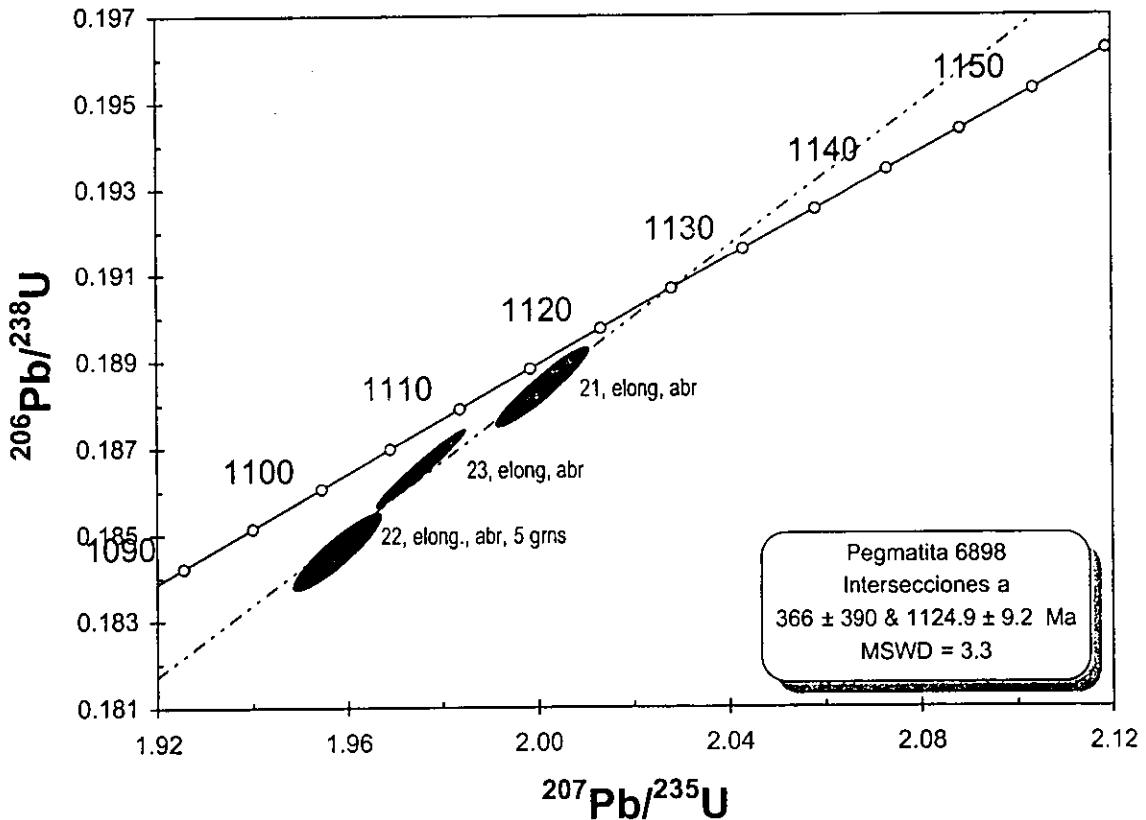


Figura 3.3. A) Imágenes obtenidas por medio de CL sobre los zircons de la muestra 6898: 1. Zircón prismático alargado, con un zoneamiento sectorial; 2. Detalle en el cual se muestran zoneamientos oscilatorios, interpretados como magmáticos; 3. Zircón oval, que también tiene zoneamiento oscilatorio. La barra blanca, en cada figura, corresponde a un campo de 50 μm . B) Diagrama de concordia para la muestra 6898. La intersección a $\sim 1,125 \pm 10$ Ma se interpreta como edad de cristalización para la pegmatita.

3.2.4 Metasedimento 7098

Esta muestra se tomó a lo largo de la Carretera Federal 190, en localidad La Huerta (Fig.2.1). Se trata de un metasedimento semipelítico, con abundante biotita, cuarzo, plagioclasa y grafito. El zircón es un mineral accesorio que, junto con el apatito, constituye casi el 2 % de la composición mineralógica de la roca. Se analizó un zircón separado de esta muestra (análisis 37 en la Tabla 3.1). El zircón analizado es redondo, sin presencia de núcleos u otras inclusiones visibles bajo el microscopio binocular. La edad que dio, previa abrasión, fue concordante a 994 ± 3 Ma. Por su forma, y por el hecho de encontrarse en metasedimentos cuya edad, por relaciones de campo, es estimada en $> 1,100$ Ma, la edad concordante calculada en este zircón debe interpretarse como metamórfica.

3.2.5 Pegmatita 66C98

Las pegmatitas 66C98 aflora en la misma localidad descrita anteriormente para las muestras 66A98 y 66B98, en el km 199 de la autopista Cuacnopalán-Tehuacán-Oaxaca.

La pegmatita 66C98 es un cuerpo de 50 cm de espesor, constituido por cuarzo, feldespato alcalino rosa, microclina, plagioclasa, hornblenda escasa, magnetita e ilmenita, que intrusión un pliegue desarrollado en el metagabro encajonante, a lo largo de su plano axial. El pliegue tiene flancos sub-verticales y eje sub-horizontal, y la intrusión ocurrió en el arco externo del pliegue mismo. La pegmatita es masiva en su núcleo, aunque las márgenes cerca del contacto con el encajonante tienen una foliación caracterizada por cuarzo estirado y aplastado paralelamente a los contactos. Esta foliación se originó probablemente en las etapas tardías de la intrusión, por incremento de aplastamiento perpendicularmente al plano axial del pliegue. Los caracteres estructurales de esta pegmatita y su significado se discutirán en el capítulo próximo.

Se separaron y fecharon 2 granos sencillos pulidos, y 3 fracciones multigrano, una de las como fue pulida (análisis 24-28, Tabla 3.1). El análisis 24 fue realizado sobre un fragmento de cristal, pulido, y dio una edad ligeramente discordante con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 974 ± 2 Ma. El análisis 25 se realizó sobre una fracción compuesta por 5 fragmentos. El resultado fue también ligeramente discordante, con edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 977 ± 2 Ma. El análisis 26 también fue realizado sobre una fracción compuesta por 7 granos claros, con esquinas entre las facetas muy bien delineadas. La edad obtenida fue concordante, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 978 ± 3 Ma. El análisis 27 se realizó sobre un fragmento de cristal sencillo, pulido, y dio una edad 0.4% discordante, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 984 ± 2 Ma. El análisis 28 se realizó sobre un grano sencillo pulido, corto prismático y con esquinas bien marcadas. El resultado fue un poco más discordante (1.5%), con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 971 ± 2 Ma. La concordia representada en la Fig. 3.4 se realizó graficando los cinco análisis realizados. El resultado es de una buena regresión lineal, con MSWD de 0.79, y una intersección superior de 982 ± 7.6 Ma, edad interpretada como la mejor aproximación de la edad de cristalización magmática.

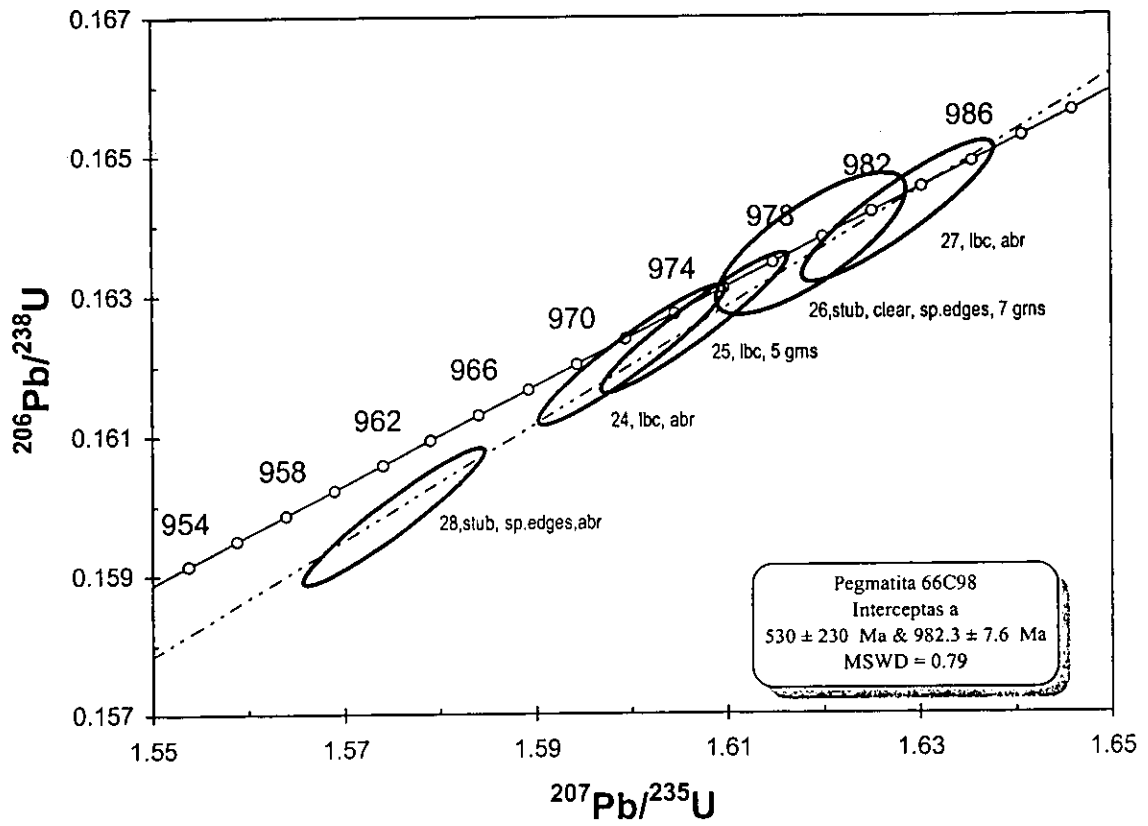


Figura 3.4. Diagrama de concordia para los análisis isotópicos realizados sobre la pegmatita 66C98.

3.2.6 Pegmatita 66D98

La pegmatita 66D98 aflora 10 m al oeste de la 66C98 y es paralela a ésta. También tiene 50 cm de espesor; está caracterizada por la misma mineralogía, e intrusión el gabro encajonante cortando su foliación, así como a la pegmatita 66B98. La mayor diferencia con respecto a la pegmatita 66C98, es que no presenta la misma foliación en las márgenes. Se realizaron cuatro análisis isotópicos por U-Pb sobre zircones sencillos separados de la muestra colectada (concordia en la Fig. 3.5b). El análisis 29 (Tabla 3.1) se realizó sobre un zircón redondeado, corto, y oportunamente pulido. La edad calculada es concordante y correspondiente a 976 Ma. El análisis 30, sobre un zircón también corto y redondeado dio un resultado ligeramente discordante (0.7%), con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 978 ± 1 Ma. El análisis 31 sobre un zircón alargado también dio una edad ligeramente discordante, con $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 978 ± 3 Ma. Finalmente el análisis 32 también realizado sobre un grano elongado y pulido dio una edad concordante adentro del error analítico, de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 978 ± 1 Ma. Un zircón previamente analizado por catodoluminiscencia (Fig. 3.5a), de forma corto-prismática y con pirámides poco desarrolladas, presenta un zoneamiento interno caracterizado por sobrecrecimientos delgados y poco luminiscentes, característicos de cristalización en ambiente magmático.

3.2.7 Pegmatita El Tecolote, 6998

La pegmatita El Tecolote aflora a lo largo de la Carretera Federal 190, en el km 145 aproximadamente. Es un cuerpo de algunos metros de espesor, cuya mineralogía es cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y magnetita. El zircón es particularmente abundante y de tamaño excepcional, alcanzando más de 1 cm, además que es de color rojo intenso. El cuarzo tiene una coloración azul que conjuntamente a la textura gráfica visible tanto macroscópicamente como en lámina delgada, sugiere empíricamente un emplazamiento magmático de esta pegmatita en condiciones de alta temperatura (> 600 °C). Un grano sencillo de zircón fue pulido, y los tres fragmentos que se produjeron fueron analizados separadamente. De los tres análisis obtenidos dos están reportados en la Tabla 3.1. El análisis 33 es ligeramente discordante con una edad de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 975 ± 1 Ma, mientras que el análisis 34 dio una edad concordante de 979 ± 3 Ma, interpretada como la edad de cristalización de esta pegmatita. El diagrama de concordia para la muestra 6998 se representa en la Fig. 3.6.

3.2.8 Calcosilicato 6598

Este calcosilicato está localizado sobre la autopista, en el km 208, donde aflora masivamente cortando de manera discordante un cuerpo metasedimentario calcáreo de grano fino, foliado. La muestra (alrededor de 10 kg) fue colectada de un cuerpo de unos 20 m de espesor, cuya mineralogía es escapolita, feldespato alcalino, augita y titanita. La titanita es de tamaño notable, algunos cristales alcanzan los 5 cm. Se procesaron por geocronología de U-Pb 2 fragmentos de titanita obtenidos de un cristal, y debidamente pulido (Fig. 3.7a). La edad obtenida es concordante para las dos fracciones 35 y 36 (Fig. 3.7b) a 970 ± 8 Ma.

A)



B)

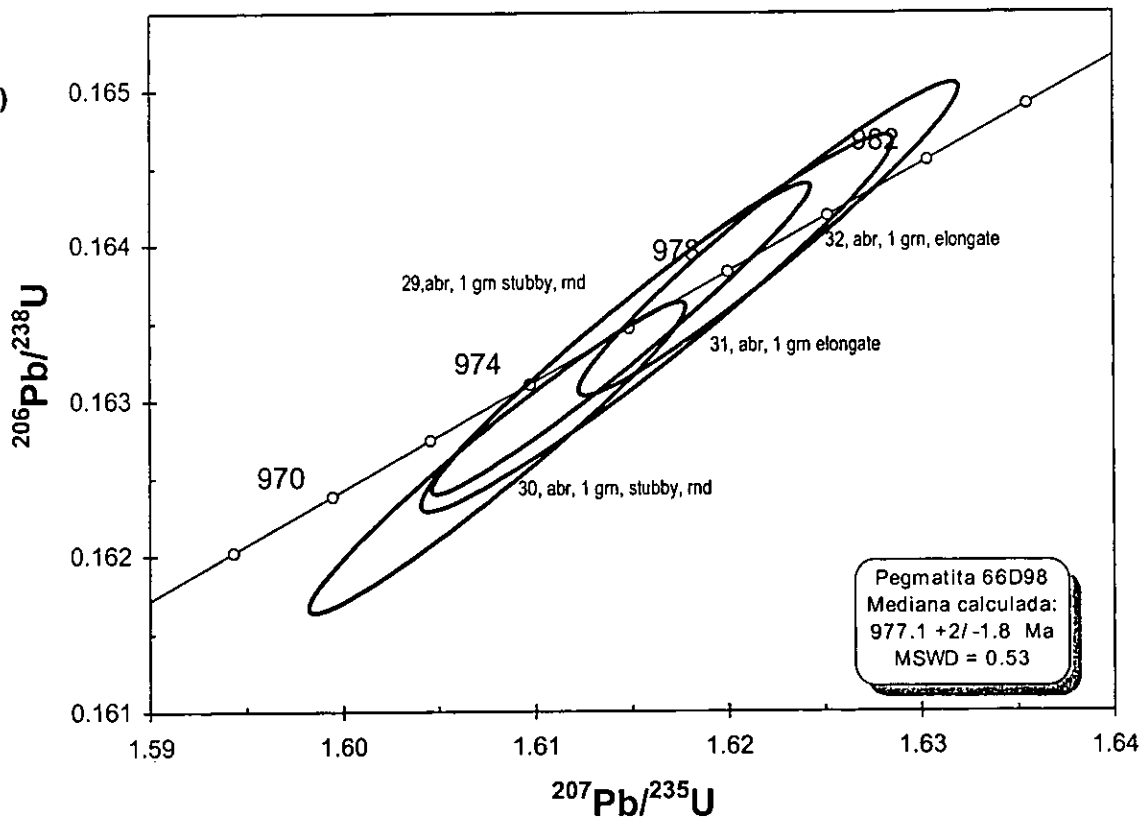


Figura 3.5. A) Imágenes de CL para algunos zirrones de morfología similar a los analizados por dilución isotópica. 1) zircón alargado; 2) zircón corto prismático, que muestra zoneamiento oscilatorio interno. La barra blanca corresponde a 50 μm . B) Diagrama de concordia para la muestra 66D98.

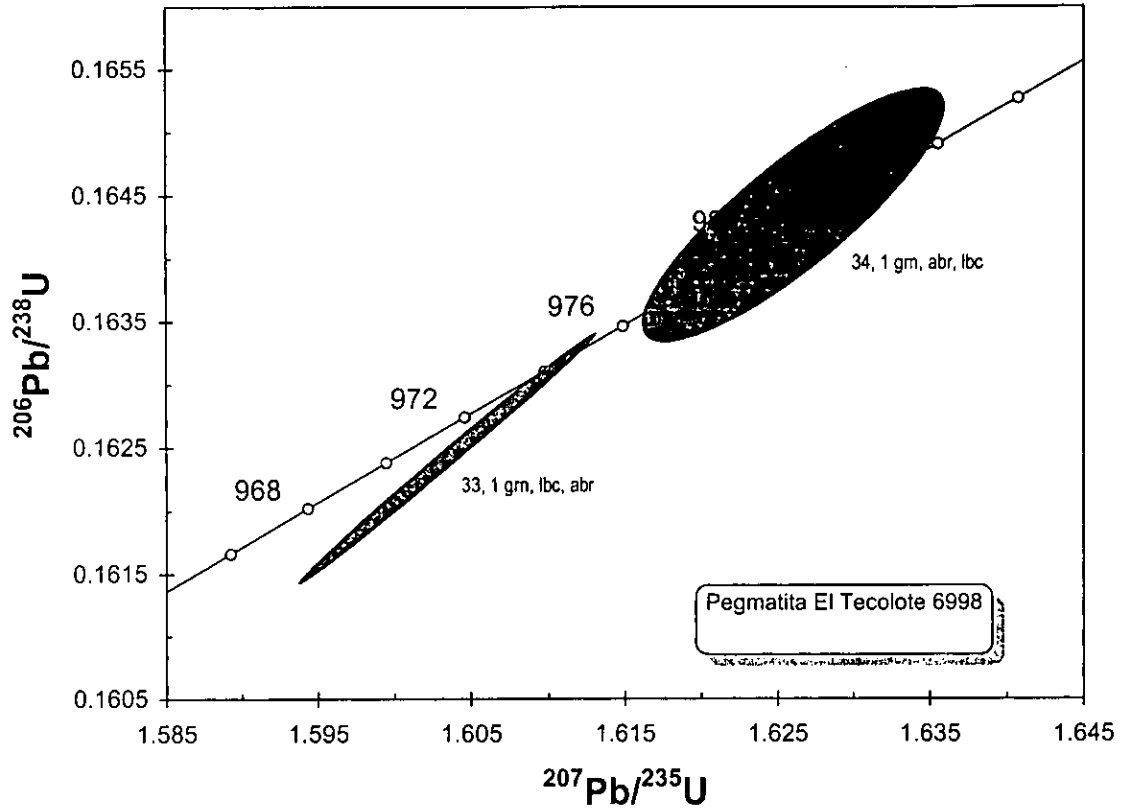
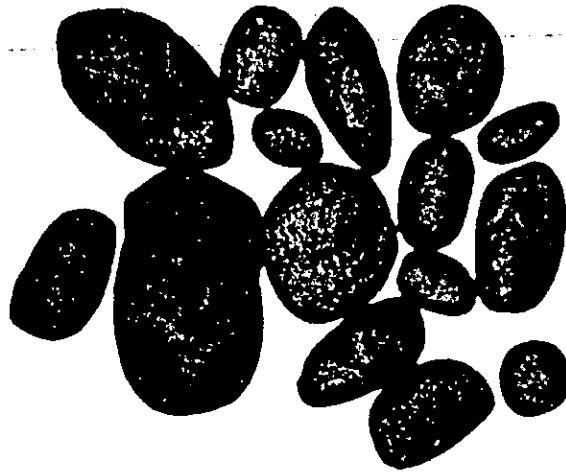


Figura 3.6. Diagrama de concordia para los análisis isotópicos realizados sobre la pegmatita El Tecolote, muestra 6998.

A)



B)

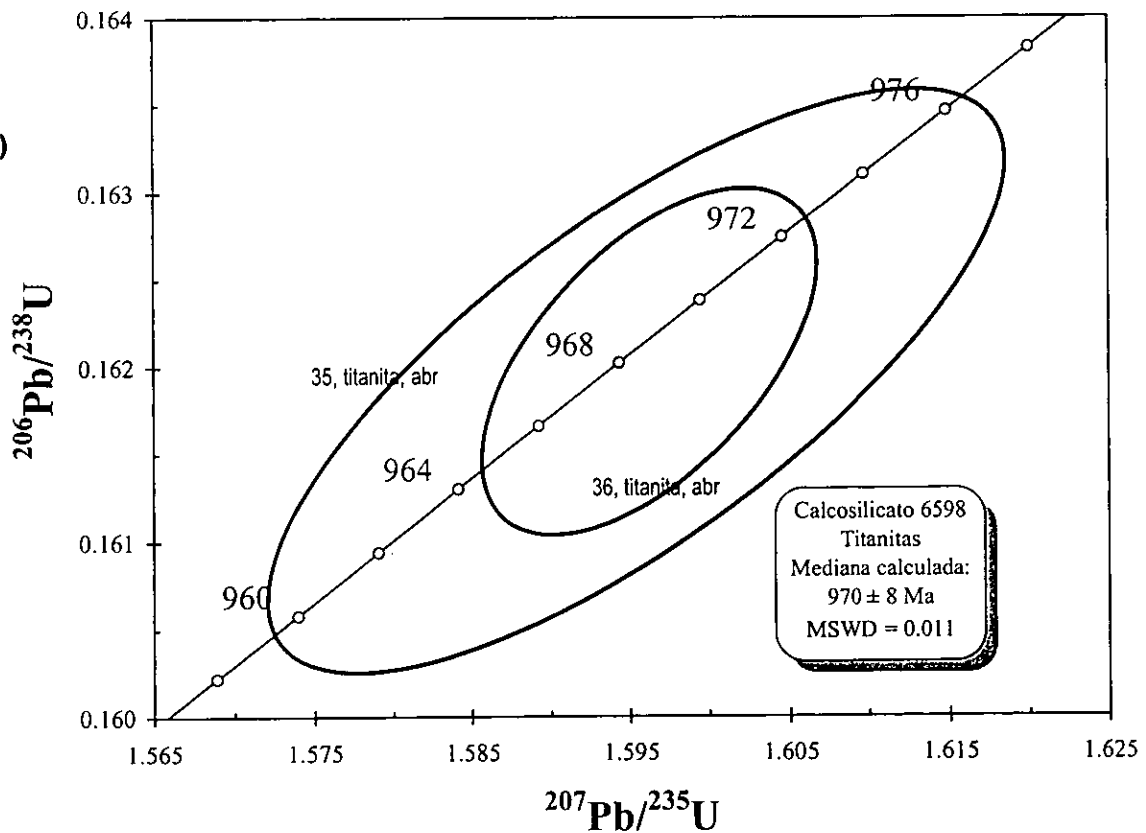


Figura 3.7. A) Fotomicrografía tomada al microscopio binocular de granos pulidos de titanita de la muestra 6598. B) Diagrama de concordia para la muestra 6598.

3.3 Geocronología de ^{40}Ar - ^{39}Ar

Junto con las muestras a fechar por medio de U-Pb, se colectaron algunas muestras para su fechamiento por medio de ^{40}Ar - ^{39}Ar , como se mencionó anteriormente. La Tabla 3.2 resume los resultados de los fechamientos por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Tabla 3.2. Muestras analizadas por Ar/Ar en la porción norte del Complejo Oaxaqueño.

Muestra	Mineral analizado	T cierre estimada	Edad Calculada
OC 9901 metagabro	Hornblenda	~ 500°C	977 ± 12 Ma
	Biotita	~ 300 °C	479 ± 4 Ma
OC 9905 calcosilicato	Flogopita	~ 400°C	945 ± 10 Ma
OC 9902	Biotita	~ 200-250°C	236 ± 45 Ma

3.3.1 Metagabro OC9901

El metagabro OC9901 aflora a lo largo del Río Negro, ubicado detrás del lago artificial creado por la presa Los Cuajilotes en el municipio de S. Pablo Huitzo (en la Fig. 2.1). Esta unidad está íntimamente relacionada con la anortosita, formando una banda concordante de unos 10 m de espesor adentro del mismo cuerpo anortosítico.

Se fecharon dos minerales separados de este gabro: una hornblenda de color verde oscuro, tamaño de grano entre 0.3 y 1 mm, y una biotita café también de tamaño > 1 mm. Como se puede observar en la fotomicrografía de la Fig. 3.8, biotita y hornblenda son estables junto con la clinopiroxena, ya muy alterada a antofilita.

La edad calculada sobre la hornblenda, corregida por el contenido de Ar atmosférico da un promedio de 977 ± 12 Ma. Considerando la temperatura de cierre por el sistema de Ar en la hornblenda, que es aproximadamente de 500°C (Harrison, 1981), la edad calculada se puede interpretar como la edad de enfriamiento de la muestra bajo esa temperatura.

Las relaciones isotópicas obtenidas sobre la biotita separada de la misma muestra permiten calcular una edad promedio, calculada sobre 7 puntos y corregida por el Ar atmosférico, de 479 ± 4 Ma. Esta edad se puede interpretar como el enfriamiento de la muestra bajo los 300-350°C, considerados como la temperatura de cierre promedio del Ar en la biotita (Harrison et al., 1985).

3.3.2 Calcosilicato OC9905

Este calcosilicato aflora a lo largo de la autopista, en el km 204 (Fig. 2.1). Es uno de los numerosos cuerpos de este tipo que caracterizan los metasedimentos, y que han sido interpretados por Ortega-Gutiérrez (1984) como removilizados durante el metamorfismo de alto grado. De este calcosilicato se separó flogopita, generalmente contenida en gruesos cristales de hasta 1 cm de tamaño, para ser analizada por ^{40}Ar - ^{39}Ar . Ocho de los nueve análisis realizados se agrupan en una zona muy restringida con valores de 36Ar/40Ar, indicando una contaminación muy baja de Ar extraño a la muestra misma. La edad promedio calculada para esta flogopita es de 945±10 Ma. Considerando los datos de difusión de Giletti (1974) y el tamaño de grano, la edad calculada corresponde a una temperatura de cierre de ~ 400°C.

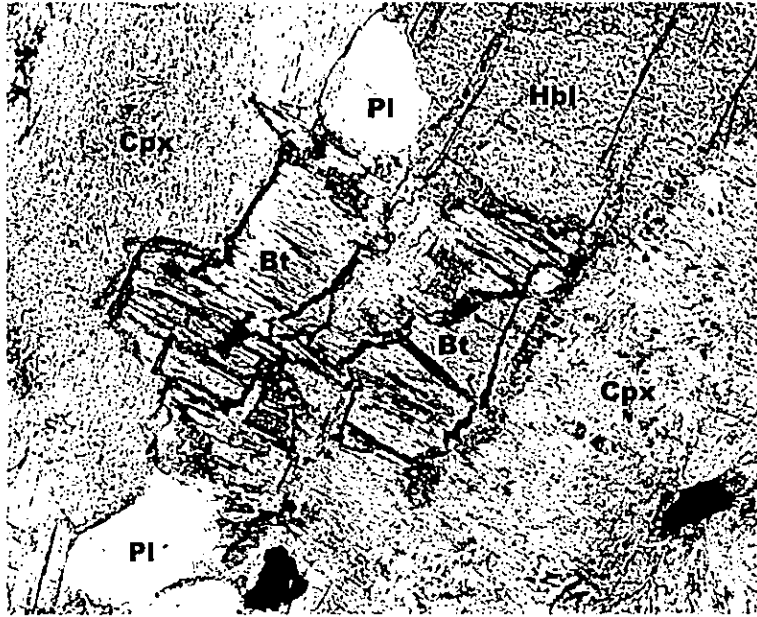


Figura 3.9. Fotomicrografía del gabro Oc9901 fechado por Ar-Ar sobre biotita y hornblenda. Se puede observar la hornblenda (Hbl), que forma juntas triples con biotita café (Bt), clinopiroxena alterada (Cpx), y plagioclasa (Pl). Nícoles paralelos, objetivo 10x. El lado horizontal corresponde a un campo de 1 mm.

3.3.3 Milonita OC9902

Esta milonita, de alrededor de 2 m de espesor, aflora a lo largo de la Carretera Federal 190, en las cercanías del paradero conocido como El Catrín (Fig. 2.1) y ha sido nombrada zona de cizalla El Cuajilote. Como se describirá en los párrafos 4.4.6 y siguientes, es parte de un sistema de zonas de cizalla en facies de esquisto verde, que constituye la fase de deformación 6 en las migmatitas, y corta el flanco vertical de los pliegues mayores en facies de esquisto verde. De la muestra tomada se separó biotita la cual, por su conformación, está claramente afectada por la deformación dúctil asociada con la milonitización. Los cristales, generalmente muy pequeños ($< 60 \mu\text{m}$), son el producto de la deformación de cristales más grandes, presentes en la roca afuera de la zona de cizalla. Por lo tanto, dada su naturaleza y la forma irregular de los bordes de los cristales mismos, el sistema de Ar en estas biotitas se puede considerar abierto durante la milonitización. Es más, considerado el tamaño de grano reducido, la edad calculada en este caso puede interpretarse como edad de cristalización para la biotita, más que como del enfriamiento. La edad calculada por medio de la regresión lineal de 10 análisis es de $236 \pm 45 \text{ Ma}$. El error bastante alto es debido a una combinación de factores, como el tamaño de grano muy reducido, que disminuyen la temperatura de cierre, hasta $200\text{-}250^\circ\text{C}$, y la posibilidad que exista una influencia dada por alteración y contaminación por Ar atmosférico. La edad correspondiente al Triásico Medio, por lo tanto, se puede interpretar como una edad mínima para la milonitización.

4.1 Metodología de análisis estructural

Las interpretaciones llevadas a cabo en este trabajo se combinan con lo observado en el campo a la escala del afloramiento, y con lo observado posteriormente al microscopio, en láminas delgadas adecuadamente orientadas. Para la definición de las fases de deformación se han tomado en cuenta, principalmente, estructuras planares (S), lineales (L), pliegues (F) zonas de cizalla (SZ), y el grado metamórfico asociado con todas estas estructuras. De esta manera, además de reconocer y describir las estructuras de deformación en cada napa, se han escogido las muestras a fechar por U-Pb y Ar-Ar, que pudiesen ser útiles para constreñir la edad de las distintas deformaciones dúctiles reconocidas.

Los pliegues observados han sido clasificados por medio del método t' vs. α (Ramsay, 1967) (Fig. 4.1), con el cual es posible clasificar un pliegue utilizando las isógonas, o sea líneas que unen tangentes (p.ej., 10° , 20° , etc.) a los flancos del pliegue mismo. Se trazan entonces las isógonas en fotografías tomadas en el campo en el perfil perpendicular al eje de los pliegues (ejemplo en la Fig. 4.2a). Adicionalmente, en los casos donde esto fue posible (especialmente para las migmatitas), se cortaron muestras de mano perpendicularmente al eje de los pliegues, se pulió la superficie cortada y, después de digitalizarla, se procedió a trazar las isógonas y hacer los cálculos relativos inherentes a la clasificación (ejemplo en la Fig. 4.2b). Donde ésto fue posible, se trató también de estimar el aplastamiento (flattening) al cual fueron sometidos los pliegues después de su formación, utilizando el método propuesto por Lisle (1992) y ejemplificado en la Fig. 4.3. Con este método es posible, utilizando la relación inversa de las isógonas ($1/t$), graficar una elipse de deformación bidimensional en el plano del perfil del pliegue que da la razón del aplastamiento R, igual a $S1/S2$ (eje mayor del elipse sobre eje menor).

Para la reconstrucción de la cinemática relacionada con los pliegues asimétricos, se utilizó el método de Hansen (1971). En este método se asume que la asimetría de los pliegues se debe al transporte tectónico que se originó durante la deformación, y al sentido de desplazamiento dado por la lineación de estiramiento originada durante la deformación misma. Los ejes de los pliegues asimétricos se originarían, por lo tanto, perpendicularmente a la lineación misma, para rotar subsecuentemente hacia la dirección de estiramiento. Entonces, si se puede restaurar la posición del pliegue perpendicularmente a la lineación misma, es posible usar la asimetría del pliegue como indicador cinemático. Por lo tanto se han analizado los pliegues asimétricos y su orientación con respecto de la lineación de estiramiento para reconstruir, en red estereográfica, el sentido de transporte. Las asunciones que este método requiere, se enlistarán posteriormente junto con el análisis de cada reconstrucción cinemática.

Los estudios microestructurales en lámina delgada se realizaron sobre láminas orientadas, aunque láminas no orientadas han sido utilizadas para la caracterización petrográfica y metamórfica de los litotipos encontrados. Se estudió un total de aproximadamente 250 láminas delgadas, de las cuales alrededor de 80 se orientaron previamente. La orientación de la muestra a cortar, así como el plano a lo largo del cual se realiza el corte, son operaciones que se realizan en el campo. Normalmente se orienta la muestra a tomarse antes de romperse, por medio de un plumón y brújula. Se anota su orientación (rumbo del echado/echado) en una de las superficies de la roca (Fig. 4.4a), y también se anota si esta superficie es un techo ("top") o fondo ("bottom") (o sea, si se está orientando una superficie de arriba o de abajo). De esta

4. Análisis estructural

4.1 Metodología de análisis estructural

Las interpretaciones llevadas a cabo en este trabajo se combinan con lo observado en el campo a la escala del afloramiento, y con lo observado posteriormente al microscopio, en láminas delgadas adecuadamente orientadas. Para la definición de las fases de deformación se han tomado en cuenta, principalmente, estructuras planares (S), lineales (L), pliegues (F) zonas de cizalla (SZ), y el grado metamórfico asociado con todas estas estructuras. De esta manera, además de reconocer y describir las estructuras de deformación en cada napa, se han escogido las muestras a fechar por U-Pb y Ar-Ar, que pudiesen ser útiles para constreñir la edad de las distintas deformaciones dúctiles reconocidas.

Los pliegues observados han sido clasificados por medio del método t' vs. α (Ramsay, 1967) (Fig. 4.1), con el cual es posible clasificar un pliegue utilizando las isógonas, o sea líneas que unen tangentes (p.ej., 10° , 20° , etc.) a los flancos del pliegue mismo. Se trazan entonces las isógonas en fotografías tomadas en el campo en el perfil perpendicular al eje de los pliegues (ejemplo en la Fig. 4.2a). Adicionalmente, en los casos donde esto fue posible (especialmente para las migmatitas), se cortaron muestras de mano perpendicularmente al eje de los pliegues, se pulió la superficie cortada y, después de digitalizarla, se procedió a trazar las isógonas y hacer los cálculos relativos inherentes a la clasificación (ejemplo en la Fig. 4.2b). Donde ésto fue posible, se trató también de estimar el aplastamiento (flattening) al cual fueron sometidos los pliegues después de su formación, utilizando el método propuesto por Lisle (1992) y ejemplificado en la Fig. 4.3. Con este método es posible, utilizando la relación inversa de las isógonas ($1/t$), graficar una elipse de deformación bidimensional en el plano del perfil del pliegue que da la razón del aplastamiento R, igual a $S1/S2$ (eje mayor del elipse sobre eje menor).

Para la reconstrucción de la cinemática relacionada con los pliegues asimétricos, se utilizó el método de Hansen (1971). En este método se asume que la asimetría de los pliegues se debe al transporte tectónico que se originó durante la deformación, y al sentido de desplazamiento dado por la lineación de estiramiento originada durante la deformación misma. Los ejes de los pliegues asimétricos se originarían, por lo tanto, perpendicularmente a la lineación misma, para rotar subsecuentemente hacia la dirección de estiramiento. Entonces, si se puede restaurar la posición del pliegue perpendicularmente a la lineación misma, es posible usar la asimetría del pliegue como indicador cinemático. Por lo tanto se han analizado los pliegues asimétricos y su orientación con respecto de la lineación de estiramiento para reconstruir, en red estereográfica, el sentido de transporte. Las asunciones que este método requiere, se enlistarán posteriormente junto con el análisis de cada reconstrucción cinemática.

Los estudios microestructurales en lámina delgada se realizaron sobre láminas orientadas, aunque láminas no orientadas han sido utilizadas para la caracterización petrográfica y metamórfica de los litotipos encontrados. Se estudió un total de aproximadamente 250 láminas delgadas, de las cuales alrededor de 80 se orientaron previamente. La orientación de la muestra a cortar, así como el plano a lo largo del cual se realiza el corte, son operaciones que se realizan en el campo. Normalmente se orienta la muestra a tomarse antes de romperse, por medio de un plumón y brújula. Se anota su orientación (rumbo del echado/echado) en una de las superficies de la roca (Fig. 4.4a), y también se anota si esta superficie es un techo ("top") o fondo ("bottom") (o sea, si se está orientando una superficie de arriba o de abajo). De esta

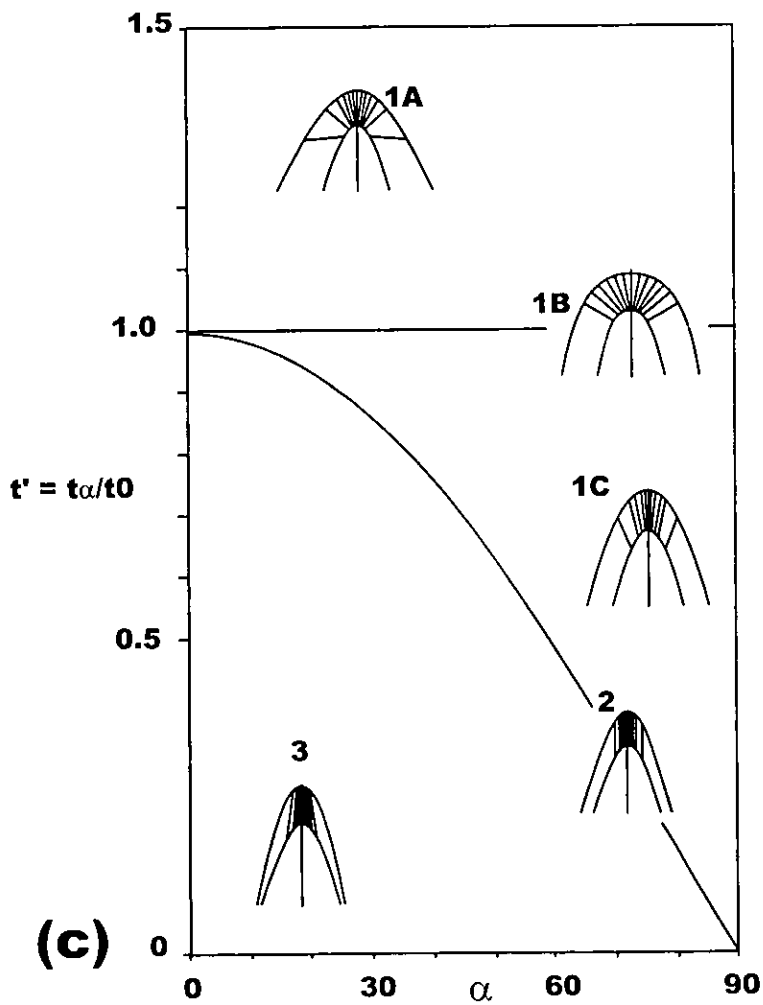
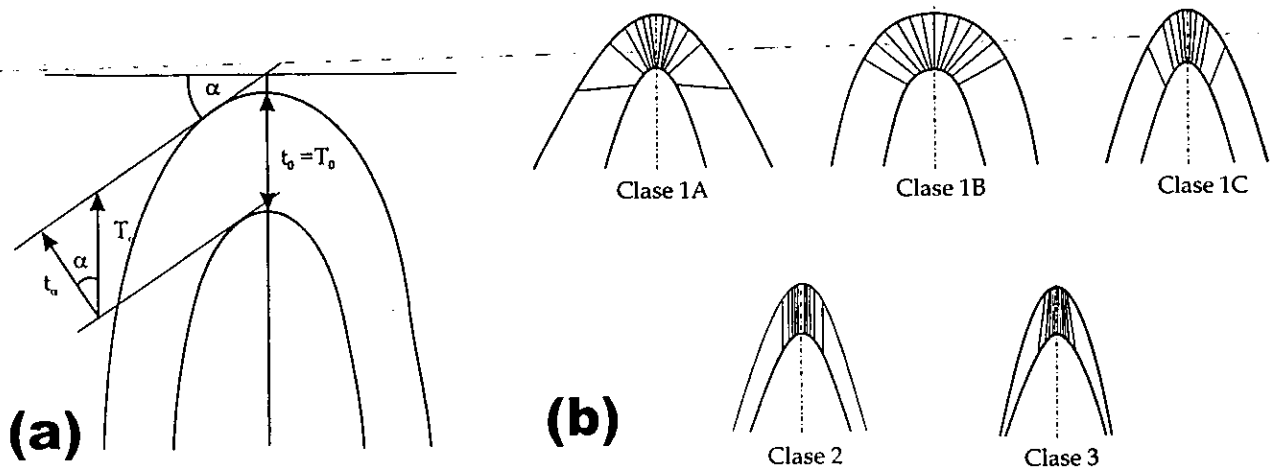
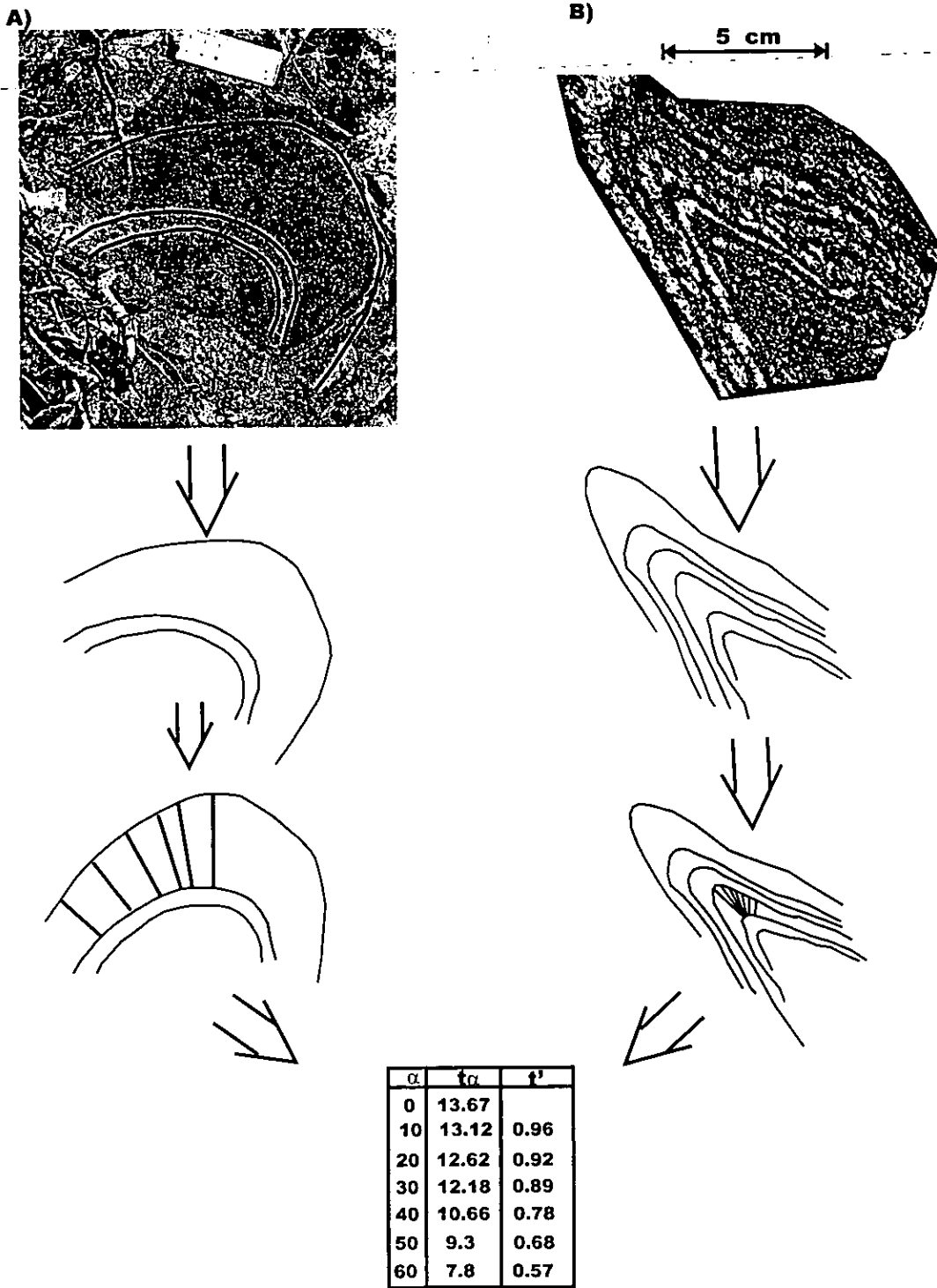


Figura 4.1. A) Perfil esquemático de un pliegue, con trazada la isógona t_α para el ángulo α , y la de referencia t_0 . B) Las 5 clases formadas según la posición de las isógonas en perfil, de acuerdo con Ramsay (1967). C) Diagrama t' vs. α , de Ramsay (1967)



Clase 1B (cerca de 1C)

Figura 4.2. Clasificación de los pliegues en clases, según el método de Ramsay (1967). A): desde fotografía tomada en el campo; B) desde muestra de mano pulida y ccaneada.

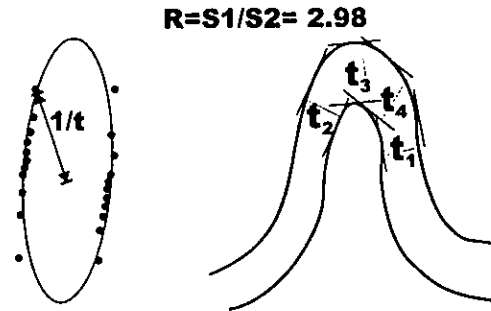


Figura 4.3. Estimación del aplastamiento de un pliegue según el método de Lisle (1992).

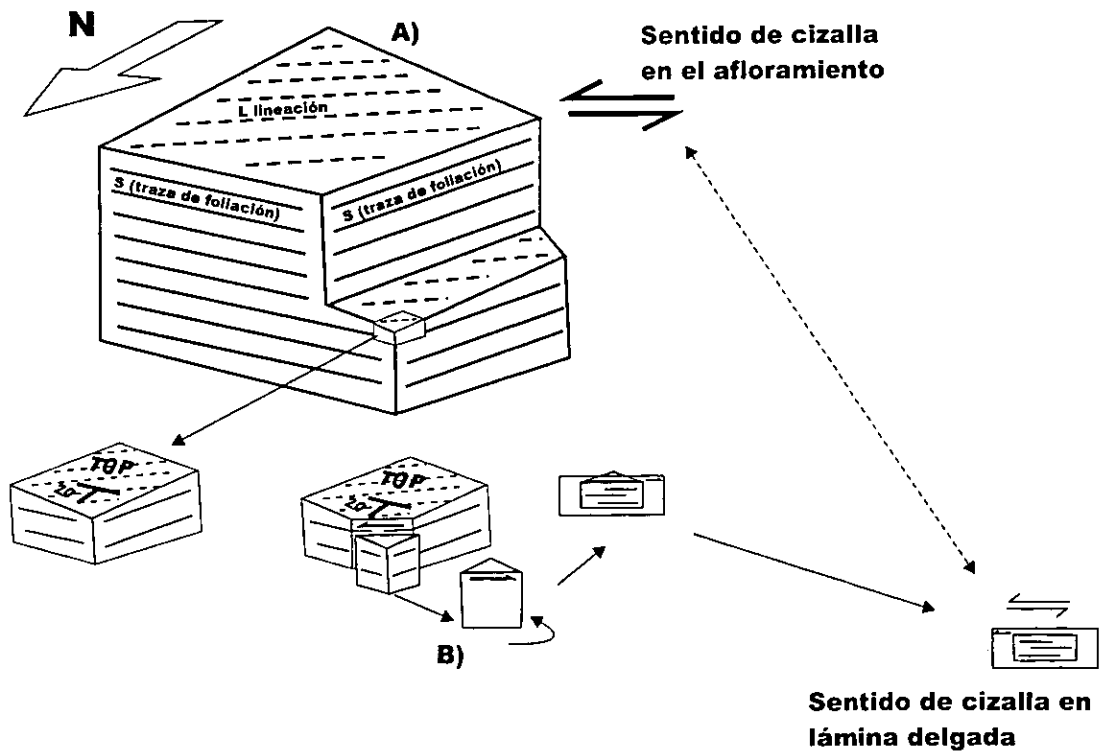


Figura 4.4. Orientación de una muestra para su corte orientado. A) orientación en el afloramiento; B) orientación del testigo con flecha asimétrica.

manera la orientación de la muestra es unívoca y puede ser reconstruida posteriormente en el laboratorio, generalmente utilizando un pedazo de plastilina como soporte. Igualmente, una vez orientada y colectada la muestra se deciden (y se marcan en la roca) el o los cortes a realizar para la obtención de las láminas delgadas orientadas. Una vez realizado el corte del o de los testigos, éstos se marcan con una flecha asimétrica (Fig. 4.4b), y lo mismo se hace en el pedazo orientado. Una vez pegado el testigo al vidrio, la misma flecha asimétrica se registra en aquél, de manera tal que quedará grabada con la lámina final. La flecha asimétrica es lo único que garantiza la imposibilidad de voltear el testigo inadvertidamente, y entonces poder fallar en el reconocimiento de, por ejemplo, los indicadores cinemáticos o las microestructuras presentes. En el caso de láminas orientadas para la reconstrucción cinemática, el corte se realizó paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicularmente a la foliación (Fig. 4.4).

4.2 Descripción de las estructuras

Cabe mencionar que el enfoque que se ha dado a este trabajo, desde un principio, fue el de estudiar las estructuras dúctiles que pudieran haberse desarrollado en el Complejo Oaxaqueño durante y después de la evolución grenvilliana, sin tomar en cuenta las múltiples estructuras frágiles que afectan esta área.

El área estudiada fue dividida, para la descripción y reconstrucción estructural, en tres diferentes unidades tectónicas, correspondientes a las unidades descritas anteriormente y considerando la presencia de contactos tectónicos observados, la edad o el diferente ambiente de formación deducido de la geoquímica.

Para discriminar las estructuras observadas en cada unidad se usará, de aquí en adelante, el subíndice a para la unidad basal anortosítica y rocas relacionadas, m para las migmatitas, s para los metasedimentos comprendidos entre el contacto tectónico basal con las migmatitas y para el paquete más somero, que comprende las charmoquitas, sienitas y los delgados metasedimentos intercalados. El subíndice c se utilizará para describir la milonita El Correo, importante por ser la mayor zona de cizalla reconocida durante este trabajo.

4.3 Unidad basal anortosítica

Como se ha descrito anteriormente en los capítulos 2 y 3 como en Keppie et al. (in prep.), el complejo basal anortosítico, los ortogneises máficos (muestra fechada 6498) y la charnoquita de granate (muestra fechada OC9810) están genéticamente asociados. Las estructuras observadas, entonces, se describirán conjuntamente. En la siguiente descripción se nombrarán como S_{0a} los contactos entre las diferentes litologías observadas (por ejemplo, anortosita y ferrodiorita). En general no se puede discriminar si esos contactos son primarios (p. ej., intrusivos o sedimentarios) o contactos tectónicos recrystalizados, ya que han sido completamente transpuestos por los eventos de deformación y siempre se observan como paralelos a la foliación granulítica. En el caso de esta primera unidad, sin embargo, las rocas que se han reconocido son en su totalidad de origen magmático, por lo que se asume que las superficies S_{0a} sean, en realidad, contactos ígneos transpuestos.

4.3.1. Estructuras de deformación de fase 1_a

4.3.1.1 Estructuras 1_a mesoscópicas y microscópicas

4.3.1.1.1 Foliación

La primera fase de deformación está caracterizada por una foliación mineral S_{1a} que es paralela a los contactos litológicos S_{0a} (Fig. 4.5a), y dada por una disposición planar de minerales de alto grado como ortopiroxena (hiperstenita), clinopiroxena (augita), feldespato (pertita y también plagioclasa) y abundantes listones de cuarzo, que también definen la foliación a la escala mesoscópica. El granate, de composición almandítica, está también presente en algunas litologías. La ausencia de inclusiones rotadas o foliación plegada en correspondencia del granate sugiere que su formación fue tardía con respecto de la foliación S_{1a} . A escala pequeña, generalmente menor de 20 cm, la foliación S_{1a} es paralela al bandeamiento observado, el cual está constituido por una alternancia de bandas enriquecidas en minerales máficos, con respecto de otras en las que prevalecen los minerales leucocráticos. Este bandeamiento es probablemente el producto de la diferenciación metamórfica.

El estudio microscópico de láminas delgadas orientadas, generalmente cortadas paralelamente a la lineación y perpendicularmente a la foliación, permite profundizar y completar las observaciones hechas a la escala del afloramiento. En rocas como las charnoquitas, ferrodioritas y gabros las bandas máficas están caracterizadas por minerales como piroxeno y granate, y se alternan con otras bandas más ricas en minerales leucocráticos como cuarzo, feldespato pertítico y plagioclasa. La foliación se puede distinguir dentro de las bandas y paralelamente a éstas, como dada por la orientación preferencial de hornblenda, piroxenos y listones de cuarzo. En las rocas más masivas como la anortosita, se observa una textura granoblástica poligonal de plagioclasa (andesina), pero la ausencia de otros minerales no permite el desarrollo en ésta de una verdadera foliación o bandeamiento. La presencia, entonces, de un bandeamiento paralelo a la foliación S_{1a} permite definir esta estructura planar como una estructura compuesta.



Fig. 4.5a. Fotografía del bandeamiento en las ferrodioritas. Se puede notar la presencia contemporánea de la foliación metamórfica S_{1a} , paralela al bandeamiento mismo, y subrayada por la presencia de listones de plagioclasa en la ferrodiorita.



Figura 4.5b. Fotomicrografía tomada en una charnoquite asociada con las anortositas, cortada paralelamente a la foliación S_{1a} . Se puede observar que la lineación está compuesta por la disposición de orto (Opx) y clinopiroxena, (Cpx) en asociación con opacos (magnetita, negras). Nótese los cristales alargados de clinopiroxena, en las márgenes de ortopiroxenas, posible producto de reacción metamórfica. Los minerales leucocráticos conforman el mosaico granoblástico, y son principalmente cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Fotografía tomada con nicóles paralelos, objetivo 4X. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo aproximado de 2.5 mm.

4.3.1.1.2 Lineación

La lineación mineral L_{1a} caracterizada por los minerales máficos arriba enlistados, así como por los listones de cuarzo (lineación de estiramiento), está contenida en los planos S_{1a} .

Microscópicamente la lineación mineral L_{1a} está compuesta, en general, por un aglomerado de cristales sin alineamiento cristalográfico preferencial, como clinopiroxena (augita), ortopiroxena (hiperstena) y opacos (fotomicrografía en la Fig. 4.5b). Es importante subrayar la falta total de deformación dúctil en los minerales máficos los como están alineados dimensionalmente, pero nunca muestran estiramiento o deformación dúctil.

4.3.1.1.3 Plegamiento

No se han observado pliegues que sean claramente atribuibles a la fase F_{1a} , o sea cuyos planos axiales sean S_{1a} y que plieguen exclusivamente los contactos S_{0a} .

4.3.1.2 Geometría

4.3.1.2.1 Foliación

La orientación de la foliación S_{1a} , medida en toda la unidad basal, se ilustra en la red estereográfica de la Fig. 4.6a. Es claro que los polos de esta foliación se disponen a lo largo de un círculo mayor, cuyo polo representa el eje promedio de los pliegues tardíos que se describirán en detalle en el párrafo 4.3.6.1.

4.3.1.2.2 Lineación

La orientación de la lineación L_{1a} es aproximadamente constante en todo el área, con un buzamiento entre ~ 5 hasta $\sim 50^\circ$ y orientado hacia NW-NNW, no observándose mayores diferencias entre las de estiramiento y la mineral. En general el buzamiento es hacia el NNW aunque, en algunos casos, se han medido lineaciones subhorizontales hacia el SE (Fig. 4.6b). También la orientación de estas lineaciones se ve afectada por el plegamiento tardío, y su geometría se describirá detenidamente más adelante.

4.3.1.3 Metamorfismo asociado con las estructuras de fase 1_a

La paragénesis mineral observada en las rocas muestreadas en esta unidad basal, revelan la presencia de un metamorfismo granulítico que es posible asociar a las estructuras de fase 1_a . En una charnoquita de granate muestreada a lo largo del Río Cuajilote, y caracterizada por la paragénesis de equilibrio cuarzo – feldespato potásico – plagioclasa – hiperstena – augita – granate – ilmenita (análisis químicos obtenidos por microsonda reportados en la Tabla 4.1, ver el Apéndice para los detalles analíticos), fue posible calcular las condiciones de temperatura y presión asociables al pico metamórfico, utilizando el programa TWQ (Berman, 1991). Los valores obtenidos son de $735 \pm 12^\circ\text{C}$ y $7.7 \pm 0.97\text{ kb}$, en muy buen acuerdo con lo previamente calculado por Mora y Valley (1985), y Mora et al. (1986), utilizando diferentes metodologías (cfr. Cap. 1).

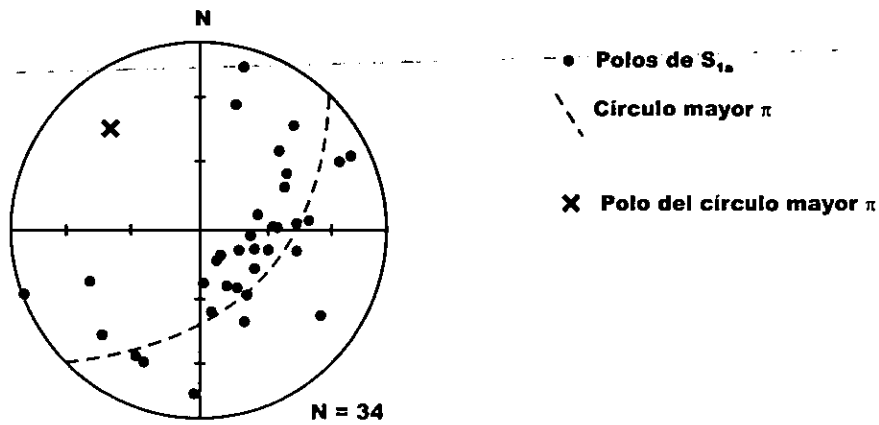


Fig. 4.6a. Red estereográfica representante los polos de foliación S_{1n} medidos en toda la unidad basal.

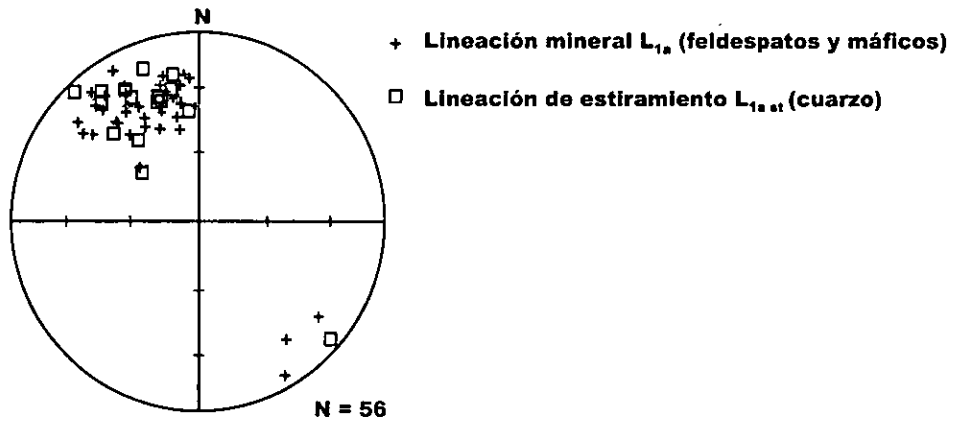


Figura 4.6b. Lineaciones mineral y de estiramiento L_{1n} , medidas en toda la unidad basal.

Tabla 4.1. Datos de microsonda para las fases mineralógicas de la muestra OC9810

	Ortopiroxena	Granate	Clinopiroxena	Ilmenita	Plagioclasa
NA2O	0.036	0.032	0.557	0.000	8.507
K2O	0.011	0.016	0.009	0.000	0.297
FEO	46.954	33.579	25.728	48.950	0.183
MGO	4.119	0.629	3.555	0.800	0
SIO2	46.146	36.694	48.228	0.000	61.594
CAO	0.712	7.342	19.568	0.000	5.237
MNO	0.531	1.216	0.267	0.200	0
TIO2	0.109	0.071	0.148	50.050	0
AL2O3	0.289	19.997	1.009	0.000	23.445
TOTAL	98.907	99.602	99.075	100.00	99.297

4.3.2. Estructuras de deformación de fase 2_a

4.3.2.1 Estructuras 2_a mesoscópicas y microscópicas

4.3.2.1.1 Foliación

La foliación S_{2a} se puede observar exclusivamente como plano axial de los pliegues recostados F_{2a} , y donde existan estos pliegues, ya que su orientación es la misma que S_{1a} . En los flancos de los pliegues, así como donde la roca no está plegada, se observa a veces una intensificación de la foliación, pero siempre paralelamente a S_{0a} . Microscópicamente no se puede distinguir entre la foliación S_{2a} y la previamente descrita S_{1a} , ya que se observa una disposición plana única de los mismos minerales como augita, hiperstena, feldespato y los listones de cuarzo, particularmente abundantes en las litologías más félsicas. Por lo tanto es mejor hablar de una foliación compuesta S_{1a}/S_{2a} . En relación con las superficies S_{0a} , la foliación es perfectamente paralela, sin oblicuidad o ángulos de intersección observables. Un ejemplo de este microbandeamiento está presente en la fotomicrografía de la Fig. 4.7a, en donde bandas ricas en Opx + Cpx (\pm Hbl \pm Bt) se alternan con bandas ricas en Qtz+Pl+Kfs, a la escala milimétrica. La foliación S_{2a} está entonces caracterizada dentro de la misma litología por este microbandeamiento producido por la diferenciación metamórfica. Esta interpretación se basa en la naturaleza metamórfica de la ortopiroxena (hiperstena) que reemplaza la pigeonita magmática (Fig. 4.7b).

4.3.2.1.2 Lineación

No se ha observado el desarrollo de una lineación L_{2a} de orientación o características diferentes a L_{1a} . Si durante la formación de S_{2a} , se desarrolló también una lineación asociada, entonces ésta no es reconocible a escala macro o microscópica. Desgraciadamente, el estudio de la lineación mineral en zonas de charnela de los pliegues F_{2a} no se pudo realizar por falta de buenas exposiciones. Es también posible que la lineación mineral de alto grado observada en la unidad basal sea una lineación compuesta L_{1a}/L_{2a} , y que sea por lo tanto el

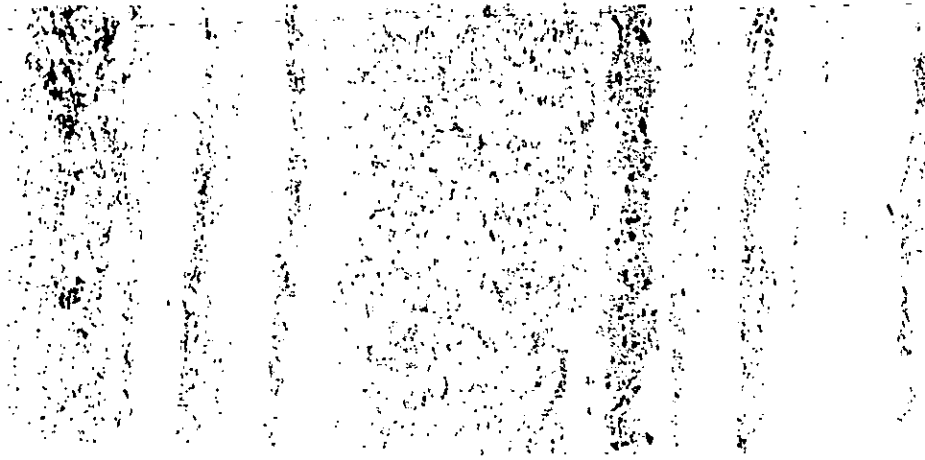


Figura 4.7a. Fotomicrografía que ilustra el bandeamiento a escala microscópica (2-3 mm cada banda) presente en las charnoquitas granulíticas. Las bandas oscuras están caracterizadas por clinopiroxena y ortopiroxena (\pm hornblenda \pm biotita), mientras que las claras por un mosaico granoblástico de minerales leucocráticos como cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 4 cm.

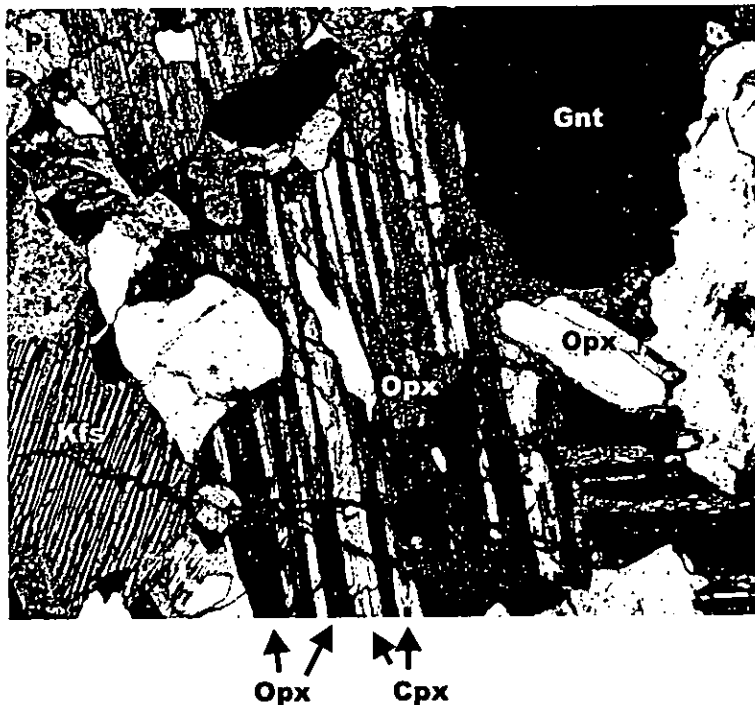


Figura 4.7b. Fotomicrografía tomada en la muestra 6498. La abundante hiperstena (Opx, maclas oscuras) de origen metamórfico, forma exoluciones en la pigeonita magmática, junto a clinopiroxena también metamórfica (Cpx, maclas brillantes). Se observa también feldespato pertítico (Kfs) y granate (Gnt). Nícoles cruzados, objetivo 4x. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 1 mm.

resultado final de dos incrementos de deformación. Su geometría entonces es de considerarse como el resultado de la deformación finita durante 1_a y 2_a .

4.3.2.1.3 Plegamiento

Se han observado pliegues intrafoliales e isoclinales producidos por el plegamiento recostado de las superficies S_{1a} , y de las superficies S_{0a} . Estos pliegues son frecuentemente disharmónicos o aparecen también como charnelas aisladas (Fig. 4.8) con los planos axiales escasamente visibles, paralelos a la misma foliación S_{1a} . En otros casos los pliegues son recostados, hasta 20 cm de longitud, y se pueden clasificar (Fig. 4.9) como clase 3, aproximándose a la clase 2, utilizando la citada clasificación de Ramsay (1967).

Los pliegues observados y asociados con la fase F_{2a} , descritos arriba, tienen la característica de ser recostados e isoclinales. Microscópicamente estos pliegues no desarrollan una foliación mineral clara de plano axial debido también a la ausencia de minerales planos como micas, o anfíboles delgados. Sin embargo, el mosaico granoblástico está presente tanto en las zonas de charnela, como en los flancos mismos. Los minerales máficos de alto grado como piroxenas no están deformados, rotos o plegados en zonas de charnela, simplemente mantienen sus características inalteradas.

4.3.2.2 Geometría de los pliegues

Debido al tamaño reducido de los pliegues de fase F_{2a} , que generalmente no sobrepasan los 20 cm, y a su naturaleza intrafolial, no ha sido posible realizar observaciones tridimensionales exhaustivas de estas estructuras. Sin embargo, se puede ver en la red estereográfica de la Fig. 4.10 como la orientación de los ejes F_{2a} , en donde su medición fue posible, es generalmente subparalela a la lineación L_{1a} observada anteriormente, con la única diferencia dada por una mayor inclinación de los ejes de pliegue.

4.3.2.3 Metamorfismo asociado con las estructuras de fase 2_a

El grado metamórfico asociado con la deformación de fase 2_a y el microplegamiento recostado, observado tanto con los estudios microscópicos como con las paragénesis presentes, sigue estando en facies de granulita. Además de los mosaicos granoblásticos observados entre los minerales de alto grado (Fig. 4.11), hay otras dos evidencias que apoyan esta interpretación: (1) la falta de minerales de grado metamórfico más bajo recrystalizando a lo largo de los planos axiales S_{2a} , y (2) la ausencia de coronas de retrogresión alrededor de minerales máficos o pseudomorfo sobre piroxenas, ilmenita, etc. Estos dos fenómenos de retrogresión son comunes en los episodios de deformación bajo condiciones metamórficas de más bajo grado, como se observa en todo el Complejo Oaxaqueño, y que serán descritos más adelante. Además los pliegues F_{2a} se encuentran replegados por pliegues abiertos de más bajo grado (ver el párrafo 4.3.3.2.3), que ponen un límite inferior a las condiciones metamórficas para su formación.

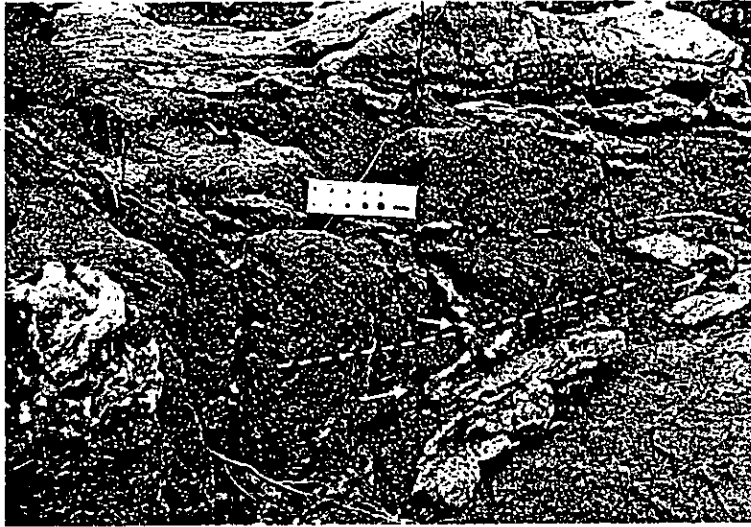


Figura 4.8. Metagabros plegados, en los cuales se puede observar la presencia de pliegues ptigmáticos (charnelas indicadas por flechas blancas) en horizontes más competentes, de fase F2a. El plano axial de estos pliegues (línea discontinua) es paralelo a la foliación S_{1a}/S_{2a} , caracterizada por minerales de facies de granulita. Tomada a lo largo del Río Cuajilote.

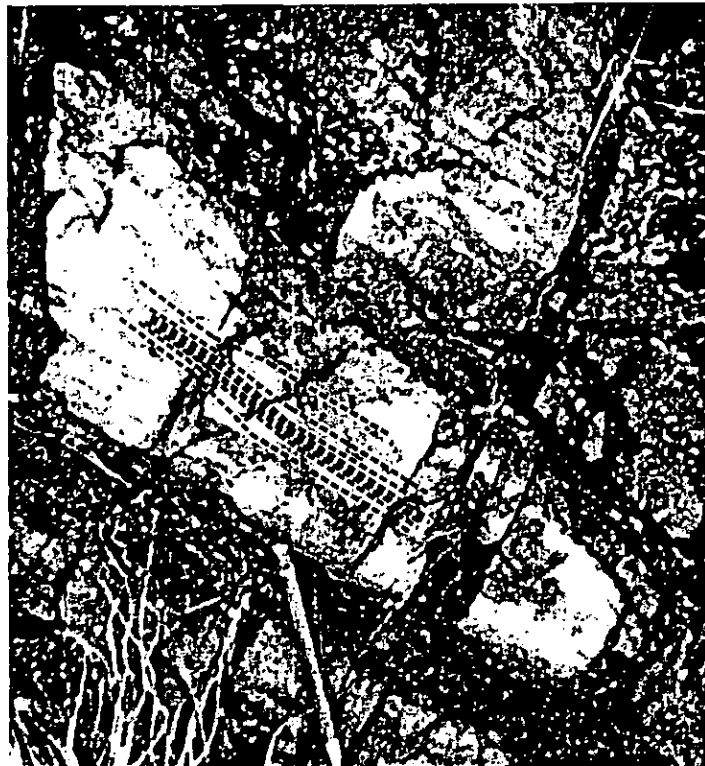
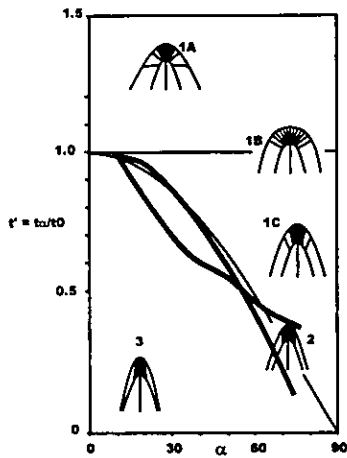


Figura 4.9. Diagrama t' vs. α , modificado de Ramsay (1967), para los pliegues de fase F_{2a} en los metagabros. En la fotografía se reportan las isógonas utilizadas para la clasificación.

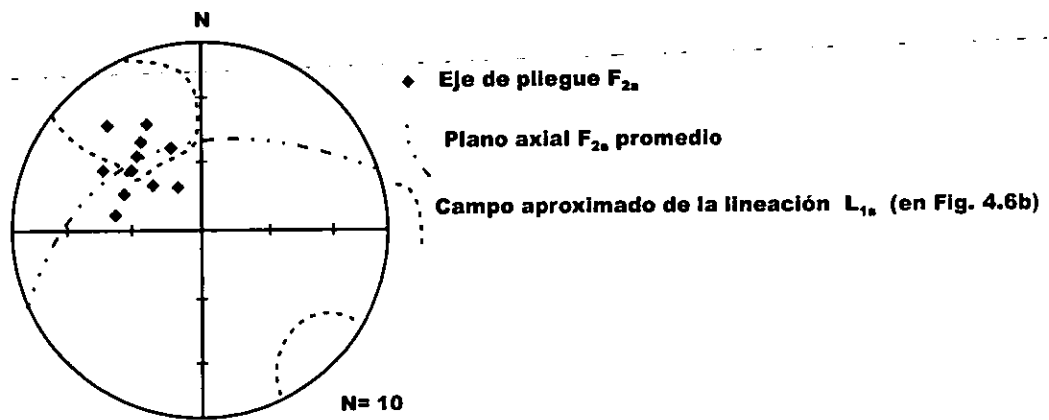


Figura 4.10. Ejes de pliegues recostados F_{2a} medidos en toda la unidad basal anortositica.



Figura 4.11. Mosaico granoblástico en una charnoquita. C) clinopiroxena; o) ortopiroxena; Qz) cuarzo; Pl) plagioclasa; Fs) feldespato potásico. Nicoles cruzados, objetivo 4x. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

4.3.2.4 Mecanismos de deformación para las estructuras de fase 2_a

El sentido de transporte asociado con la fase de deformación 2_a se puede reconstruir por medio de la asimetría de algunos de estos pliegues recostados F_{2a} que, como se ilustra en el diagrama de la Fig. 4.12 para dos pliegues y sus respectivas lineaciones, indica un transporte hacia el NNW. Queda claro que, para el fin de esta reconstrucción, se consideró como lineación de referencia para la obtención de la asimetría la lineación medida como L_{1a} en los listones de cuarzo, asumiendo que su orientación pudo haberse modificado durante 2_a (lineación compuesta L_{1a}/L_{2a} como se explica arriba). Si se considera que los pliegues de fase F_{2a} se han clasificado como de clase 3, un mecanismo de cizalla simple es poco probable (ver Ramsay, 1967, pag 430-436), en cuanto éste produciría pliegues similares de clase 2 (shear folds usando la denominación del mismo Ramsay). Considerando que los pliegues de fase F_{2a} observados son de clase 3 acercándose a 2 (Fig. 4.9), su mecanismo de formación puede ser de tipo "buckling", el cual produce pliegues de clase 3 (Hudleston, 1973; Ramsay, 1967), con una deformación posterior homogénea sobrepuesta, que cambia la morfología del pliegue mismo desde clase 3 a una aproximación de la clase 2 (Fig. 4.13).

4.3.3. Estructuras de deformación de fase 3_{a1}

4.3.3.1 Estructuras 3_{a1} mesoscópicas y microscópicas

4.3.3.1.1 Foliación

La foliación S_{3a} en la unidad basal está presente únicamente en las zonas de cizalla que caracterizan el contacto entre el cuerpo anortosítico y los gneises máficos finos sobreyacentes, milonitizados. Esta milonitización se ha reconocido respectivamente a lo largo de las dos carreteras principales, como se muestra en el mapa de la Fig. 2.1. La foliación milonítica S_{3a} se caracteriza macroscópicamente por la disposición plana de minerales opacos de grano muy fino y de plagioclasa y cuarzo estirados, como se puede observar en la fotografía de la Fig. 4.14, y microscópicamente por la alternancia de listones, u horizontes delgados, hasta 5 mm de espesor, cada uno de composición diferente. Los horizontes leucocráticos están compuestos principalmente por plagioclasa en subgranos que, debido a su mis-orientación (fotografía en la Fig. 4.15) han sufrido una migración de los bordes de granos (Grain Boundary Migration, Passchier y Trouw, 1996) completa. También están presentes listones de cuarzo que muestran texturas como subgranos con extinción ondulosa y bordes anastomosados. Alternativamente, o en asociación con la textura arriba descrita, se puede observar una fábrica de tipo S-C (Lister y Snoke 1984), con los planos S de foliación representados por los listones de plagioclasa o arreglos de opacos, y los C, de cizalla, por biotitas y tremolitas deformadas (ejemplo en la fotografía de la Fig. 4.16). Los horizontes máficos están principalmente compuestos por arreglos de opacos como magnetita y titanomagnetita, con texturas coroníticas de biotita (Fig. 4.17), y de pseudomorfos de tremolita sobre, posiblemente, clinopiroxena.

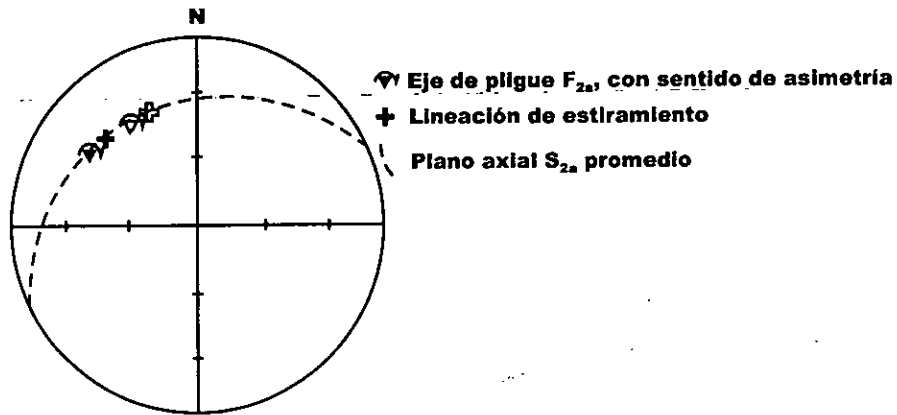


Figura 4.12. Transporte tectónico para los pliegues asimétricos (Z) de fase F_{2a} . Están representadas dos parejas eje de pliegue - lineación de estiramiento, cuyas asimetrías indican un desplazamiento con transporte hacia el NNW.

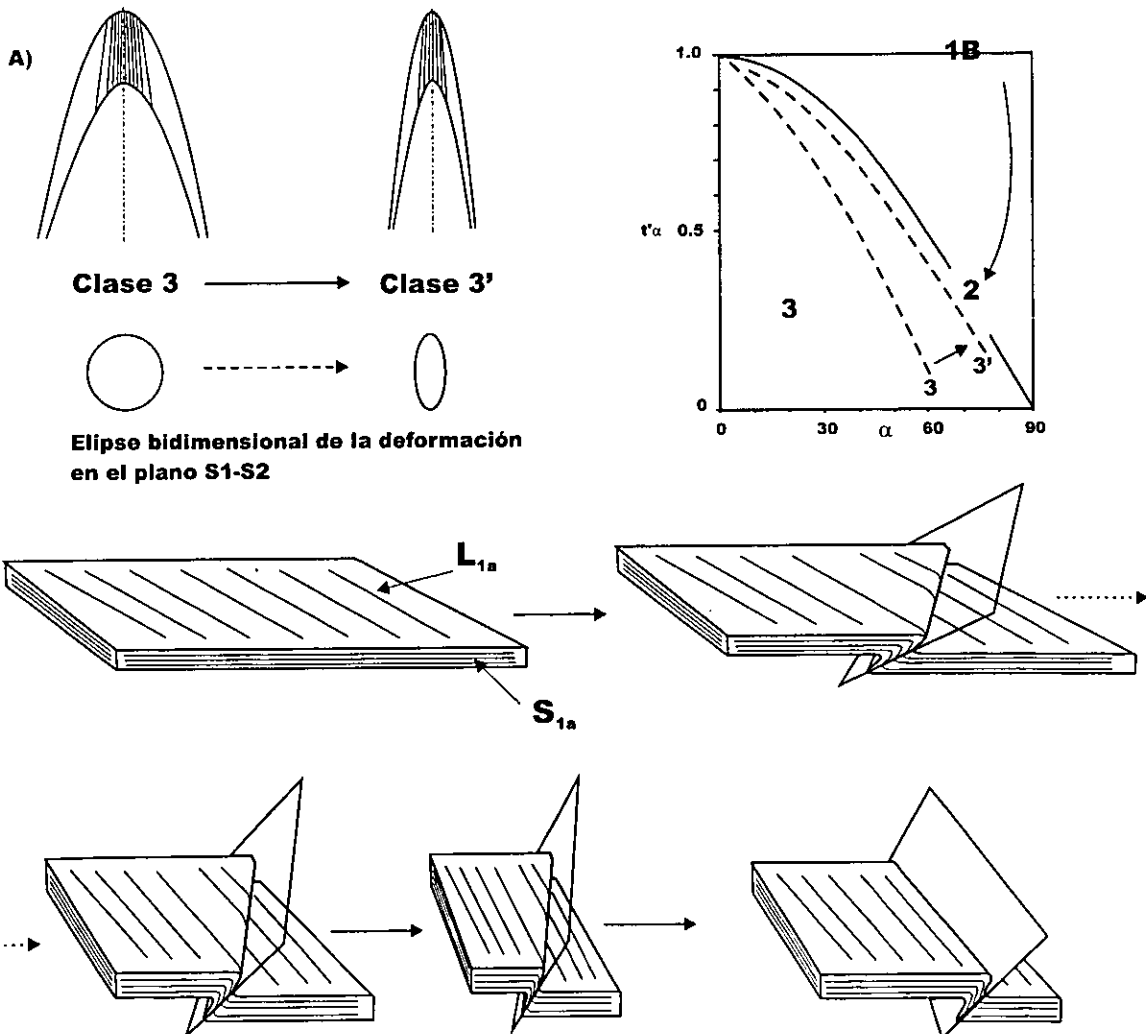


Figura 4.13. A) Transformación de un pliegue de clase 3 en un pliegue de clase 3' (aproximado a uno de clase 2), por medio de aplastamiento (flattening) normal al plano axial. B) Mecanismo por la formación de los pliegues de fase F_{2a} en la unidad basal.

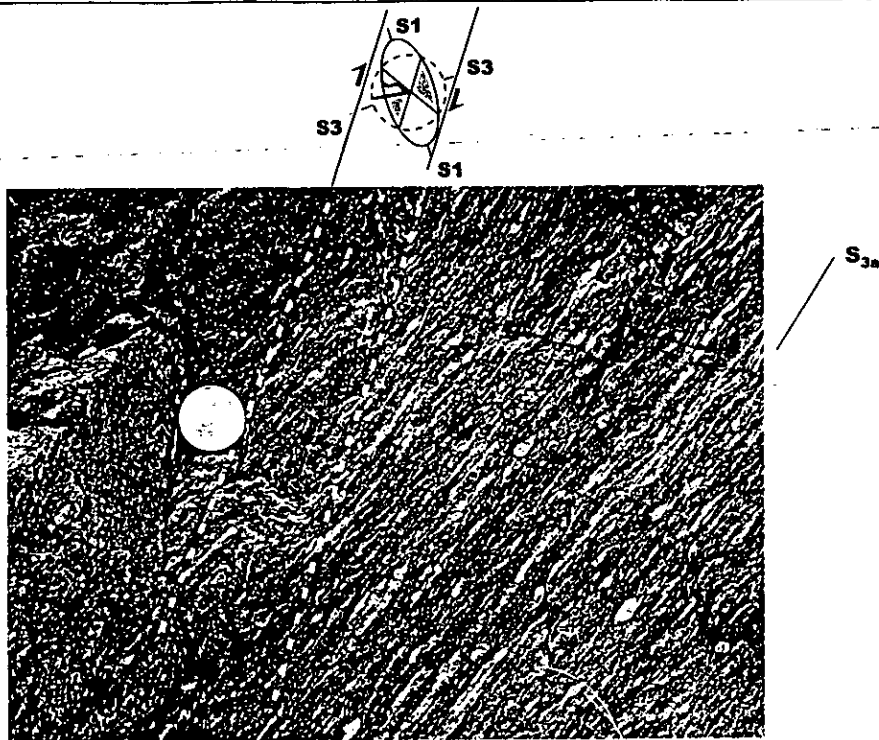


Figura 4.14. Fotografía en donde se muestra una banda de crenulación (subvertical, al centro de la imagen) que pliega la foliación milonítica S_3 . Los pliegues formados, F_{3a} , tienen simetría Z en el plano de la fotografía. También están representados los elipses bidimensionales para los casos de cizalla simple (arriba) y cizalla pura (a la derecha). Los campos en gris indican el campo de acortamiento, en el cual es posible la formación de pliegues. El detalle microscópico de la foliación y grado metamórfico asociados con estos micro pliegues está representado en la Fig. 4.24.

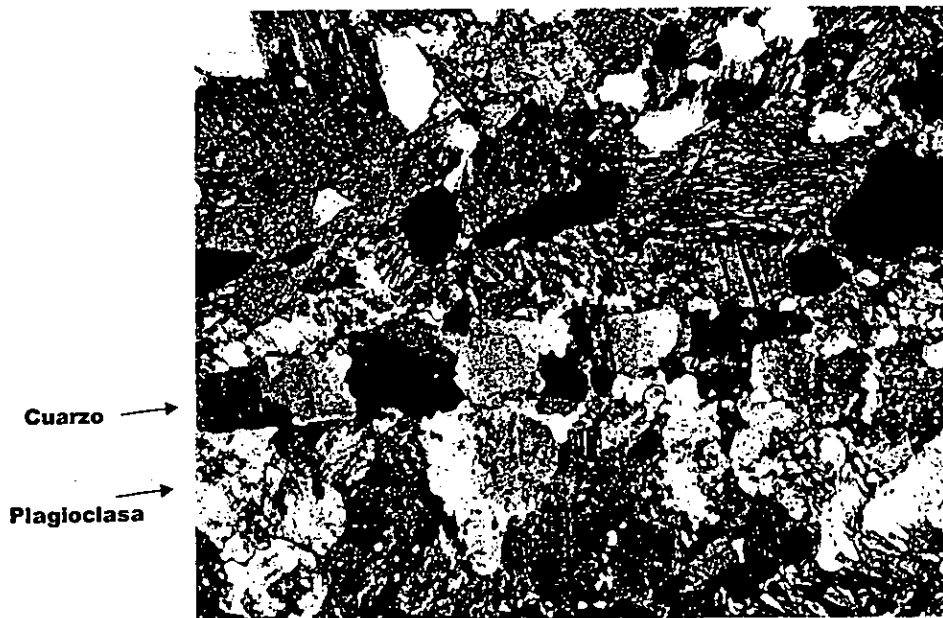


Figura 4.15. Fotografía del microbandeamiento adentro de una milonita de fase 3. Se puede observar un listón de cuarzo con formación de subgranos de bordes anastomosados y extinción ondulosa, abajo del cual se observa un listón compuesto por cristales de plagioclasa, sericitizados. Este último listón está compuesto por subgranos de plagioclasa, que todavía conservan bordes irregulares, relictos de un proceso de migración de los bordes de los granos (GBM, Passchier y Trouw, 1996) producido como respuesta a la recrystalización dinámica. Nícoles cruzados, objetivo 4X. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

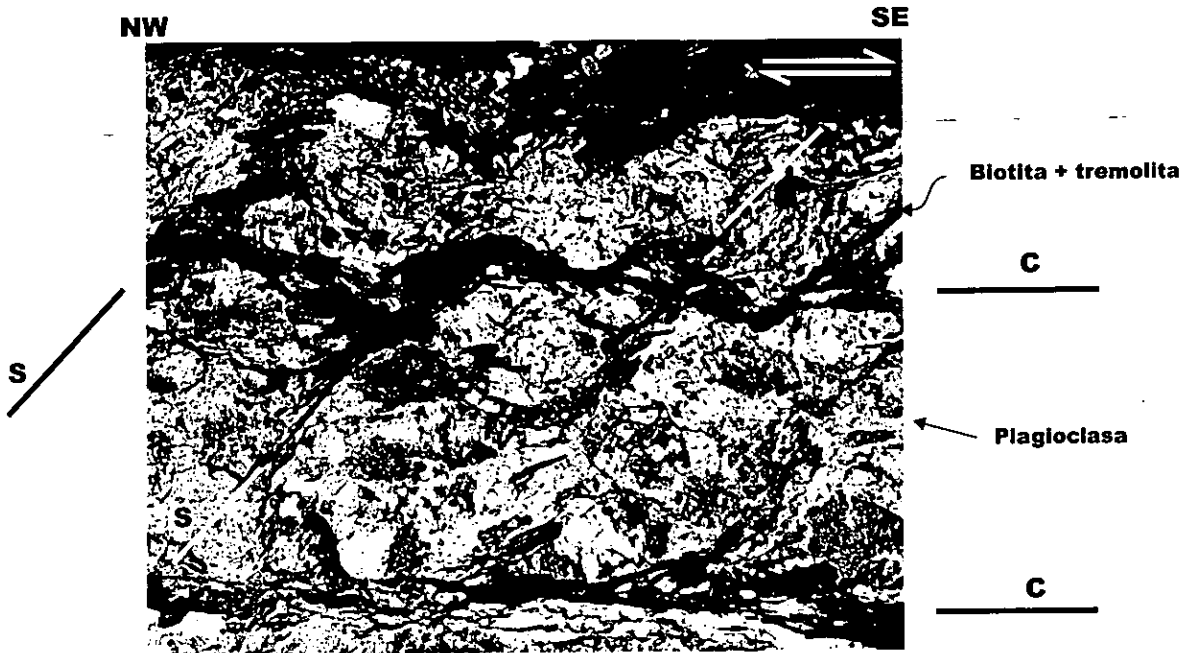


Figura 4.16. Microtextura C-S en una milonita de fase 3₁. Los planos de cizalla C son subparalelos al lado largo (horizontal) de la imagen, y representados por microcristales de biotita intercrecidos con tremolita. La foliación milonítica S es oblicua, orientada de abajo a la izquierda hacia arriba a la derecha y caracterizada por la alternancia de microbandas leucocráticas con otras oscuras. El sentido de desplazamiento es derecho en el plano de la fotografía. Nícoles paralelos, objetivo 4X. Campo horizontal 2.5 mm.

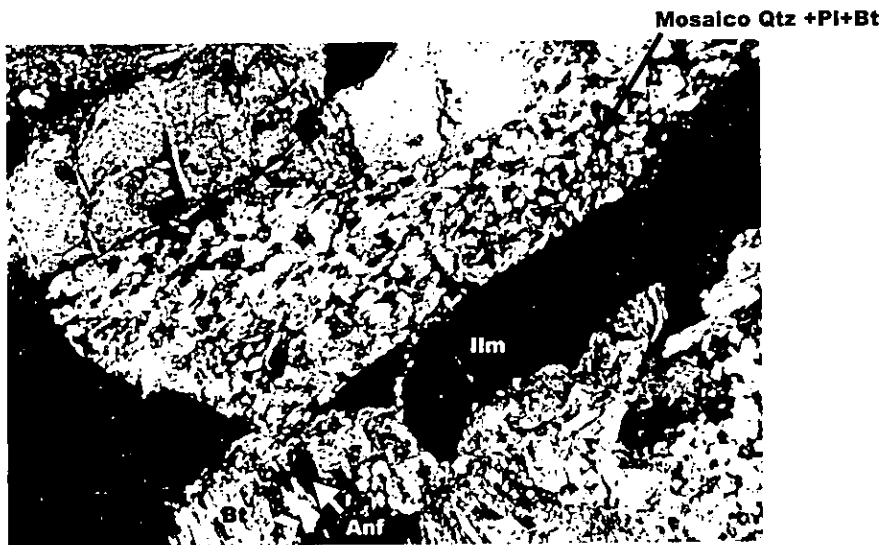


Figura 4.17. Fotografía de las texturas de reemplazamiento en una milonita de fase 3₁. Se observa la formación de una corona de microcristales de biotita (Bt) y anfíbol (Anf) alrededor de ilmenita (Ilm) asociada a un mosaico fino de cristales de cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl) intercrecidos con biotita. Nícoles cruzados, objetivo 10X. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 1mm.

4.3.3.1.2 Lineación

La lineación L_{3a} está caracterizada por la disposición subparalela de minerales como plagioclasa y cuarzo estirados, así como listones formados por minerales opacos. En la zona de cizalla se puede observar una lineación de estiramiento compuesta por plagioclasa y listones de cuarzo, mientras que la lineación mineral está definida por listones de minerales opacos intercrecidos con apatito, que crecen paralelamente a la lineación de estiramiento. La lineación de estiramiento L_{3a} observada en la plagioclasa en la zona de cizalla se puede observar también en unas bandas ferrodioríticas que constituyen el mejor ejemplo observado de tectonita L (fotografía en la Fig. 4.18), localizadas 10 m por debajo de la zona de cizalla SZ_{3a} . Dos láminas delgadas cortadas perpendicularmente una a la otra, y paralelamente a la lineación L_{3a} en esta tectonita muestran que su composición macroscópica observada en la Fig. 4.18 está dada por bandas alternadas de composición leucocrática (plagioclasa y cuarzo) y máfica (opacos, apatitos, anfíbol de composición tremolítica y actinolítica y biotitas). Los cristales de anfíbol, muy pequeños, tienen un crecimiento paralelo a la orientación de las bandas, sin mostrar deformación. La falta de cristales relictos de otros minerales máficos, como pudieran ser piroxenas, indica que estos últimos fueron completamente reemplazados y rehidratados, posiblemente durante la milonitización. Esto implica que el crecimiento de los anfíboles no deformados y de la biotita es el producto de la cristalización que procedió a la deformación dúctil.

4.3.3.1.3 Plegamiento

Se han observado algunos pliegues aislados, a lo largo del Río Cuajilote. Estos pliegan los pliegues intrafoliales de fase F_{2a} y las superficies S_{1a} hasta formar pliegues cerrados a la escala 10-50 cm. Un ejemplo se reporta en la Fig. 4.19 en la cual un gabro forma un pliegue cerrado de clase 1A aproximándose a 1B, con eje que buza hacia 318/45 y que parece plegar (parte baja de la foto) un isoclinal cerrado cuya forma recuerda los pliegues en facies de granulita, de fase F_{2a} . La foliación axial asociada a estos pliegues está poco desarrollada, pero en el caso del pliegue representado en la Fig. 4.19 se puede macroscópicamente observar caracterizada por minerales máficos (opacos y hornblenda), coplanares con cuarzo aplastado, visible en la misma foto en la parte clara, arriba a la derecha de la charnela. Estos pliegues cerrados se asocian tentativamente a la fase 3_a con base en su grado metamórfico. Sin embargo su correlación es dudosa, en cuanto no afectan la milonita, y tampoco se ven afectados por ésta.

4.3.3.1.4 Zona de cizalla km 216

La milonitización caracteriza el contacto entre el cuerpo principal anortosítico, aquí marcado por una intercalación de ferrodioritas y bandas leucocráticas de anortositas, y los gneises máficos finos sobreyacentes (Fig. 4.20a). Esta zona de cizalla indicada como SZ_{3a} , y con alrededor de 15 m de espesor promedio, se señala por la presencia de unos pliegues de vaina ("sheath folds" según Cobbold y Quinquis, 1980) de alrededor de 1 m de amplitud que, dada su asimetría, permiten entender el sentido de desplazamiento y transporte tectónico.

Existen tres evidencias que se pueden utilizar para reconstruir el sentido de desplazamiento a lo largo de esta zona de cizalla.

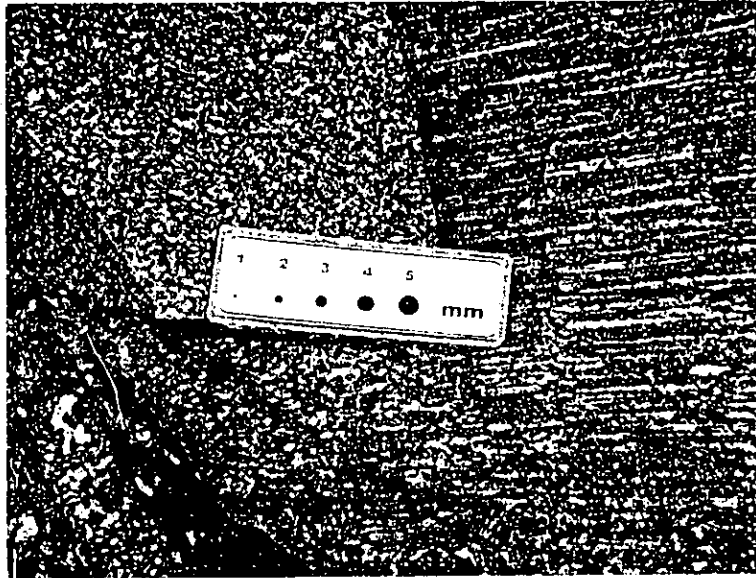


Figura 4.18. Tectonita L formada en las ferrodioritas, en la base de la zona milonítica S_{2a} .

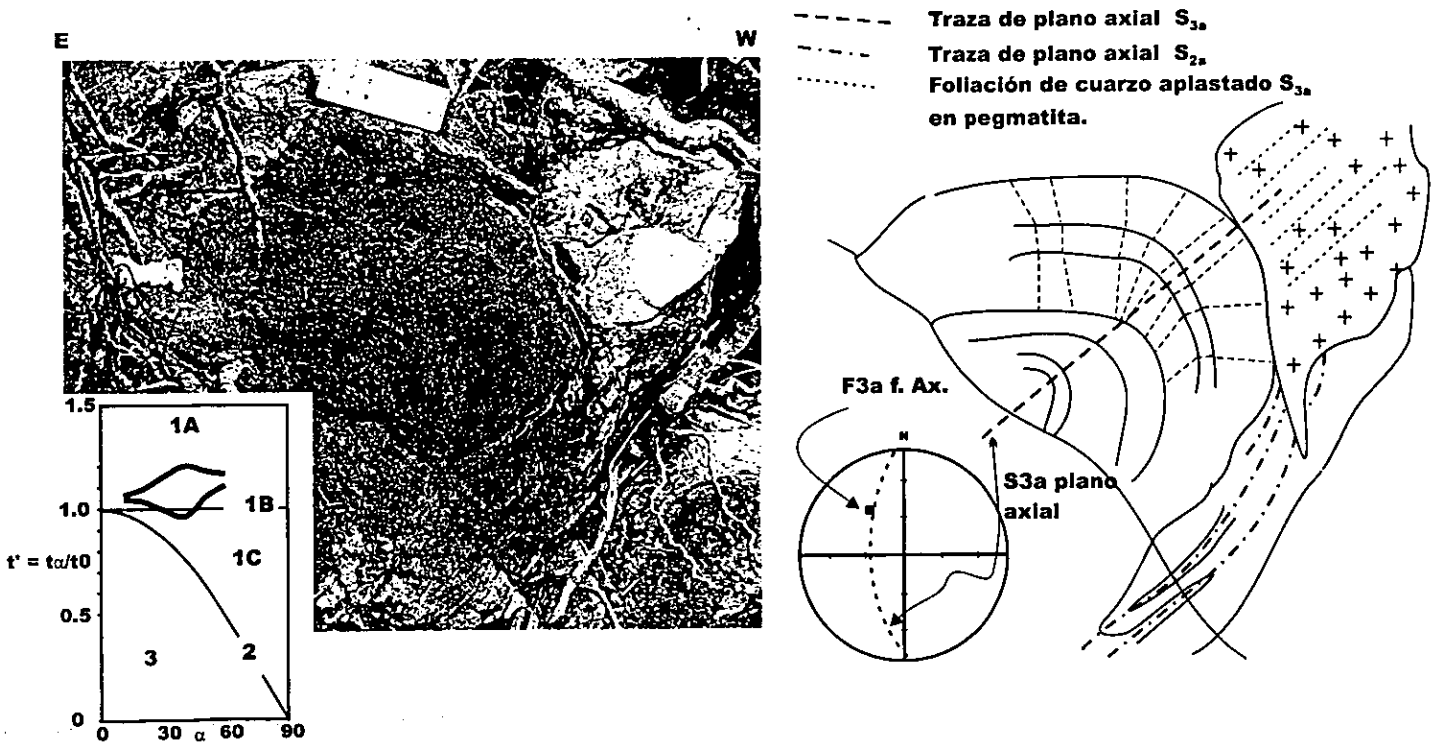


Figura 4.19. Pliegue de fase F_{3a} , cerrado, fotografiado en el Río Cuajilote. Se puede notar, abajo y en el esquema, un pliegue isoclinal previo, de fase F_{2a} , replegado. Abajo a la izquierda se observa la clasificación t' vs. α para los pliegues de fase F_{3a} , observadas en las anortositas (Ramsay, 1967).

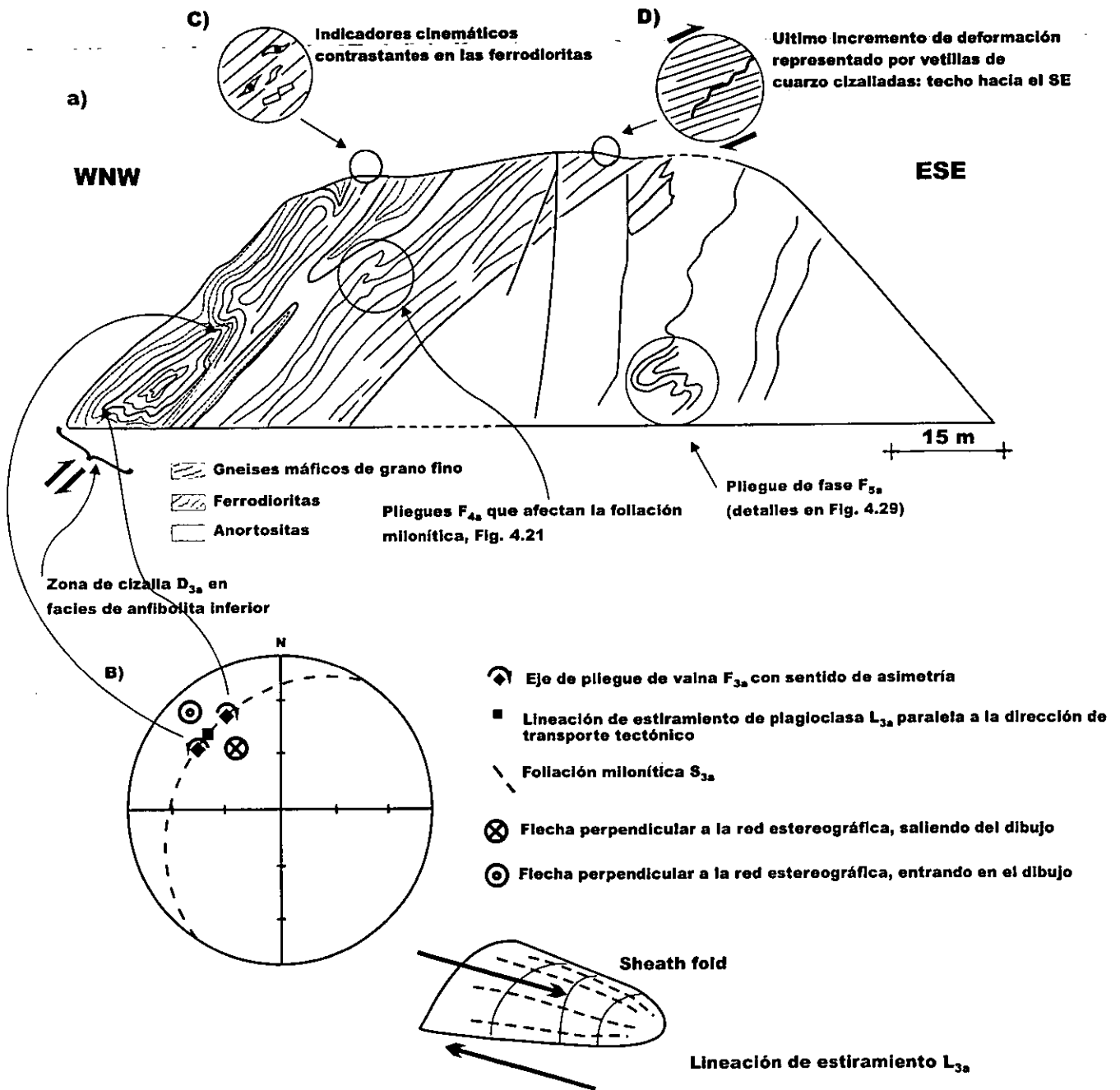


Figura 4.20. Sección esquemática del afloramiento a lo largo del autopista de cuota, km. 216.2. A) Perfil esquemático del afloramiento, indicando la posición de la zona de milonización SZ_{3a} , descrita en el texto y los tres litotipos involucrados. B) Diagrama de Hansen (1971) indicando el asimetría reconstruida por medio de los pliegues de vaina. El sentido de desplazamiento como lo indican las flechas, es con transporte del techo hacia el SE. C) y D) Detalles de los indicadores cinemáticos contrastantes encontrados en la parte somera del afloramiento y descritos en el texto. La vetilla de cuarzo en D) indica un desplazamiento hacia el SE para el último incremento de deformación.

1) Los pliegues de vaina descritos arriba son la evidencia mejor. El sentido de desplazamiento se puede reconstruir por medio de un diagrama de Hansen como se ilustra en la Fig. 4.20b, con el cual se ve que el desplazamiento a lo largo de la lineación de estiramiento L_{3a} , representada por plagioclasa, indica un transporte tectónico hacia el SE.

2) Adicionalmente, se observa en láminas delgadas cortadas en los horizontes milonitizados caracterizados por biotita, que ésta produce la estructura de tipo C-S descrita arriba y representada en la Fig. 4.16, que indica el mismo sentido de desplazamiento con transporte del techo hacia el SE.

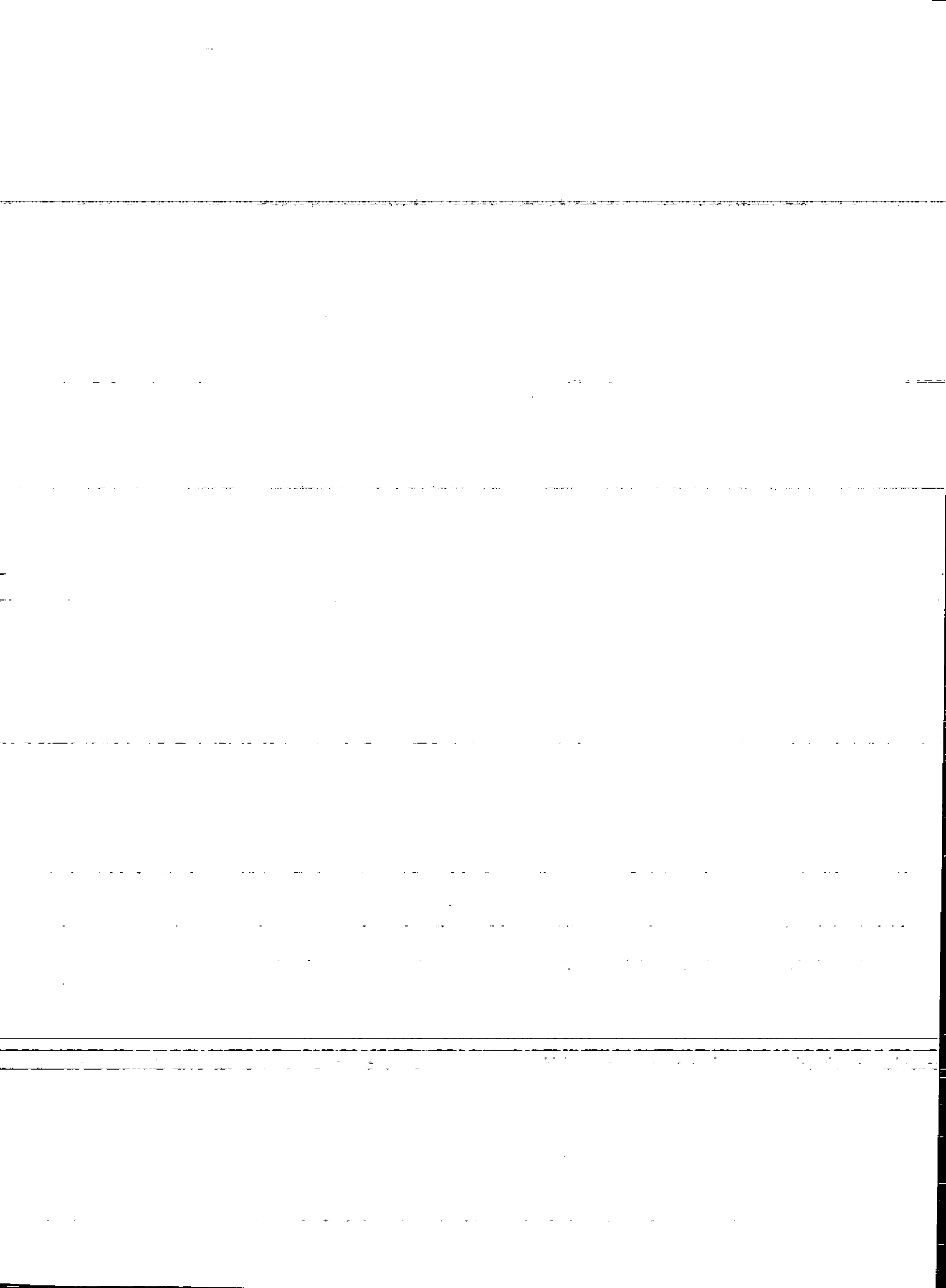
3) Una observación cuidadosa de las microestructuras que se forman en esta zona de cizalla revela también la recrystalización del feldespato potásico peritítico, generando un mosaico periférico compuesto por subgranos de albita y cuarzo (Fig. 4.21). Estos subgranos se forman, generalmente, a una temperatura que podría ubicarse entre los 400 y 500°C (Tullis y Yund, 1985; Pryer, 1993; Passchier y Trouw, 1996), desarrollando las microestructuras conocidas como "core and mantle". La forma sigmoidal de este indicador cinemático y la posición de sus colas (parcialmente visibles en la Fig. 4.21) con respecto de una línea de referencia mediana, sugieren el mismo sentido de desplazamiento con transporte hacia el SE.

Siempre a lo largo de la autopista, en el afloramiento dibujado en la Fig. 4.20a, se han observado indicadores cinemáticos contrastantes o al menos cuya interpretación del sentido de asimetría es dudosa (Fig. 4.20, c y d). La presencia de indicadores cinemáticos como sigma y delta ha sido largamente descrita, interpretada y debatida en la comunidad geológica (p. ej., Passchier y Simpson, 1986; Hanmer, 1990; Passchier, 1987 y 1997; Passchier y Trouw, 1996). Se ha demostrado que los porfidoclastos son buenos indicadores cinemáticos exclusivamente cuando es posible trazar una línea de referencia para individuar su asimetría, cuando existe un contraste de rigidez entre porfidoclasto y matriz, cuando la simetría interna y externa es monoclinica, y cuando se puede realizar la observación en un plano perpendicular al vector de vorticidad (ver, por ejemplo, Passchier y Simpson, 1986). Los indicadores de tipo sigma y delta observados en la parte somera del afloramiento de la Fig. 4.20c, son generalmente incompletos o poco asimétricos (i.e., la línea de referencia mediana se puede trazar pero las colas de los mismos son muy cercanas a ésta). Es entonces posible que los indicadores cinemáticos contrastantes observados se refieran a incrementos sucesivos de deformación con un sentido de desplazamiento contrastante, sin embargo, también es posible que se trate de indicadores que localmente tengan un sentido de desplazamiento antitético con la deformación global observada (Bell y Johnson, 1992). Cabe destacar una vez más que el sentido de transporte interpretado para esta zona de cizalla SZ_{3a} , hacia el SE, se apoya fuertemente en las evidencias macro y microscópicas enlistadas arriba.

4.3.3.2 Geometría

4.3.3.2.1 Foliación

En la red estereográfica que se muestra en la Fig. 4.22 los polos de foliación S_{3a} , medidos a lo largo de la zona de cizalla se disponen a lo largo de un círculo mayor, cuyo polo coincide con uno de los ejes de pliegue abiertos a escala regional (fase de deformación 6_a , ver más adelante).



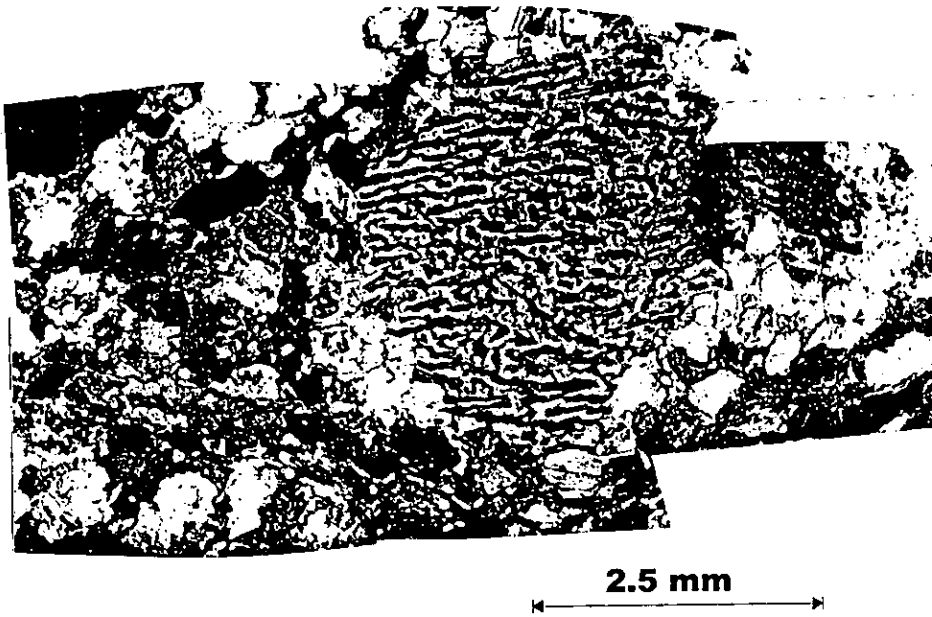


Figura 4.21. Porfiroclasto de mesopertita (centro) rodeado por un "manto" de subgranos de albita (gris opaco) y algunos cuarzos (más claros y brillantes). Los cristales finos y oscuros son biotita deformada, microcristalina. Nícoles cruzados, objetivo 4X.

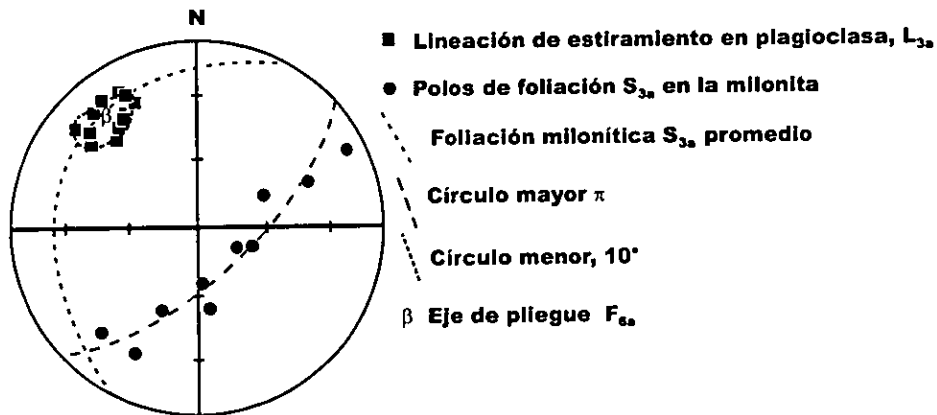


Figura 4.22. Lineación de estiramiento F_{3a} en plagioclasa, medidas a lo largo de la zona de cizalla S_{3a} , Carretera Federal 190, km 158. La lineación y los polos de foliación milonítica S_{3a} están afectados por el plegamiento tardío de fase F_{3a} .

4.3.3.2 Lineación

La distribución en red estereográfica (Fig. 4.22) es aproximadamente constante y con buzamiento hacia el NW, formando un círculo menor alrededor del eje de pliegue de fase 6_a. Esta distribución se discutirá en el párrafo 4.3.6.1.1. Es interesante notar como la lineación mineral y de estiramiento L_{3a} en la zona de cizalla, son prácticamente paralelas a la lineación compuesta L_{1a}/L_{2a} descritas anteriormente, afuera de la zona de cizalla SZ_{3a}, y asociadas al metamorfismo granulítico (comparar con la red estereográfica de Fig 4.6b).

4.3.3.3 Metamorfismo asociado con las estructuras de fase 3_{a1}

Las texturas de intercrecimiento entre tremolita y biotita son comunes, y las dos fases muestran un equilibrio perfecto entre las dos, por lo tanto se formaron juntas. La orientación que éstas tienen, paralelamente a la foliación en la zona de cizalla, sugiere que se formaron durante la milonitización. En las ferrodioritas se observan frecuentemente pseudomorfos de anfíbol tremolítico que reemplazan otro mineral máfico, posiblemente clinopiroxena. Se puede entonces concluir que la fase 3_a se asocia con una retrogresión metamórfica en facies de anfíbolita inferior. También los minerales que se observan recristalizando a lo largo de los mismos planos axiales de arriba, sugieren que el plegamiento tuvo lugar a una temperatura aproximada de ~ 500°C, o sea aproximadamente en condiciones metamórficas de facies de anfíbolita inferior.

4.3.4. Estructuras de deformación de fase 3_{a2}

4.3.4.1 Estructuras 3_{a2} mesoscópicas y microscópicas

4.3.4.1.1 Plegamiento

A lo largo de la autopista, en el afloramiento representado esquemáticamente en la Fig. 4.20, se han observado algunos pliegues menores, replegando la foliación milonítica S_{3a} (fotografías en la Fig. 4.23a y banda de crenulación en la Fig. 4.14). Las zonas de charnela de los pliegues F_{3a} estudiados microscópicamente muestran la misma asociación mineralógica observada en la zona de cizalla, o sea recristalización de minerales como biotita de color café rojizo, anfíbol verde en agujas pequeñas, posiblemente de composición tremolítica, y coronas de retrogresión alrededor de minerales opacos como magnetita y titanomagnetita, compuestas por los mismos biotita y anfíbol. La foliación milonítica S_{3a} plegada y caracterizada por plagioclasa, biotita, relictos de feldespato potásico, anfíbol tremolítico y abundantes opacos y apatito está cortada a lo largo del plano axial (Fig. 4.24a y b) por los mismos minerales descritos arriba.

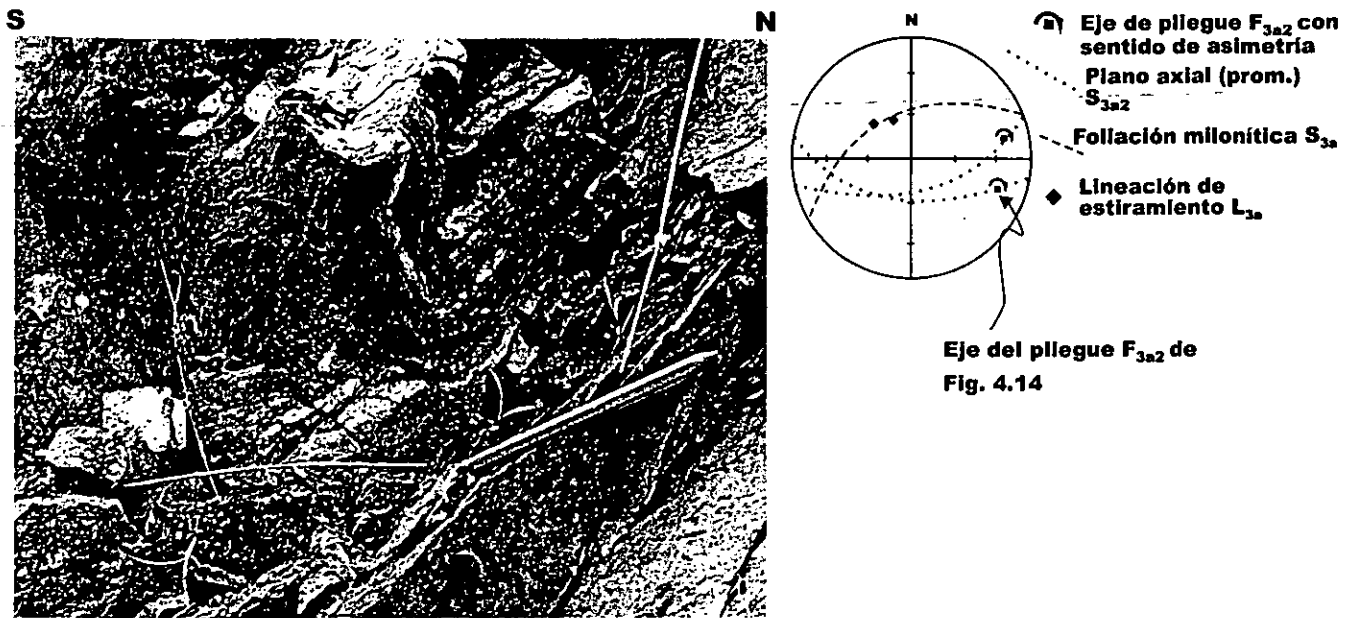


Figura 4.23. A) Pliegue de fase F_{3a2} en las anortositas, que plega la foliación milonítica S_3 . El lápiz provee la escala, y es aproximadamente paralelo al eje del pliegue mismo. B) Red estereográfica con los datos medidos para este pliegue y para el representado en Fig. 4.14.

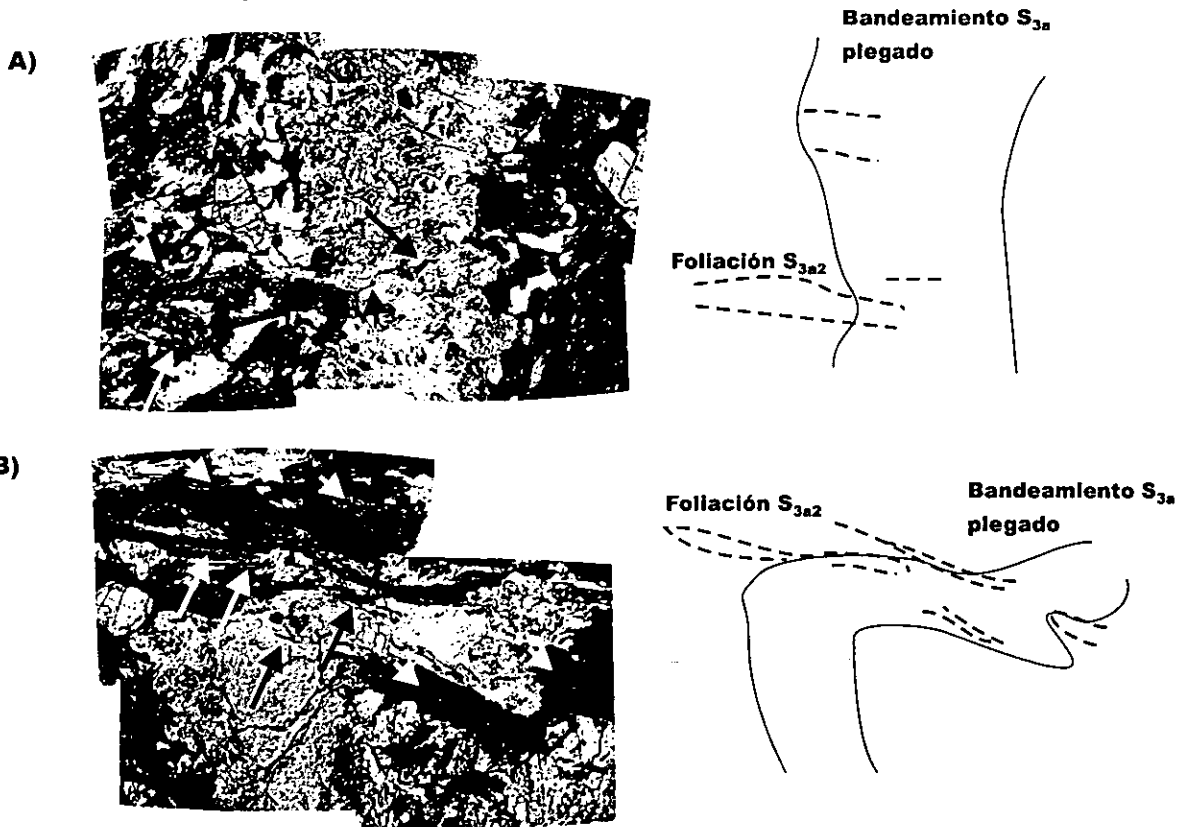


Figura 4.24. Fotomicrografías compuestas de la foliación de plano axial del pliegue de fase F_{3a2} fotografiado en la Fig. 4.14, en las cuales se puede observar como el bandeamiento (subvertical en las 2 fotografías) plegado está siendo atravesado axialmente por biotitas (flechas cortas) y tremolitas (flechas largas), en agregados microcristalinos. Nícoles paralelos, objetivo 4x. El lado largo de las dos fotografías es, aproximadamente, de 5 mm.

4.3.4.2 Geometría y mecanismo de plegamiento

Estos pliegues de fase F_{3a2} , como se muestra en la red estereográfica de la Fig. 4.23b, tienen los ejes orientados aproximadamente hacia el E y asimetría Z. La falta de desarrollo de una nueva lineación no permite utilizar esta asimetría para reconstruir el sentido de desplazamiento. La formación de estos pliegues, que afectan la foliación milonítica S_{3a} , se originó bajo las mismas condiciones metamórficas de facies de esquistos verde - anfibolita inferior que caracterizan la milonitización S_{3a} . El plegamiento mismo se puede entonces considerar como un episodio tardío que afectó la milonitización, y pudiera ser debido a un aplastamiento posterior a la milonitización misma, como se indica en la elipse representada en la Fig. 4.20, o a un episodio de cizalla, representado por el par de flechas en la misma figura.

4.3.5. Estructuras de deformación de fase 4_a

4.3.5.1 Estructuras 4_a mesoscópicas y microscópicas

4.3.5.1.1 Plegamiento

La quinta fase de deformación reconstruida en la unidad basal anortosítica, 4_a , tiene como efecto principal el replegamiento de la foliación S_{1a} a formar unos pliegues abiertos, hasta 5 m de amplitud y de clase que varía desde 1C hasta 2 (Fig. 4.25). Se le asocia además un desarrollo muy incipiente y local de foliación de plano axial S_{4a} que, cuando está presente, se caracteriza exclusivamente por pequeños listones de plagioclasa, que forman subgranos (Fig. 4.26).

Uno de los pliegues estudiados de fase F_{4a} muestra el replegamiento de la lineación mineral previa $L_{1/2a}$ (Fig. 4.27a, triángulos) alrededor del eje F_{4a} , la cual se dispone alrededor de un círculo menor de $\sim 75^\circ$ perpendicular al eje mismo. Se ha observado además una lineación desarrollada exclusivamente en horizontes micáceos, presentes en la interfaz entre las bandas plegadas (cuadrados en la Fig. 4.27a). Esta lineación también es perpendicular al eje del pliegue, y se ha interpretado como "slickensides" producidos por medio del deslizamiento de las capas una arriba de la otra durante el plegamiento mismo.

4.3.5.2 Cinemática asociada a las estructuras de fase 4_a

Utilizando el método descrito por Ramsay (1967, pág. 486 y sig.) para quitar el efecto del plegamiento de fase F_{4a} , o sea regresando los polos de la foliación plegada a la horizontalidad en red estereográfica se observa como también las lineaciones minerales representadas en la Fig. 4.30 vuelvan a la linealidad con una orientación hacia el NW-SE, similar a cuanto observado para la lineación L_{1a} . Ya que no se observan indicadores de distorsión interna al pliegue, se puede suponer, en primera aproximación, que el plegamiento fue de tipo flexural (flexural folds, utilizando la nomenclatura en Ramsay, 1967). Se ha observado además una lineación representada por estrías en horizontes micáceos delgados, localizados a la interfaz entre las diferentes capas. Esta lineación, casi perpendicular al eje mismo del pliegue (representada por cuadrados en la red estereográfica de la Fig. 4.27a) se puede interpretar

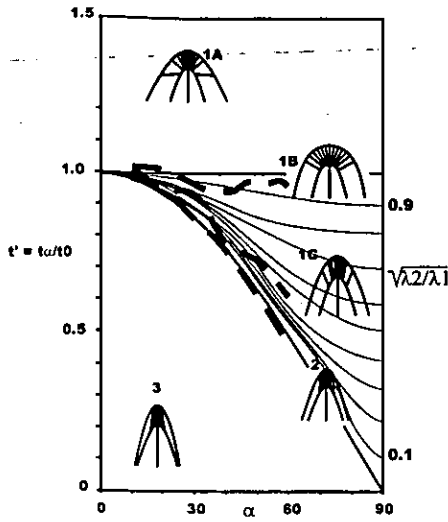


Figura 4.25. Clasificación t' vs. α para los pliegues de fase F_2 , observadas en las anortositas (Ramsay, 1967). Las curvas delgadas en el área de la clase 1C representan el valor de t' en los pliegues paralelos sujetos a aplastamiento, por valores de $\lambda 2/\lambda 1$ que varían desde 0.9 hasta 0.1 (desde Ramsay, 1967). Los pliegues clasificados aquí son parásitos del pliegue representado en la Fig. 4.27 y discutido en el texto.

Bandeamiento plegado (S_{3a})

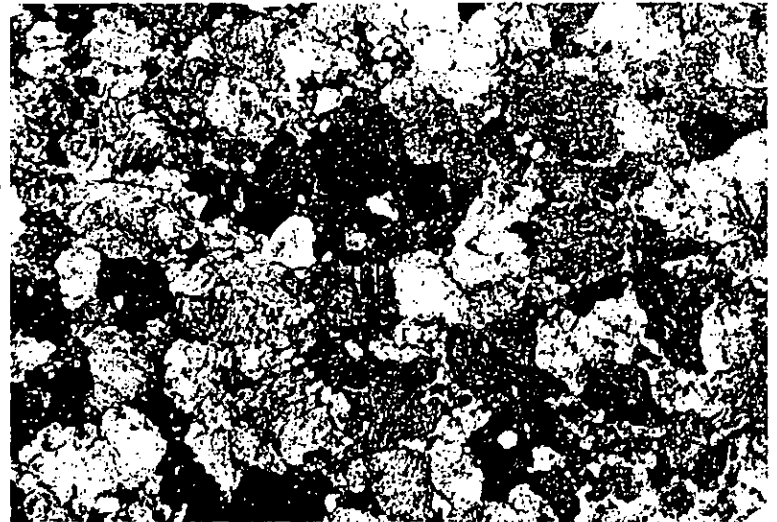
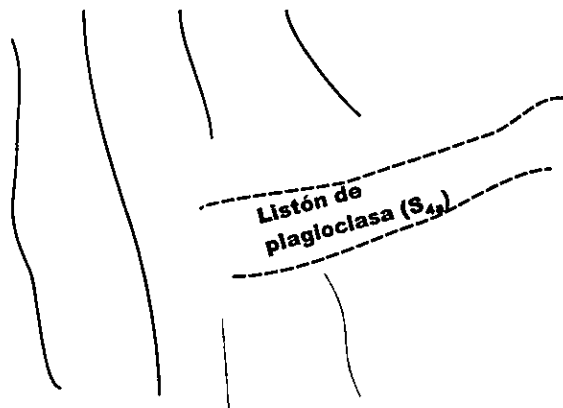


Figura 4.26. Fotomicrografía compuesta tomada en una muestra orientada perpendicularmente al eje y al plano axial del pliegue F_2 , cuyos datos estructurales están reportados en la Fig. 4.27. El listón de plagioclasa con subgranos, orientado horizontalmente es paralelo al plano axial del pliegue. Se puede entonces suponer que este listón se deformó, o recrystalizó, durante el plegamiento. Nícoles cruzados. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 2.5 mm.

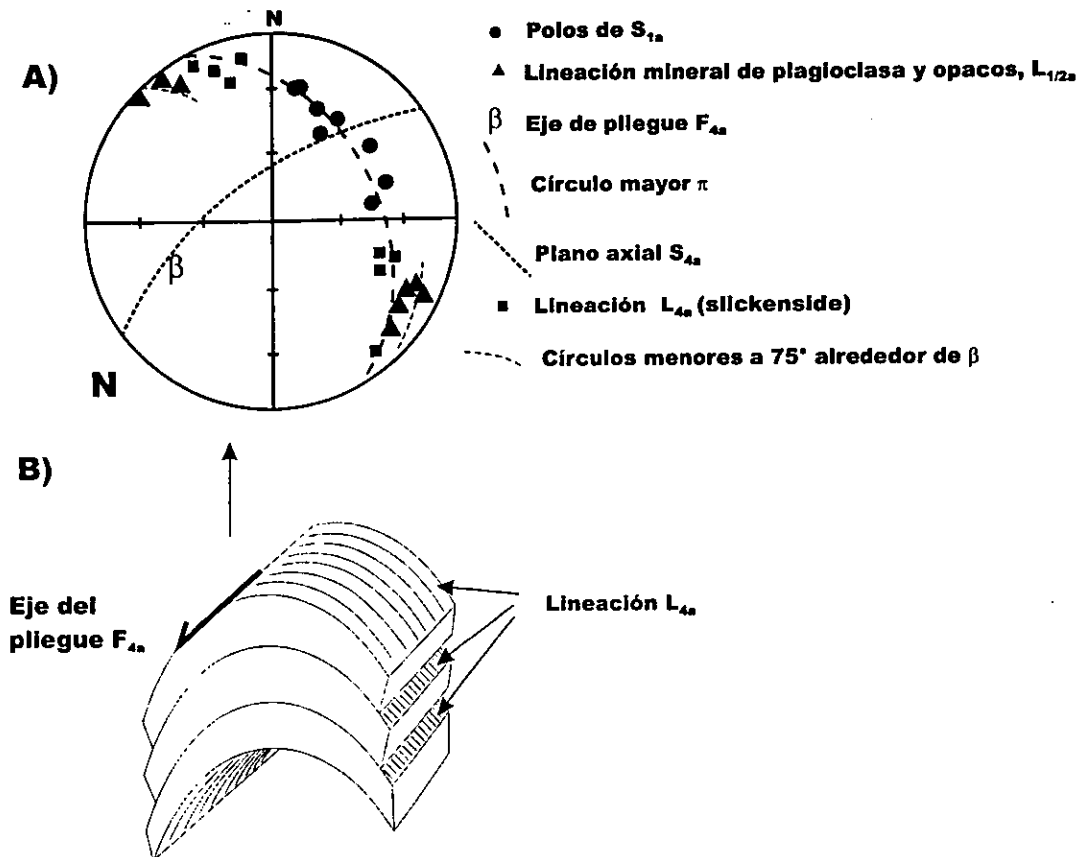


Figura 4.27. Pliegue abierto de fase F_{4a} en las anortositas. A) Datos estructurales medidos en el campo. B) Esquema del pliegue de fase 4_a , medido en las anortositas. Nótese la lineación ortogonal al eje del pliegue, L_{4a} , producida por el deslizamiento recíproco de los horizontes plegados e interpretada como "slickenside".

como el producto del deslizamiento de las capas, una arriba de la otra, durante el plegamiento, en dirección tangencial al eje mismo del pliegue como se muestra en el esquema de la Fig. 4.27b.

Este pliegue puede entonces haberse producido por un mecanismo de plegamiento flexural, en el cual se suman los deslizamientos entre las capas a lo largo de material micáceo, que actuó de lubricante. Sin embargo, un mecanismo puramente flexural no se ajusta a la clasificación mostrada en la Fig. 4.26, ya que un pliegue puramente flexural debería ser de clase 1B (pliegue paralelo, sin deformación interna) y no de clase 1C aproximándose a 2. Como se discutió anteriormente para los pliegues de fase F_{2a} , la variación desde la clase 1B hasta la 1C y 2 se puede explicar como una componente de aplastamiento sobrepuesto a la forma original de pliegue paralelo. Si se observan las curvas reportadas en la Fig. 4.26, éstas se refieren al aplastamiento sobrepuesto a pliegues flexurales paralelos de clase 1B. Por efecto de este fenómeno, tales pliegues cambian de morfología hasta 1C y, eventualmente, 2. Por lo tanto, es posible que el pliegue de fase F_{4a} representado en la Fig. 4.27 haya sido un pliegue paralelo formado por un mecanismo flexural, al cual se sobreimpuso una componente menor de deformación homogénea.

4.3.5.3 Metamorfismo

La presencia de material micáceo muy fino en la interfaz entre las capas plegadas, y la recristalización de plagioclasa aproximadamente a lo largo del plano axial, sugieren que la deformación ocurrió a una temperatura de alrededor de 250-300°C. Por lo tanto, se asigna la deformación 4_a a la facies de esquisto verde inferior.

4.3.6. Estructuras de deformación de transición entre régimen dúctil y quebradizo, $5+_a$

4.3.6.1 Estructuras $5+_a$ mesoscópicas y microscópicas

Adicionalmente a lo descrito anteriormente, en la unidad basal anortosítica se han reconocido tres conjuntos de estructuras más, originadas, por su grado metamórfico, en la transición entre régimen dúctil y quebradizo. Ya que estas estructuras se han reconocido localmente y que no se intersectan mutuamente, no es posible establecer su edad u ocurrencia relativa.

4.3.6.1.1 Vetas sintaxiales

Un conjunto de fracturas de 3 cm de espesor afecta los gneises finos milonitizados, en el contacto con las anortositas a lo largo de la Carretera Federal 190. La disposición de estas fracturas es oblicua a la foliación milonítica en los gneises finos, como se puede ver en la red estereográfica de la Fig. 4.28a. El movimiento a lo largo de estas vetillas se puede entender considerando el crecimiento oblicuo de filosilicatos durante el desplazamiento. Como se puede ver en la fotografía de la Fig. 4.29, este desplazamiento es sinistral en el plano de la foto, con una componente normal si se considera la orientación tridimensional de los cristales sigmoidales, cuyos planos de crecimiento están orientados a 178/73 (dibujo tridimensional en

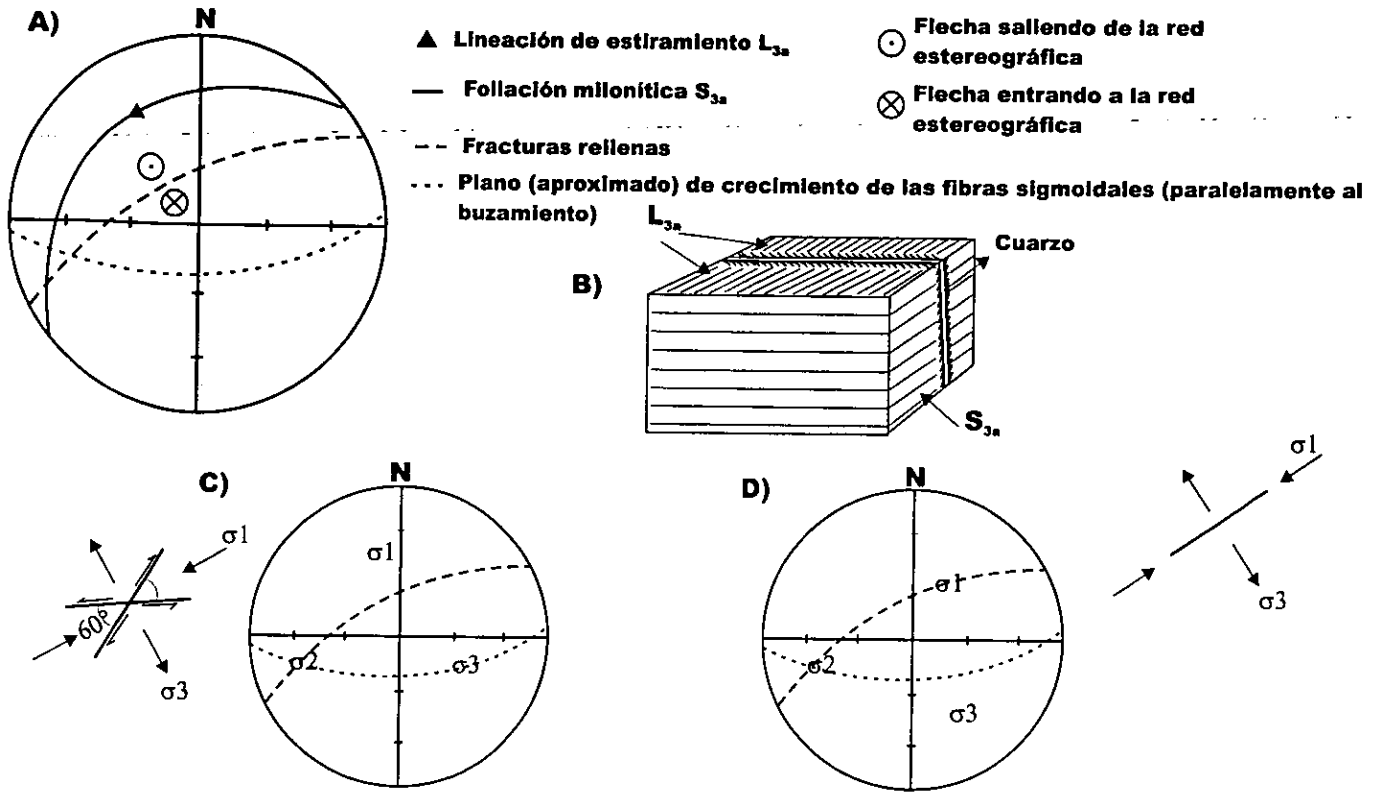


Figura 4.28. A) Datos estructurales medidos a lo largo de la Carretera Federal 190, para las fracturas rellenas de fase 5+a. B) modelo tridimensional de la vetilla, con el desplazamiento aproximado durante la recristalización de las fibras representado por flechas negras. C) Orientación de los ejes de esfuerzo, en el caso de fracturas conjugadas. D) Orientación de los ejes de esfuerzo en el caso de fractura extensional.

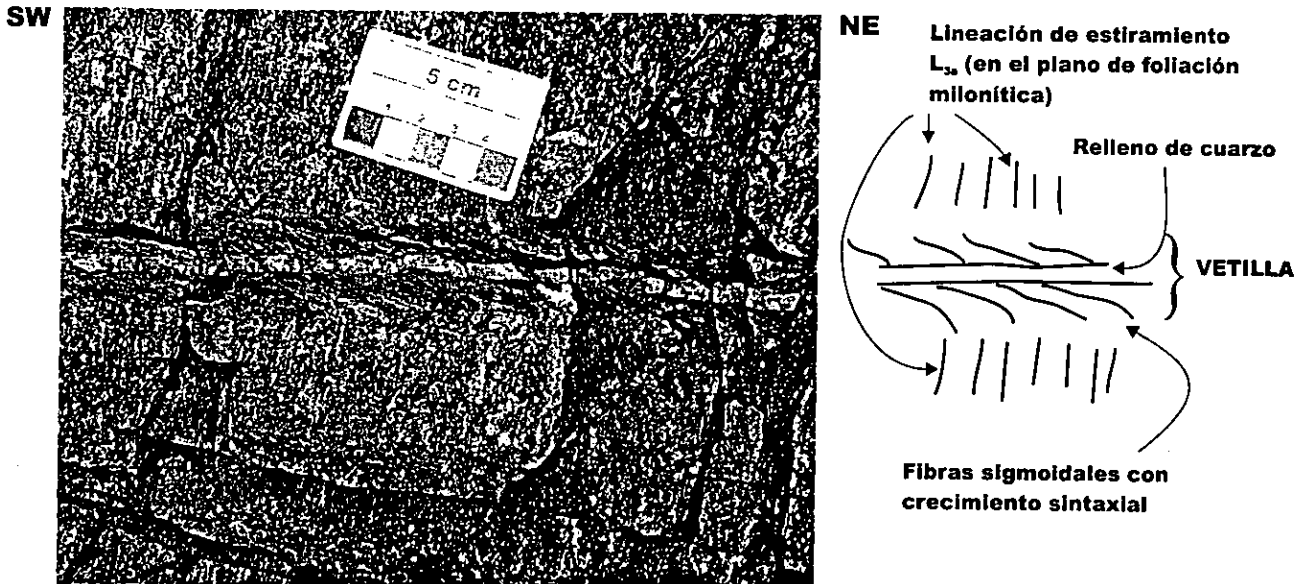


Figura 4.29. Fotografía de una vetilla con crecimiento sintaxial, y desplazamiento izquierdo en el plano de la foto, que afecta un horizonte milonítico en los gneises finos arriba de las anortositas (lineación de estiramiento visible en la foto, arriba a la izquierda, con orientación aproximada vertical). Además del crecimiento oblicuo de las fibras, se puede observar la presencia de otra fractura mediana, rellena por cuarzo durante un episodio posterior al desplazamiento oblicuo, cuyo movimiento fue perpendicular a la vetilla misma.

la Fig. 4.28b). Posteriormente al desplazamiento oblicuo, se originó una reactivación de las mismas fracturas, con depositación de cuarzo que ocupa el espacio mediano (Fig. 4.29). Urai et al. (1991) han demostrado como las fibras que crecen en el interior de las fracturas son buenos indicadores de la cinemática y de la orientación de los esfuerzos si tienen inclusiones de la roca madre. Sin embargo, y asumiendo que el criterio de ruptura de Mohr-Coulomb se pueda aplicar, existen dos condiciones límite para el cálculo de la orientación de los ejes de esfuerzo (Dunne y Hancock, 1994): la primera es que estas fracturas sean parte de una familia de fracturas conjugadas. Si este es el caso, σ_1 será bisectriz del ángulo diedro que las fracturas conjugadas forman entre sí. Por lo tanto, y considerando que las fibras crecen en el plano σ_2 - σ_3 y perpendicularmente a σ_1 , la orientación de los esfuerzos será como se representa en la Fig. 4.28c. En la segunda hipótesis, que las fracturas sean fracturas extensionales, éstas se formarán paralelamente al plano σ_1 - σ_2 y perpendicularmente a σ_3 , mientras que las fibras se formarán perpendicularmente a σ_1 , para una configuración final de los esfuerzos similar a lo representado en la Fig. 4.28d. Estas dos configuraciones serán iniciales: se observa efectivamente que las fibras empiezan perpendicularmente a las paredes de las fracturas, para rotar de manera sigmoidal a casi 90° . Por lo tanto, siendo que su crecimiento quedará constante en el plano σ_2 - σ_3 , ésto corresponderá a una rotación de σ_1 a lo largo de un círculo mayor.

Microscópicamente, las fibras están compuestas por mica blanca, probablemente sericita, y el cuarzo tiene una textura con formación de subgranos y bordes irregulares suturados, características que pueden interpretarse como debida a deformación durante o después de su precipitación. La temperatura que se puede estimar por la formación de la sericita es de unos 200 - 250°C .

4.3.6.1.2 Kink band

Dos "kink bands" conjugadas (red estereográfica en la Fig. 4.30), alrededor de 60 cm de espesor cada banda (fotografía en la Fig. 4.31), han sido observadas a lo largo de la autopista, en el km 217. Los pliegues presentes en cada una de estas dos bandas muestran un fracturamiento de plano axial, lo que indica que la temperatura a la cual estas estructuras se formaron es bastante baja y que en realidad se trata de una estructura de transición entre dominio dúctil y quebradizo. La orientación de las dos bandas conjugadas permiten estimar la orientación del elipsoide de deformación asociado con la formación de los mismos kinks: siendo que el plano mediano de las dos bandas conjugadas corresponde con el plano bidimensional XY del elipsoide (de acuerdo a Ramsay, 1967), representado en la Fig. 4.30, el eje Y coincidirá con la intersección de los dos planos envolventes promedio de "kink", el eje X estará a 90° de éste, contenido en el plano XY, mientras que Z estará a 90° de los otros dos. Los tres ejes están representados en la Fig. 4.30.

4.3.6.1.3 Plegamiento a gran escala, F_{5a}

En las anortositas se ha observado la ocurrencia de un plegamiento a escala > 100 m, presente en la parte este del área. Este plegamiento se evidencia siguiendo la zona de cizalla km 216, SZ_{3a} , en cuando la foliación milonítica se encuentra plegada hasta formar un antiforme. Los polos de esta foliación milonítica, como se puede observar en la Fig. 4.32a, se distribuyen a lo largo de un círculo mayor. El polo de tal círculo mayor corresponde al eje de

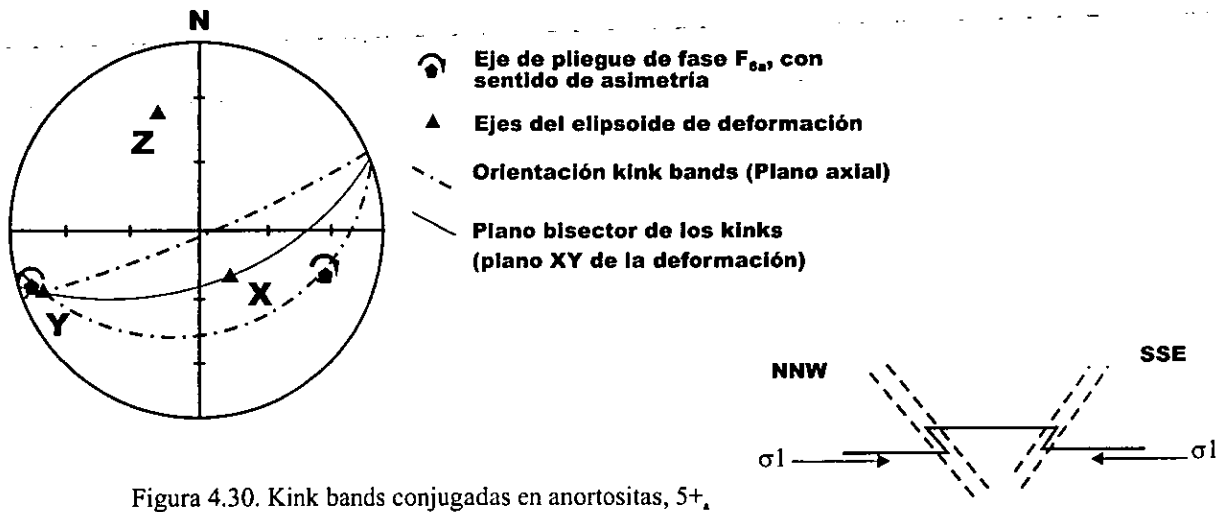
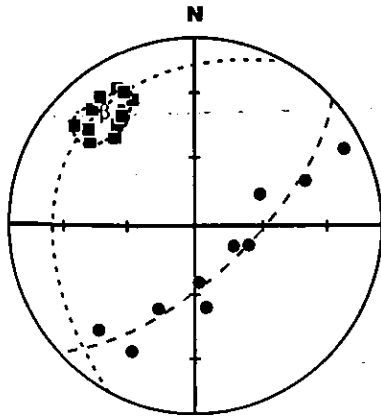


Figura 4.30. Kink bands conjugadas en anortositas, 5+.

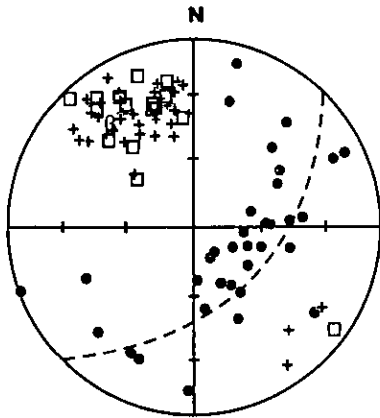


Figura 4.31. Detalle de una de las dos "kink bands" conjugadas en las anortositas, 5+. A la izquierda de la fotografía se nota una de las numerosas fallas frágiles presentes en el área.

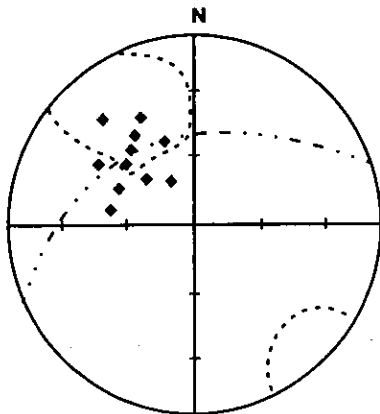
ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA



- Lineación de estiramiento en plagioclasa, L_{3a}
- Polos de foliación S_{3a} en la milonita
- Foliación milonítica S_{3a} promedio
- Círculo mayor π
- Círculo menor, 10°
- β Eje de pliegue F_{3a}



- Polos de S_{1a}
- Círculo mayor π
- β Eje de pliegue F_{3a}
- + Lineación mineral L_{1a} (feldespatos y máficos)
- Lineación de estiramiento L_{1a} (cuarzo)



- ◆ Eje de pliegue F_{2a}
- Plano axial F_{2a} promedio
- Campo aproximado de la lineación L_{1a} (en Fig. 4.6b)

Figura 4.32. Plegamiento de fase F_{3a} que afecta las estructuras previas. a) zona de cizalla km 216. Los polos de foliación milonítica S_{3a} , así como la lineación de estiramiento L_{3a} , están afectados por este plegamiento F_{3a} . B) Efecto del plegamiento tardío sobre la foliación granulítica S_{1a} , y lineación asociada L_{1a} . C) Efecto del plegamiento tardío sobre los ejes de pliegue de fase F_{2a} .

pliegue de F_{5a} . También la lineación de estiramiento L_{3a} muestra un plegamiento, como se desprende de la misma figura. L_{3a} se dispone alrededor del eje F_{5a} hasta formar un círculo menor con radio de alrededor de 10° . Este plegamiento tienen también el efecto de reorientar otras estructuras previas, como la foliación y lineación en facies de granulita, S_{1a} y L_{1a} (Fig. 4.32b), y los ejes de pliegue F_{2a} (Fig. 4.32c). La orientación del plano axial de este pliegue a escala mayor se puede aproximadamente posicionar como bastante inclinado, aunque su orientación exacta es imposible de medir. Además, no se han observado recristalizaciones de plano axial importantes, ni tampoco otros indicadores que puedan ayudar a definir el mecanismo de plegamiento. Sin embargo la disposición de la lineación L_{3a} alrededor del círculo menor sugiere un mecanismo de plegamiento flexural. La amplitud de este pliegue sugiere también que se trata de un mecanismo tardío que afectó la secuencia basal anortosítica.

4.4 Migmatita El Catrín

El afloramiento principal de la migmatita El Catrín está localizado a lo largo de la Carretera Federal 190, en las cercanías del paradero homónimo. Este afloramiento ha sido estudiado junto con los afloramientos a lo largo de la autopista (km 212 aproximadamente) y a lo largo del Río Cuajilote.

En este afloramiento tipo se pueden aún observar las estructuras de deformación más antiguas que afectan la migmatita El Catrín, ya que se han preservado sin verse afectadas por la intensa recrystalización en facies de esquisto verde, que es penetrante en toda la parte restante de la unidad migmatítica. Esta "preservación" fue posible ya que los ~ 100 m que conforman el afloramiento de la localidad tipo y forman una especie de ventana de deformación ("strain window") que se ha mantenido aislada de la retrogresión metamórfica y de la transposición por parte de las estructuras más jóvenes.

El contacto entre esta unidad y la unidad anortosítica subyacente está transpuesto por la sucesión de los eventos de deformación, pero la falta de cizalleo o milonitización visible indica que o su naturaleza puede ser primaria, i.e. intrusiva, o que el contacto de tipo tectónico haya sido completamente borrado por el metamorfismo de alto grado.

Como se describió anteriormente en el capítulo de geocronología, las rocas migmatizadas tienen una edad de los protolitos que, aunque no bien constreñidas, es más antigua que 1,280 Ma. La edad de la migmatización ha sido calculada en 1,106 Ma, por lo tanto la historia de deformación que se ha reconstruido abarca un espacio temporal mayor que en el caso de la unidad anortosítica descrita anteriormente.

4.4.1. Estructuras de deformación de fase 1_m

4.4.1.1 Estructuras 1_m mesoscópicas y microscópicas

4.4.1.1.1 Bandeamiento migmatítico

El bandeamiento S_{1m} formado durante la migmatización, que va desde estromático hasta nebulítico (Mehnert, 1968), es la estructura más antigua observada en la localidad tipo. Este bandeamiento está macroscópicamente caracterizado por una alternancia de bandas leucocráticas, posiblemente producidas durante la migmatización (leucosoma) con otras oscuras, melanosomáticas, que representan el remanente del protolito originario de la migmatita El Catrín (melanosoma). Los dos, leucosoma y melanosoma, están generalmente replegados a formar pliegues viscosos que se describirán enseguida. Siendo que este bandeamiento se ha producido por la migmatización, no sería correcto definirlo como S_{0m} ya que no se trata de una estructura ígnea primaria. Las superficies S_{0m} , por lo tanto, no son visibles pues fueron borradas por la migmatización y los eventos sucesivos. Microscópicamente se observa que los minerales que componen las bandas leucocráticas son cuarzo y albita, mientras que las que componen los horizontes oscuros son piroxenas, biotitas y opacos.

4.4.1.1.1 Lineación

En donde las superficies S_{1m} son visibles, se observa una lineación definida por listones de cuarzo alargado con razones axiales de hasta 10:1.

4.4.2. Estructuras de deformación de fase 2_m

4.4.2.1 Estructuras 2_m mesoscópicas y microscópicas

4.4.2.1.1 Plegamiento

Pliegues pequeños de fase F_{2m} , a la escala 5-15 cm, isoclinales y recostados y que pliegan el bandeamiento S_{1m} , son bastante comunes en la localidad tipo. A veces se trata de pliegues completamente aislados dentro de una porción magmática de composición mineralógica diferente. Estos pliegues son visibles especialmente en donde el espesor del leucosoma, producido durante la migmatización, es comparable con el espesor de las bandas melanosomáticas (Fig. 4.33). Ha sido previamente observado (p. ej., McLellan, 1984) como los pliegues desarrollados en migmatitas se comportan de manera viscosa, y su orientación geométrica no es constante en un afloramiento porque es influenciada por el espesor de las capas involucradas, porcentaje de fusión parcial, etc. (ver también Arzi, 1978). Efectivamente, los ejes de los micropliegues F_{2m} medidos en las migmatitas, así como sus planos axiales, están bastante dispersos en la red estereográfica de la Fig. 4.34. Microscópicamente los flancos de los pliegues F_{2m} están caracterizados en el leucosoma (Fig. 4.35a) por un arreglo de microcristales de biotita café, epidota y magnetita íntimamente intercrecidos y que, posiblemente, son pseudomorfos sobre algún mineral máfico ya no reconocible. Los planos axiales de los pliegues F_{1m} no presentan ninguna recrystalización, como se puede observar en la fotomicrografía de la Fig. 4.35b.

4.4.2.2 Metamorfismo

El hecho que los pliegues F_{2m} están plegados por una fase F_{3m} de plegamiento, que como se describirá más adelante corresponde al evento granulítico, pone un límite superior para la cronología de la fase de deformación 2_m . La dispersión que los ejes F_{2m} presentan en red estereográfica, junto con la forma que los pliegues tienen, como se observa en la Fig. 4.33, sugieren que éstos se formaron durante el evento migmatítico. Es difícil estimar las condiciones de temperatura y presión bajo las como se originó la migmatización. Sin embargo, se pueden hacer algunas estimaciones. La composición del protolito de la migmatita El Catrín es de tipo gabro diorítico, y como se ha observado petrográficamente los leucosomas formados son de composición trondjemítica (cuarzo + albita). Para fundir un gabro y originar un leucosoma, se requiere o de una presión muy alta (> 10 kb), o de una temperatura también elevada, posiblemente > 900 °C. Sin considerar, además, que la a_{H_2O} en una migmatita puede variar notablemente las condiciones de temperatura y presión (ver, por ejemplo, van der Molen y Paterson, 1979; Johannes, 1984; Spear, 1995). Sin embargo, la falta de minerales de alta presión como granate o cianita en la migmatitas señala que se puede descartar la

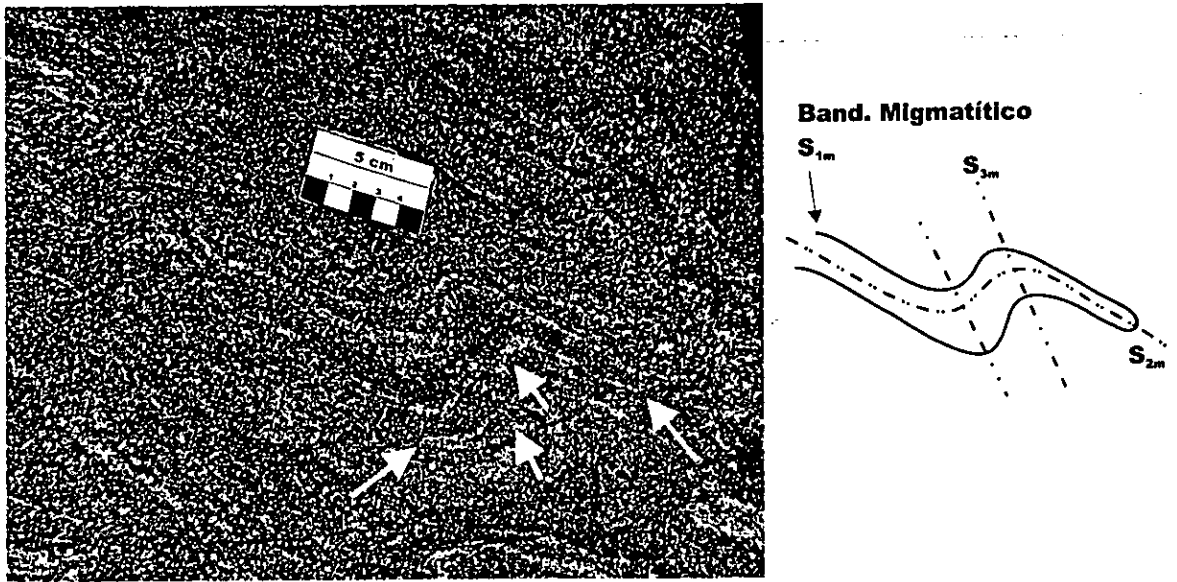


Figura 4.33. Fotografía de la migmatita El Catrín en su localidad tipo. Notar las charnelas de pliegue de fase F_{2m} , sin migmatíticas (flechas blancas grandes), replegados por los planos axiales S_{3m} , en facies de granulita (flechas pequeñas) orientados, en la foto, de arriba a la izquierda hasta abajo a la derecha.

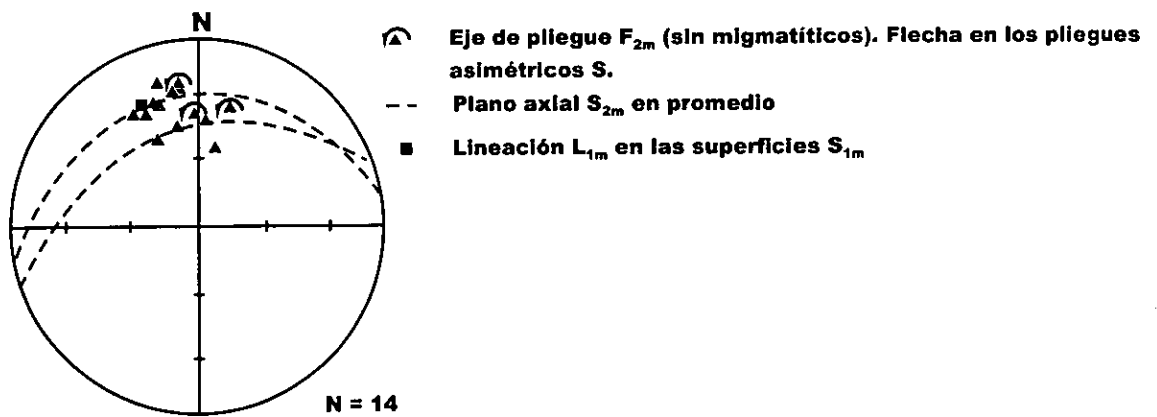


Figura 4.34. Datos estructurales para la fase de deformación 2_m , medidos en el aforamiento tipo a lo largo de la Carretera Federal 190.



Figura 4.35a. Fotomicrografía de los pliegues en una muestra de la migmatita El Catrin (leucosoma), tomada en un corte perpendicular al eje de los pliegues F_{2m} . Los horizontes plegados (flecha negra pequeña) están compuestos por arreglos de biotita café y opacos, generalmente magnetita. La flecha negra grande indica la zona de charnela del pliegue F_{2m} , en la cual se puede observar como el desarrollo de los planos axiales, orientados NW-SE en el plano de la fotografía, no sea muy pronunciado. El campo horizontal de la fotografía es de 4 cm.

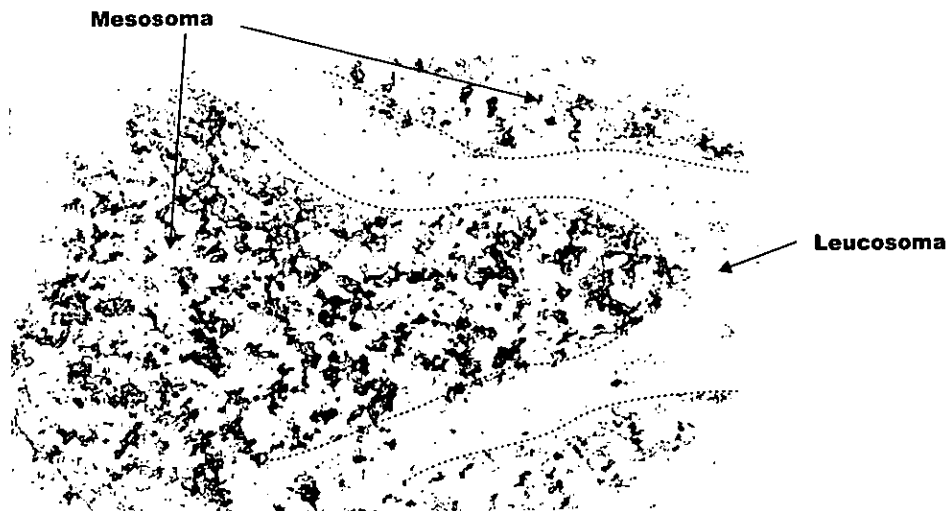


Figura 4.35b. Detalle de una zona de charnela de un pliegue F_{2m} . Se nota como el pliegue cerrado afecta el núcleo mesosomático (compuesto por biotita café, actinolita, algunos opacos, epidota) y una banda leucosomática, compuesta por cuarzo y plagioclasa. La foliación de plano axial no está presente. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de aproximadamente 3 cm.

posibilidad que éstas se hayan formado en condiciones de alta presión. Por lo tanto es más plausible que el factor de alta temperatura haya sido más importante en su génesis. Una temperatura > 900 °C es también sugerida por la presencia de zircones de neoformación, como el que se ha fechado de manera concordante a 1,106 Ma (ver párrafo 3.2.1). Para que un zircón pueda precipitar en un magma, se necesitan efectivamente temperaturas mínimas del orden de 900-1000 °C (ver, por ejemplo, Mezger y Krogstad, 1997).

4.4.2.3 Cinemática

Por el hecho de que no se observa la formación de una lineación de estiramiento simultánea con el plegamiento F_{2m} , y que los pliegues asimétricos son todos de tipo S (ver red estereográfica de la Fig. 4.34) no es posible utilizar las relaciones entre lineación y asimetría para reconstruir la cinemática durante la migmatización.

4.4.3. Estructuras de deformación de fase 3_m

4.4.3.1 Estructuras 3_m mesoscópicas y microscópicas

4.4.3.1.1 Plegamiento

La tercera fase de deformación 3_m está representada por pliegues a escala pequeña hasta mediana, entre 10 y 30 cm de amplitud que de manera característica repliegan las estructuras 1_m y 2_m (ej. en la Fig. 4.33). Estos pliegues de fase F_{3m} están presentes tanto en el melanosoma como en el leucosoma, aunque en este último los flancos de pliegue tienen un espesor mayor. Debido a la escala de estos pliegues y a la dificultad de obtener superficies perpendiculares al eje, no se han realizado mediciones para reconstruir las isógonas. Sin embargo, y como se puede observar en la fotografía de la Fig. 4.38, las charnelas en el leucosoma tienden a hacerse más gruesas que los flancos; por lo tanto se puede inferir que los pliegues están comprendidos entre las clases 1C y 3, aproximándose a los pliegues similares de clase 2.

4.4.3.1.2 Bandeamiento y Metamorfismo

La existencia en el afloramiento principal de un bandeamiento S_{3m} caracterizado por una disposición planar milimétrica de ortopiroxena, clinopiroxena y feldspatos en las bandas melanosomáticas (fotografía en la Fig. 4.36) hace pensar que la fase de deformación 3_m sea el remanente del evento granulítico en las migmatitas. Este microbandeamiento es paralelo a los planos axiales de los pliegues de fase F_{3m} , que repliegan los pliegues sin migmatíticos F_{2m} como se ve en la Fig. 4.33. Sin embargo, en las zonas de charnela F_{3m} , se observa un mosaico granoblástico, aunque las piroxenas generalmente no atraviesan la charnela misma. Por la asociación con clino y ortopiroxena, y por la presencia de los mosaicos granoblásticos, se puede extrapolar que los pliegues de fase F_{3m} se formaron durante el evento granulítico.

4.4.3.1.3 Lineación

La lineación mineral interpretada como L_{3m} está constituida por piroxenas (orto y clino) en el melanosoma. Siendo estas piroxenas metamórficas (hiperstena y augita

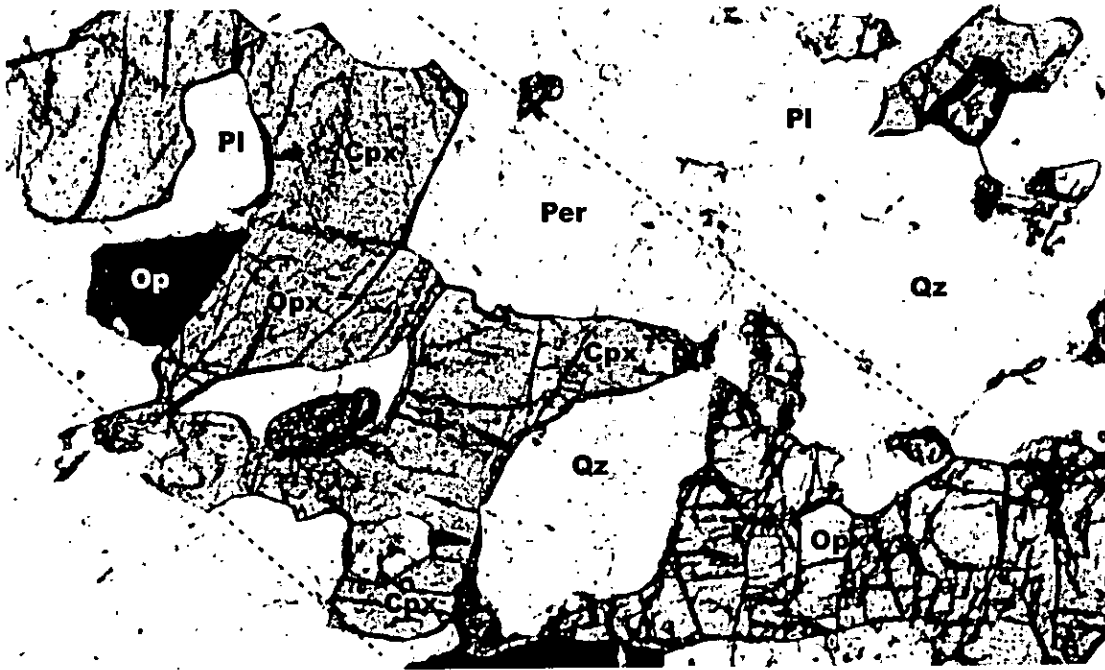


Figura 4.36. Fotomicrografía de la paragénesis observada en las bandas melanosomáticas, y caracterizada por ortopiroxena (Opx), clinopiroxena (Cpx), pertitas (Per), cuarzo (Qz), plagioclasa (Pl) y opacos (Mag). La línea punteada indica, aproximadamente, la orientación macroscópica del bandeamiento S_{3m} . Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado largo corresponde a un campo de 2 mm.

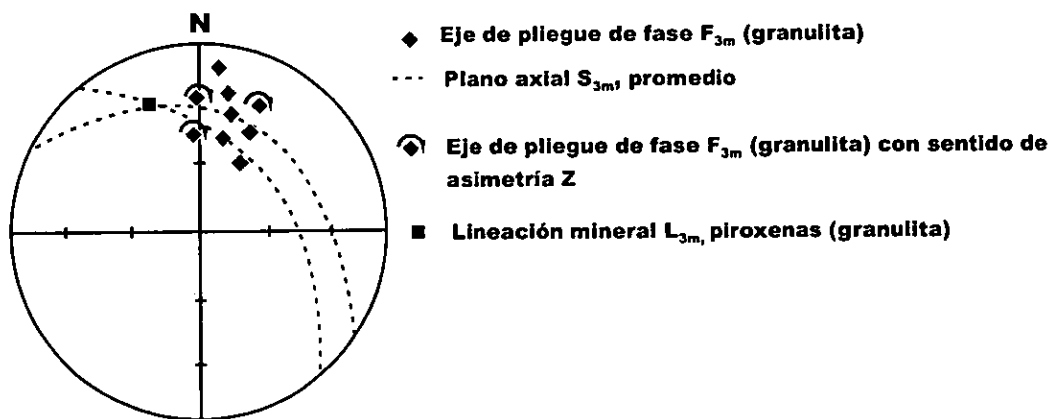


Figura 4.37. Orientación de los ejes de pliegue de fase F_{3m} en las migmatitas.

respectivamente), se considera que su formación tuvo que ver con el metamorfismo granulítico. No se ha observado el desarrollo de una nueva lineación de estiramiento de alto grado (por ejemplo, piroxenas deformadas), y tampoco de una nueva lineación en el leucosoma. Sin embargo la lineación mineral L_{3m} (representada, por ejemplo, en la Fig. 4.37) es paralela a la lineación de estiramiento L_{1m} de la Fig. 4.34. Es entonces posible que durante el metamorfismo granulítico y la formación de la lineación mineral L_{3m} en el melanosoma, la lineación de estiramiento L_{1m} en el leucosoma haya sido reorientada y que esta última sea, entonces, el producto finito de los incrementos de deformación durante 1_m , 2_m y 3_m .

4.4.3.2 Geometría

Los pliegues de fases F_{3m} medidos tienen la orientación representada en la Fig. 4.37. Es interesante notar que tanto los planos axiales S_{3m} , así como los ejes F_{3m} mismos, tienen una orientación que difiere bastante de la orientación de las estructuras originadas en la unidad anortosítica, bajo las mismas condiciones de metamorfismo granulítico (F_{2a}). Esta diferencia puede deberse a la sobreposición y a la reorientación en facies de esquistos verde que, como se verá más adelante, es mucho más intensa y penetrante en la unidad migmatítica y no en las anortositas.

4.4.3.3 Cinemática

Los pliegues F_{3m} asimétricos tienen una forma a Z, como se puede observar en la red y fotografía de la Fig. 4.38. La falta de "sheath folds" de fase F_{3m} , y de una lineación de estiramiento L_{3m} , impide utilizar tal asimetría para la reconstrucción cinemática.

4.4.4. Estructuras de deformación de fase 4_m

4.4.4.1 Estructuras 4_m mesoscópicas y microscópicas

4.4.4.1.1 Foliación

Macroscópicamente 4_m se caracteriza por una foliación constituida por la disposición de minerales máficos que corta las estructuras más antiguas (Fig. 4.38). Esta foliación es localmente responsable de la formación de una especie de crenulación o microplegamiento del bandeamiento S_{1m} . La foliación asociada con los pliegues F_{4m} está representada por cristales orientados de hornblenda verde asociada con abundante biotita café y epidota (Fig. 4.39). La falta de piroxenos indica que la formación de estas estructuras S_{3m} fue acompañada por la presencia de fluidos que rehidrataron tales minerales.

4.4.4.1.2 Plegamiento

En la misma localidad tipo se han observado pliegues escasos a la escala mesoscópica, en los como S_{4m} funge de plano axial (ejemplo en la Fig. 4.38). Debido a la exposición no perpendicular el eje (ejemplo en la Fig. 4.38a) no se ha podido realizar la clasificación de estos

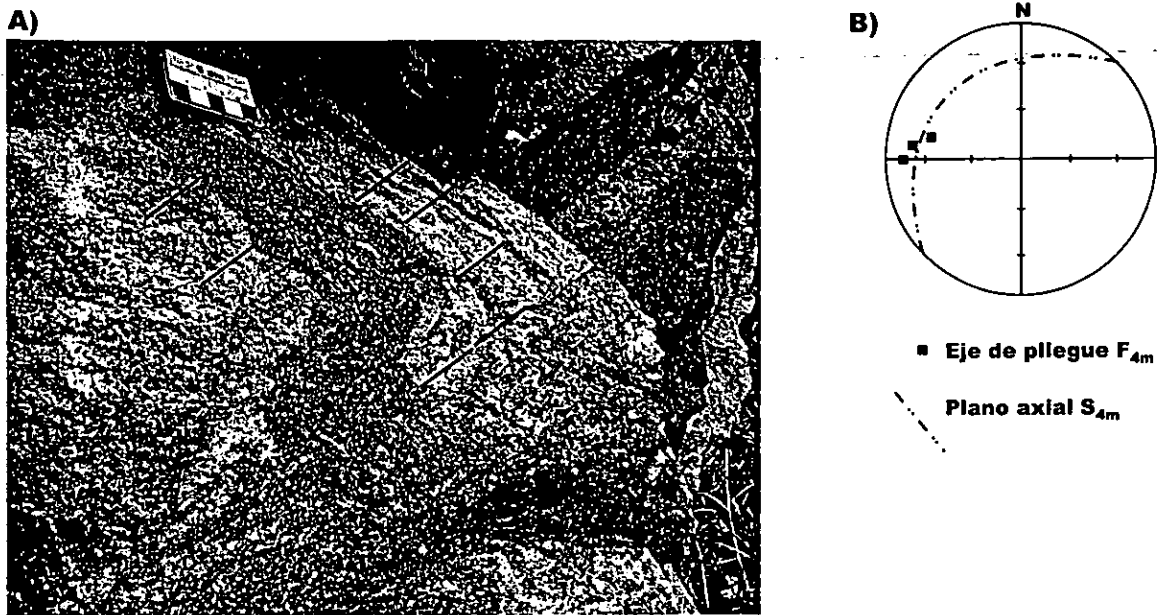


Figura 4.38. A) Pliegue con simetría Z de fase F_{4m} en las migmatitas. El plano axial S_{4m} evidenciado por las líneas negras en la figura, está caracterizado por hornblenda café alineada. B) Datos estructurales para la fase 4_m .

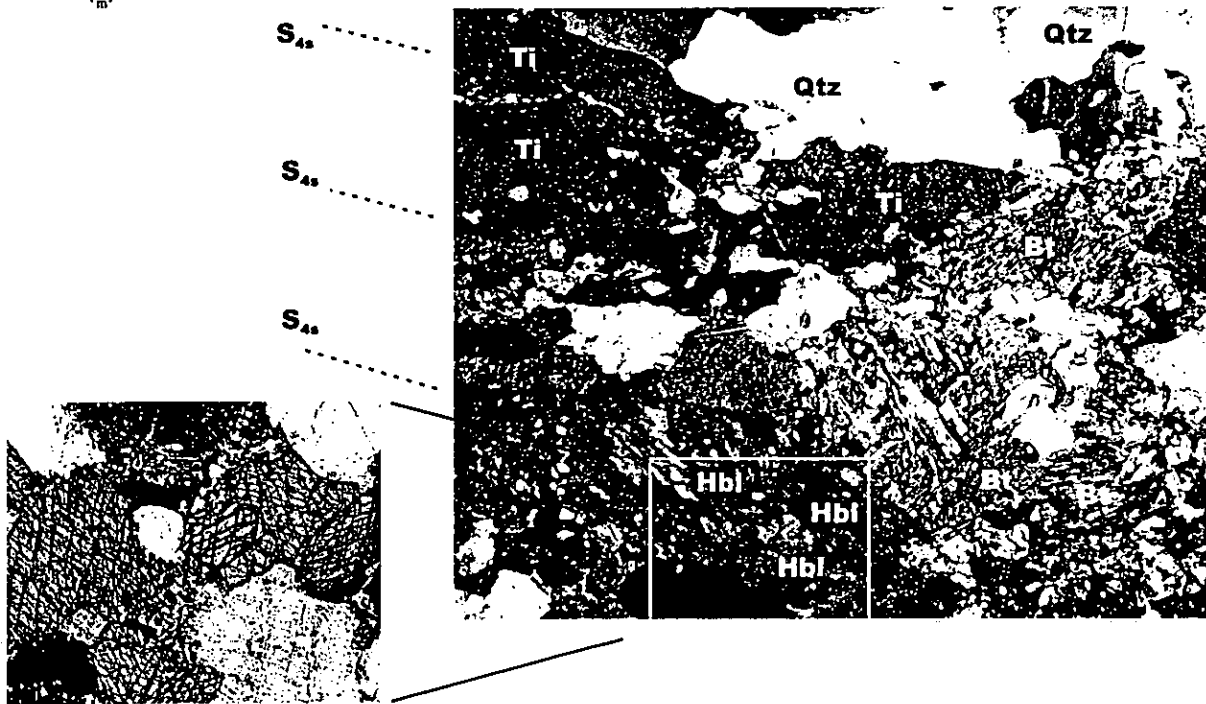


Figura 4.39. A) Fotomicrografía de los planos axiales S_{4m} , subhorizontales en la imagen, en la cual se evidencia la presencia de listones de cuarzo deformado (Qtz), titanita (Ti), mosaicos de biotita, secundaria (Bt) y hornblenda (Hbl, abajo, en extinción). Nícoles cruzados, objetivo 4X. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 2.5 mm. B) Detalle de la hornblenda cristalizando a lo largo de los planos S_{4m} . Nícoles cruzados, objetivo 20x. El lado largo corresponde a un campo de 0.5 mm.

pliegues, y tampoco se ha podido medir con precisión su orientación. Sin embargo, algunas mediciones aproximadas se reportan en la Fig. 4.38b.

4.4.4.2 Metamorfismo

La cuarta fase de deformación reconocida, 4_m , está entonces representada por una retrogresión en facies de anfibolita, asociada con una hidratación de las piroxenas y consecuente formación de hornblenda verde, en asociación con biotita.

4.4.5. Estructuras de deformación de fase 5_m

4.4.5.1 Estructuras 5_m mesoscópicas y microscópicas

4.4.5.1.1 Plegamiento

La quinta fase de deformación, 5_m , forma pliegues de abiertos hasta cerrados, a escala que va de 20 m de amplitud hasta la escala mesoscópica, 10-15 cm de amplitud. Los pliegues mayores en general no muestran, al menos en escala mesoscópica, recristalizaciones de plano axial y tampoco el desarrollo de una nueva lineación asociada. Sin embargo, los pliegues parásitos de la misma fase, de escala < 30 cm (ejemplo en Fig 4.40), muestran unos planos axiales caracterizados macroscópicamente por listones de cuarzo deformados y biotita.

4.4.5.1.2 Foliación

Los estudios microscópicos hechos en láminas delgadas cortadas en zonas de charnela y perpendicularmente a los planos axiales de los pliegues mayores y parásitos de fase 5_m , revelan la recristalización de biotita de neoformación (i.e., sintectónica con esta fase de deformación y dispuesta como plano axial), junto con otros elementos como listones de cuarzo deformado, mosaicos compuestos por subgranos de cuarzo, biotita café y a veces anfíbol tremolítico, dependiendo de la litología. Una de las muestras estudiadas muestra claramente la presencia de cristales de biotita café, alargados en dirección del plano axial, que cortan un cristal también de biotita café, pero plegado y roto hasta formar una banda de kink (Fig 4.41). Esto explica claramente que la deformación fue acompañada por recristalización de biotita. Lo mismo se puede probar en rocas de la misma migmatita, en donde pero se desarrollan pliegues cerrados a la escala 10-30 cm. Láminas orientadas cortadas en estas litologías muestran claramente el desarrollo de mosaicos de cuarzo, anfíbol y biotita que cortan un bandeamiento previo y compuesto por la misma biotita (Fig 4.42).

4.4.5.2 Metamorfismo asociado con los pliegues 5_m

La neoformación de biotita café observada en los pliegues tanto meso como macroscópicos, sugiere una temperatura de recristalización de aproximadamente 400°C , que pueda tener también en consideración la presencia esporádica de anfíbol tremolítico (Reddy et al., 1996; Pickles et al., 1997). Los listones de cuarzo (ejemplo en la fotomicrografía de la Fig. 4.43) tienen un carácter bimodal definido por granos alargados que frecuentemente

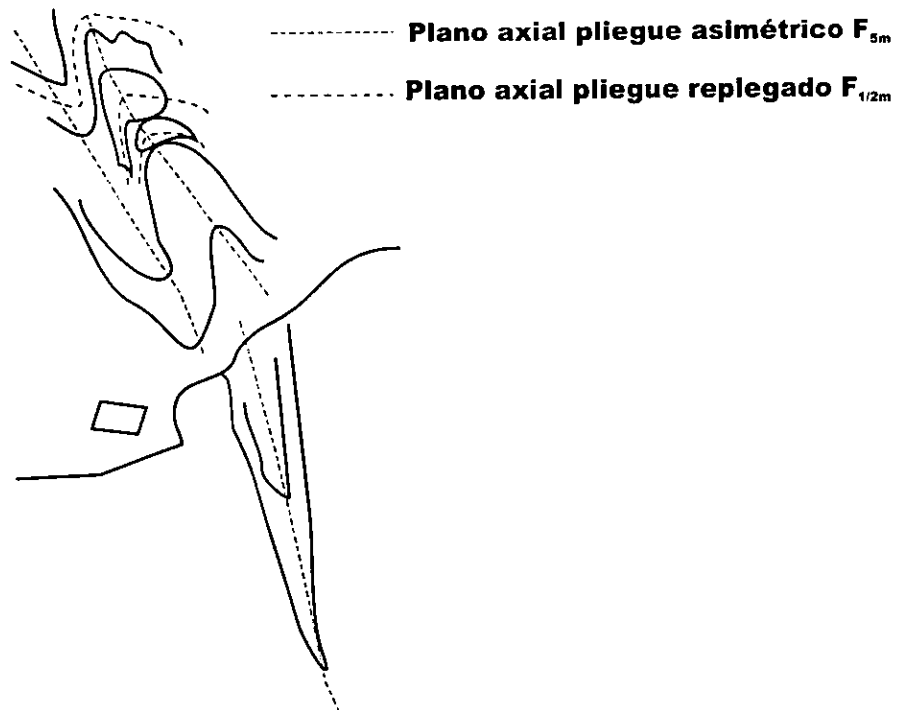


Figura 4.40. Detalle de pliegue asimétrico Z (mirando abajo del eje) de fase F_{5m} .
 Notar las charnelas aisladas de neosoma, replegadas, posible remanentes de pliegues antiguos.
 Los planos axiales son visibles en las mismas charnelas.



Figura 4.41. Fotomicrografía de un cristal grande de biotita, plegado hasta formar una estructura de chevron, y fracturado en la zona de charnela. Verticalmente en la fotografía, en la parte izquierda, se observa un nuevo cristal de biotita que crece paralelamente al plano axial del chevron. Nícoles paralelos, objetivo 4X. Lado largo de la imagen igual a 2.5 mm.



Figura 4.42. Fotomicrografía de un arreglo fino de biotita(Bt1), cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl), en el cual se puede observar el crecimiento de nueva biotita (Bt2) en cristales oscuros, planos y orientados horizontalmente. Nícoles paralelos, objetivo 4X. Lado largo de la imagen igual a 2.5 mm.

muestran la formación incipiente de subgranos y extinción ondulosa, rodeados por una película de subgranos siempre de cuarzo, pero enteramente recristalizados y ópticamente no orientados, fenómeno que indica la presencia de rotación de los subgranos (Passchier y Trouw, 1996). Estos mecanismos de deformación en el cuarzo también sugieren una temperatura de deformación aproximadamente comprendida entre los 300 y 500°C.

En conclusión, se puede asignar la deformación S_m , responsable de la formación de pliegues de abiertos a cerrados en las migmatitas, a la facies de esquisto verde – anfibolita inferior.

4.4.5.3 Mecanismo de plegamiento, F_{5m}

Uno de los pliegues de fase F_{5m} , con plano axial subvertical y eje subhorizontal (fotografía en la Fig. 4.44a), ha sido estudiado para dilucidar el mecanismo de plegamiento. Este pliegue aflora a lo largo de la Carretera Federal 190, 200 m al oeste de la localidad tipo de la migmatita. En la Fig. 4.44a se puede observar este pliegue, que afecta una porción compuesta por gneises migmatíticos, en las como se reconocen bandas de espesor variable desde 5 hasta 35 cm de espesor. El pliegue tiene eje subhorizontal buzante hacia $\sim 320/25$, y plano axial inclinado alrededor de 70° hacia SW (datos estructurales en la Fig. 4.44d). Los datos que hay que tomar en cuenta para reconstruir el mecanismo de plegamiento son diferentes:

- 1) El arco externo del pliegue está caracterizado por la presencia de vetillas de cuarzo, que irradian desde el núcleo formando un abanico (evidenciadas, en la Fig. 4.44a, por líneas discontinuas).
- 2) Utilizando el método de las isógonas (Fig. 4.44b) se puede clasificar este pliegue (Fig. 4.44c) como variante de clase 1A, aproximándose a 1B, de las capas más internas, hacia las capas que ocupan una posición externa, siendo en la zona en donde están presentes las vetillas (ver esquemas en la Fig. 4.44b y 4.45a).
- 3) La lineación mineral previa medida alrededor de los flancos del pliegue, se dispone, en red estereográfica, aproximadamente alrededor de un círculo menor comprendido entre los 10 y 30° (Fig. 4.44d).

La presencia de vetas paralelas a la foliación de plano axial en la porción más externa del arco externo del pliegue indica, en general, que ésta porción fue sujeta a extensión. Esto indica, en primera aproximación, que el pliegue se formó por medio de un mecanismo que involucró una componente importante de distorsión interna, como podría ser un mecanismo de tipo TLS (“tangential longitudinal strain” según Ramsay, 1967). Este mecanismo sugiere una distribución peculiar de la deformación interna al pliegue, siendo el arco externo sujeto a extensión, el arco interno a compresión, con los dos separados por una superficie o zona neutra, en la cual no hay deformación. El modelo teórico de esta distribución de la deformación interna en el pliegue en examen, está representado en la Fig. 4.45a. Paralelamente se puede observar, en el diagrama t' vs. α de la Fig. 4.44c, las curvas que mejor modelan un plegamiento de tipo TLS. Siendo que los factores que influyen sobre el plegamiento por TLS son varios (posición y grosor de la superficie neutral, espesor y composición de las capas, etc.), no se puede representar este mecanismo con una única curva, sino mediante curvas diferentes (discontinuas en la Fig. 4.44c). Se puede sin embargo observar, en la Fig. 4.44c, como las tres curvas teóricas dibujadas se ajusten a lo medido para el arco externo de este pliegue, en el cual están presentes las fracturas rellenas (Fig. 4.44b y c).

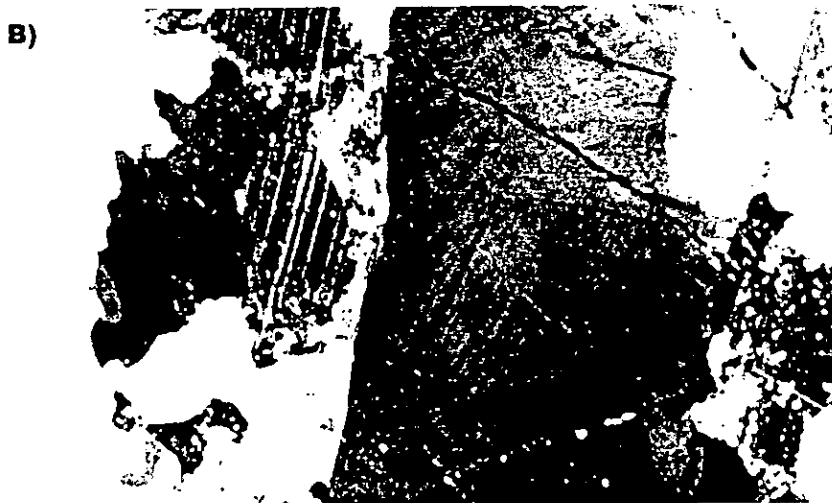
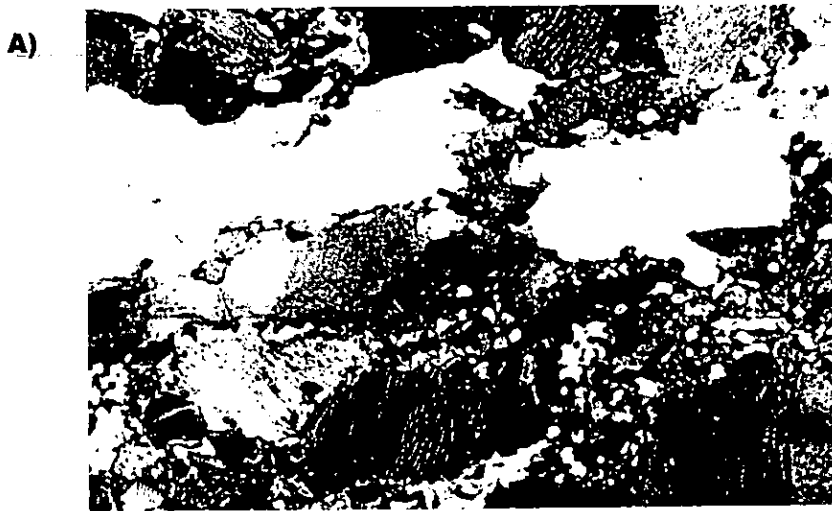


Figura 4.43. A) Detalle microestructural de los listones de cuarzo que recrystalizan a lo largo de los planos axiales de los pliegues F_m . Nícoles cruzados, objetivo 4X. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 2.5 mm. B) Detalle microestructural de otro listón de cuarzo. Notar la formación de subgranos, lamellas, al interno del listón, cuyos márgenes cortan los cristales de plagioclasa en la matriz granoblástica. Nícoles cruzados, objetivo 10X. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 1 mm.

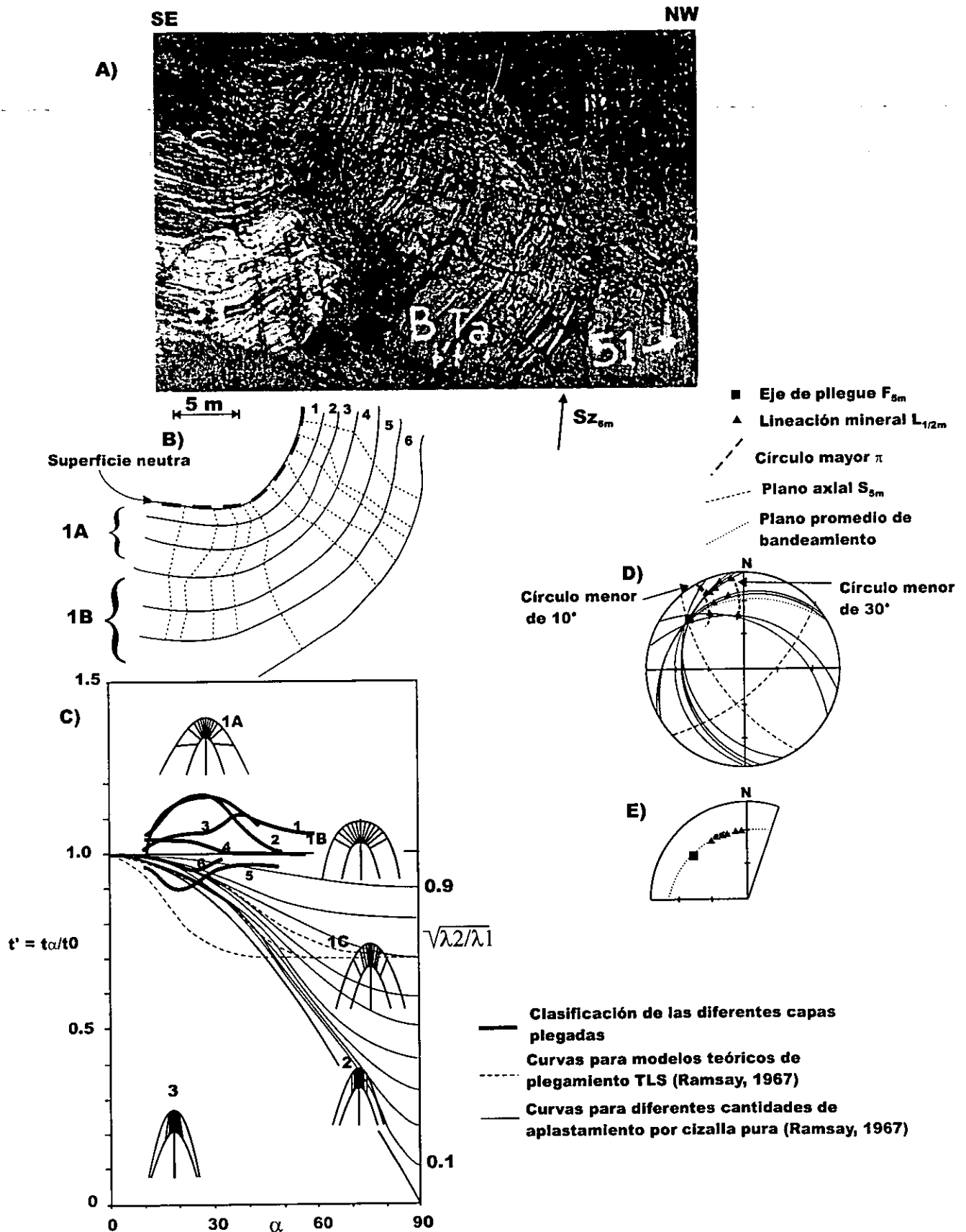


Figura 4.44. Datos estructurales medidos para el pliegue F_{5m} observado a lo largo de la Carretera Federal 190. A) Fotografía del pliegue en afloramiento. La flecha indica la posición de la zona de cizalla Sz_{5m} descrita más adelante. Notar la presencia (líneas discontinuas) de fracturas rellenas axiales, en el arco externo del pliegue. B) Esquema de las capas plegadas con isógonas. C) Clasificación t' vs. α . D) Datos estructurales medidos. E) Líneaciones minerales $L_{1/2m}$ retro plegadas, regresándolas al bandeamiento no plegado.

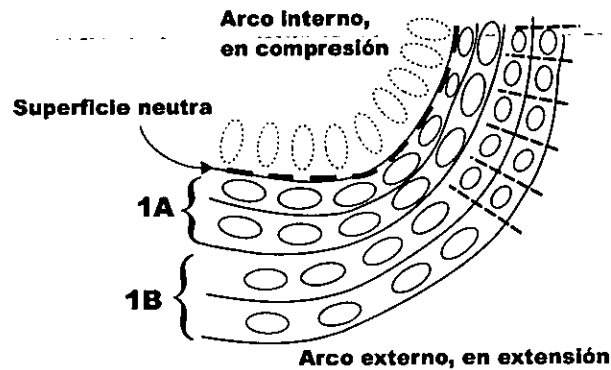


Figura 4.45a. Modelo teórico de deformación por medio de TLS (tangential longitudinal strain de acuerdo con Ramsay, 1967), para el pliegue F5m representado en la Fig. 4.44. El arco externo, en la zona de charnela, está sujeto a extensión, mientras que el interno a compresión. Los 2 están separados por una superficie neutra. Las líneas discontinuas muestran la posición de las vetas rellenas en la porción del arco externo caracterizado por la clase 1B. El arco interno, en el pliegue bajo consideración, no está expuesto.

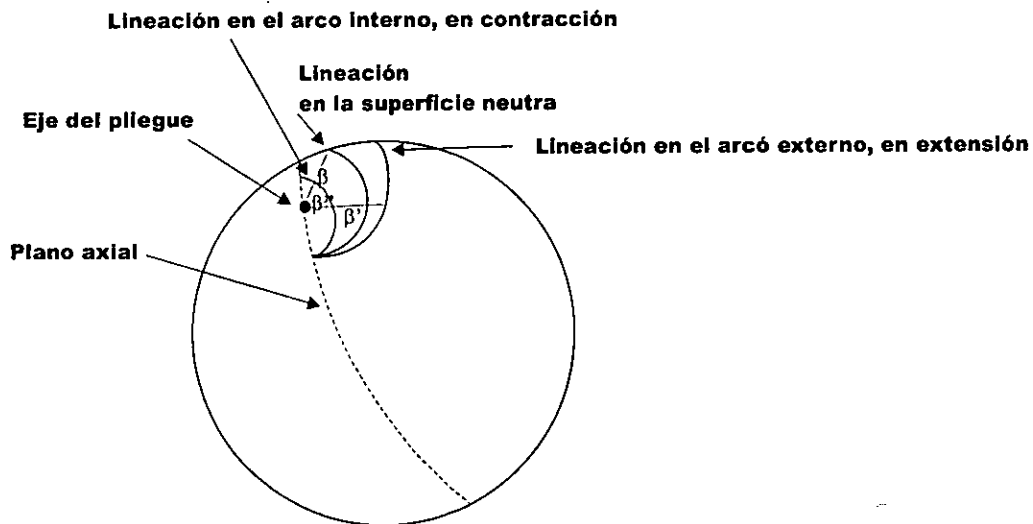


Figura 4.45b. Distribución teórica de la lineación en red estereográfica, para el pliegue TLS representado en la Fig. 4.45a. La lineación, que antes del plegamiento forma un ángulo β con el eje, una vez deformada se encontraría a ángulos β' , β o β'' en función de su posición, respectivamente, en el arco externo, superficie neutra, o arco interno del pliegue mismo.

La porción clasificada como 1A y que se aproxima a 1B (Fig. 4.44b y c) está localizada siempre en el arco externo, pero en una posición más céntrica. Con base en la presencia de las vetas rellenas y considerando la posición de las capas 1A que también están sujetas a extensión, es posible posicionar la superficie neutra, indicativamente, en la parte más interna de las capas medidas (ver Fig. 4.44b). Por lo tanto, el arco interno del pliegue no está actualmente expuesto en la foto de la Fig. 4.44a. La posición de las capas de clase 1A en una zona más interna con respecto de las 1B (Fig. 4.44b) puede explicarse considerando la presencia de las vetillas en estas últimas. Las vetillas se generan como relleno de unas fracturas, las como se forman cuando la extensión en las capas afectadas supera la resistencia a la ruptura. De esta manera, hay un "relajamiento" en las capas afectadas por el fracturamiento, y las mismas fracturas y vetillas disipan una determinada cantidad de deformación interna. El resultado final en términos de deformación interna se puede observar en la Fig. 4.45a, en donde las elipses de la deformación en el perfil del pliegue, en las capas más internas (1A) marcan una extensión tangencial mayor que en las capas más externas y afectas por el fracturamiento.

Las lineaciones minerales previas al plegamiento y medidas a lo largo de los flancos del pliegue, se disponen en la Fig. 4.44d aproximadamente alrededor de círculos menores centrados en el eje mismo del pliegue, comprendidos entre 10 y 30°. La distribución de la lineación alrededor de un círculo menor concuerda con un mecanismo de plegamiento de tipo TLS. Como se puede observar en la Fig. 4.45b, el círculo menor alrededor del eje es perfecto únicamente a lo largo de la superficie neutra, cambiando su ángulo a mayor o menor según uno esté midiendo en el arco externo en extensión, o en el interno en compresión. Posiblemente, el hecho que el pliegue estudiado muestre una distribución de las lineaciones en una franja de alrededor de 20°, puede deberse a la influencia del pequeño error durante la medición, así como al hecho que las medidas se han tomado en donde la lineación fuese visible, sin embargo en posiciones diferentes a lo largo de capas sujetas a una diferente extensión. Por lo tanto, su disposición en la red puede variar sensiblemente de los casos teóricos. Ahora, asumiendo un mecanismo de plegamiento de tipo TLS, se puede quitar el efecto del plegamiento siguiendo cuanto sugerido en Ramsay (1967, pag 486-489), quitando el efecto del plegamiento retro-rotando los polos de foliación, y las lineaciones asociadas a lo largo de círculos menores. El resultado final, sin considerar el pequeño error que se puede cometer relacionado con la discusión mencionada arriba a propósito de la posición de la lineación con respecto de la superficie neutra, es de obtener una lineación recta, y en una posición inicial, o sea antes de que fuese afectada por el plegamiento. El resultado de esta reconstrucción se muestra en la Fig. 4.44e.

4.4.6 Estructuras de deformación de fase 6_m

4.4.6.1 Estructuras 6_m mesoscópicas y microscópicas

4.4.6.1.1 Zonas de cizalla El Cuajilote

El último evento de deformación dúctil en la unidad migmatítica, 6_m , está definido por una serie de milonitas y ultramilonitas de hasta 1 m de espesor, que afloran a lo largo de la Carretera Federal 190 y se han nombrado de acuerdo a una ranchería a lo largo de la misma.

Las milonitas SZ_{6m} son subparalelas entre sí mismas, planas y con movimiento de tipo normal y con desplazamiento hacia el ENE (datos estereográficos en la Fig. 4.46) como lo indican macroscópicamente la presencia de indicadores cinemáticos de tipo S-C (ver fotografía en la Fig. 4.46). La foliación S está representada por los bordes de los granos de cuarzo deformados, macroscópicamente paralelos a las superficies de foliación. Los C están constituidos por micas que forman pequeñas "shear bands", oblicuas con respecto a los planos S, y cuyo desplazamiento es sintético con el desplazamiento global. En donde el tamaño de grano es suficientemente grueso, el desplazamiento a lo largo de los planos C indica a la escala de la muestra de mano como "top-to ENE".

4.4.6.2.1 Cinemática

El estudio microestructural de los indicadores cinemáticos observados en estas milonitas revela más detalle sobre la fábrica macroscópica de tipo C-S (Lister y Snoke, 1984), en la cual se observa una cristalización sintectónica de biotita que define las superficies C, mientras que las superficies S están definidas por listones de cuarzo (Fig. 4.47) alargados, hasta 20:1, en los como la formación de subgranos con contornos irregulares ha borrado la evidencia de distorsión interna. La deformación intensa transpuso las superficies C y S (Fig. 4.47), volviéndolas paralelas y no siempre distinguibles. Las superficies C (shear bands) se forman subsecuentemente por el incremento de deformación, y siendo oblicuas y cortantes con respecto de las S y C, son las que se toman como indicador cinemático. Además de la fábrica C-S observada en lámina delgada y en muestra de mano, existen otros indicadores cinemáticos y del grado de deformación interna de estas milonitas, como los porfiroclastos de cuarzo y feldespato peritítico (Fig. 4.48a y b respectivamente), que muestran como la recuperación de la deformación interna de los cristales durante la deformación produce la neoformación de un "manto" de subgranos rotados y afectados por la migración de los bordes (GBM, Passchier y Trouw, 1996). Estos subgranos, en el caso del feldespato peritítico de la Fig. 4.48b, son de composición albita - oligoclasa, según se determinó ópticamente. La cinemática observada en láminas delgadas orientadas paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicularmente a la foliación confirma las observaciones mesoscópicas, siendo el movimiento normal y de tipo "top-to ENE".

4.4.5.3 Metamorfismo asociado con las milonitas 6_m

La presencia de foliaciones cruzadas C-S, la cristalización de biotita fina sintectónica y los mecanismos de deformación y recuperación descritos por los porfiroclastos sugieren, en su totalidad, que estas zonas miloníticas subparalela a la fase 6_m se formaron en condiciones metamórficas de esquistos verde.

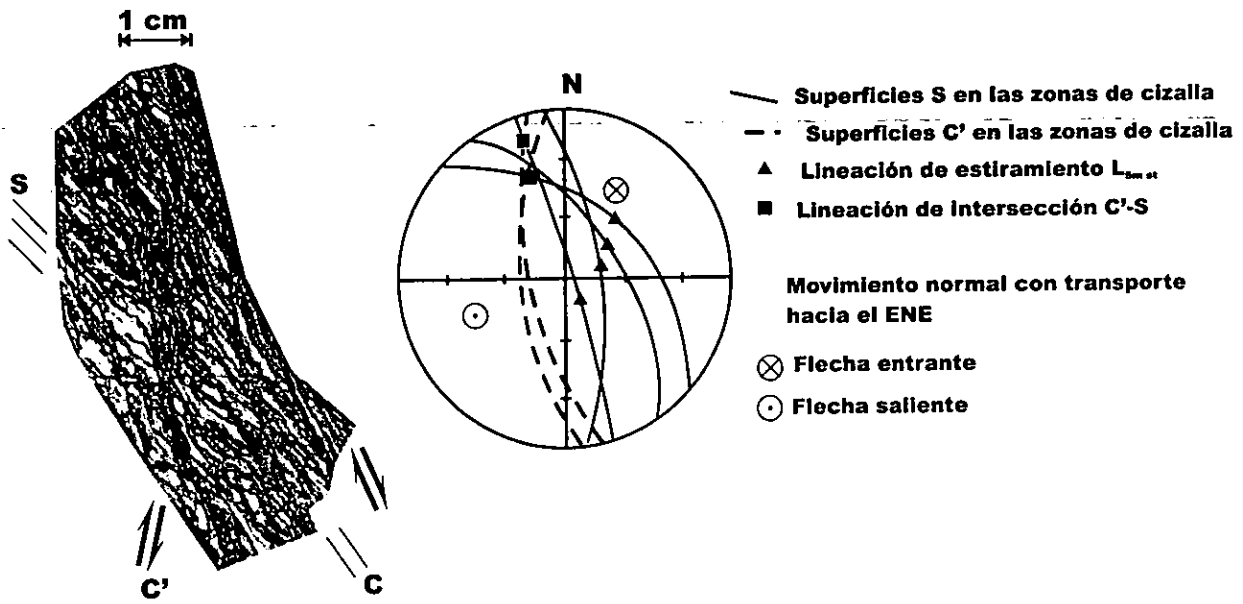


Figura 4.46. A) fotografía de una muestra de mano de una milonita de fase 6_m. La superficie pulida está cortada paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicularmente a la foliación. Se pueden observar las superficies C', como zona de cizalla oblicua con desplazamiento derecho, las S, como sigmoides en los granos de cuarzo microcristalino (blanco en la foto) y las C, en la parte beja de la imagen. B) Red estereográfica con los datos medidos a lo largo de las zonas de cizalla de fase 6_m.

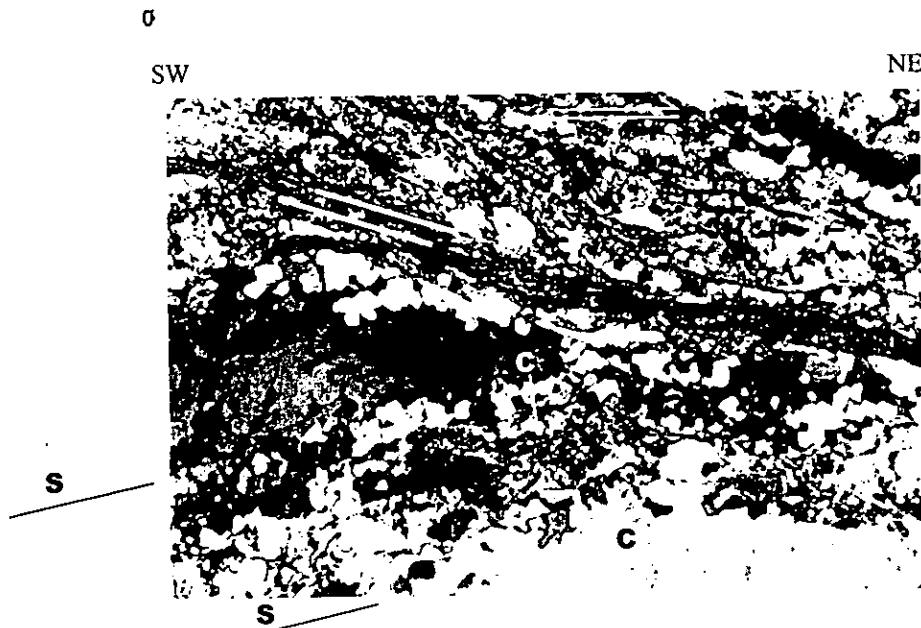


Figura 4.47. Fotomicrografía de una de las milonitas de fase 6_m en las migmatitas, cortada paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicularmente a la foliación. Listones de cuarzo deformados con formación de subgranos de bordes irregulares (planos S). Las pequeñas agujas brillantes son cristales sintectónicos de biotita (planos C) que han sufrido una rotación parcial paralelamente a S. Los planos C' están constituidos por la zona de cizalla en la parte alta de la foto (líneas blancas), que indica un desplazamiento derecho. Fotomicrografía tomada con nicoles cruzados, objetivo 4 X. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 2.5 mm.

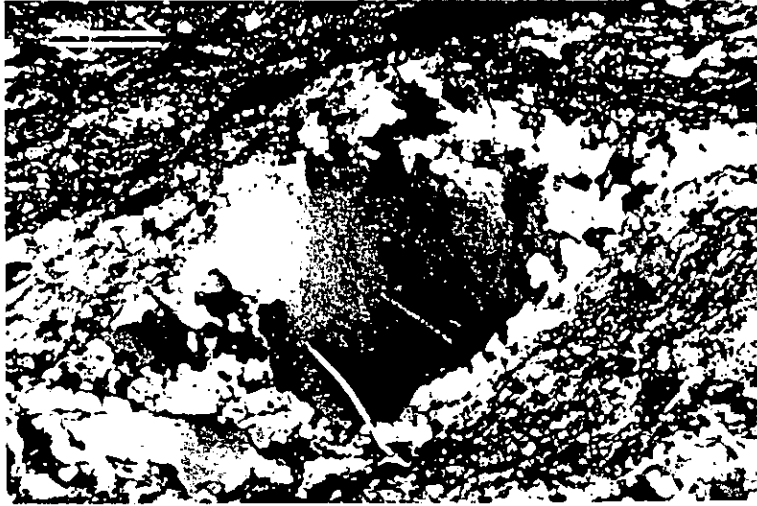


Figura 4.48a. Porfidoclasto sigmoidal de cuarzo, que muestra estinción ondulosa en el núcleo y la formación de subgranos rotados al borde (textura "core and mantle"). Los cristales finos afuera del porfidoclasto son biotitas sin-tectónicas. El movimiento es derecho. Fotomicrografía tomada con nicoles cruzados, objetivo 4X. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm. Lámina cortada paralelamente a la lineación y perpendicularmente a la foliación.

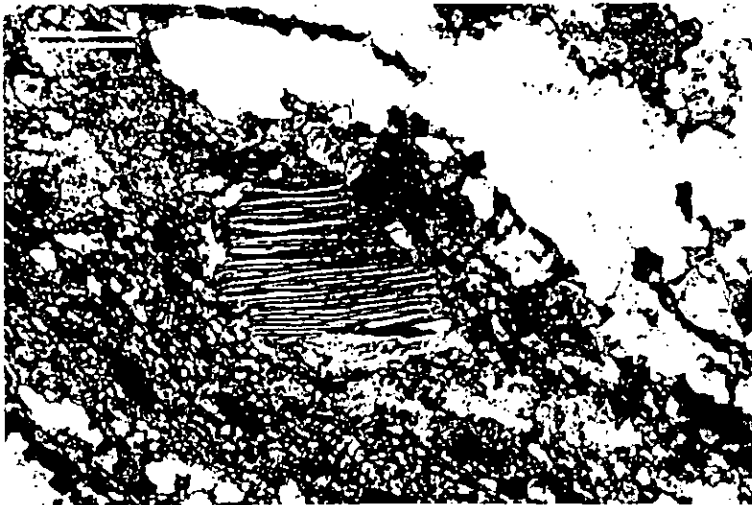


Figura 4.48b. Porfidoclasto de feldespato perítico, que muestra un sobrecrecimiento delgado de subgranos al borde de composición albítica. El movimiento es derecho en el plano de la imagen. Fotomicrografía tomada con nicoles cruzados, objetivo 4X. El lado largo de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm. Lámina cortada paralelamente a la lineación y perpendicularmente a la foliación.

4.5 Milonita El Correo

La milonita El Correo constituye una franja de alrededor de 200 m de anchura que marca el contacto tectónico entre la unidad migmatítica, abajo, y la unidad supracortical, arriba. Aflora claramente a lo largo de la Carretera Federal 190, y a lo largo de la autopista, aproximadamente en el km 212 (coord. N. 17° 17.062', W 96° 58.733'). La milonita El Correo está constituida por un protolito de cuarzo feldespático, con horizontes delgados (hasta 30 cm) de rocas anfibolíticas. La alteración es intensa y acompañada por la formación de minerales secundarios como sericita, saururita, epidota, y clorita. Se han reconocido tres eventos de deformación a lo largo de esta zona milonítica, que se describirán a continuación.

4.5.1. Estructuras de deformación de fase 1_c

4.5.1.1 Estructuras 1_c mesoscópicas y microscópicas

4.5.1.1.1 Foliación

La foliación milonítica asociada con la fase 1_c está macroscópicamente compuesta por dos series de planos: unas superficies muy delgadas constituidas por horizontes micáceos, lentes de cuarzo alargadas (hasta 5 cm de ancho) y otras oblicuas con respecto de las anteriores, y que se formaron durante un fenómeno de cizalla (ejemplos en la Fig. 4.49), representando la mismas texturas C-S observadas anteriormente. La primera actividad de deformación a lo largo de la Milonita El Correo (1_c) corresponde entonces con la milonitización que afecta el contacto entre unidad migmatítica y los metasedimentos. La asociación de minerales que conforman esta milonita está caracterizada por biotita que recrystaliza en pequeñas hojas tabulares, alrededor de 50-100 μm en tamaño (planos C, Lister y Snoke, 1984), oblicuamente a la foliación constituida por listones de cuarzo con formación de subgranos, cristales de plagioclasa y remanentes de cristales de feldespato peritico, correspondientes a las superficies S. La biotita que recrystaliza está acompañada por la formación de "peces" de muscovita, del tamaño aproximado de hasta 2 mm. Los planos S y C están representados en la fotografía de la Fig. 4.53, tomada en una lámina delgada orientada paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicular a la foliación S_{1c}.

4.5.1.1.2 Lineación

La lineación de estiramiento, como se ve en el campo, está constituida por cristales de mica alargados, muy finos.

4.5.1.2 Geometría

4.5.1.2.1 Foliación

La foliación S_{1c} medida a lo largo de la Carretera Federal 190 está representada por medio de polos en la red estereográfica de la Fig. 4.51 Como se puede observar por su



Figura 4.49. Fotografía de la milonita El Correo, tomada a lo largo de la Carretera Federal 190. Detalle del afloramiento a lo largo de la Carretera Federal, en donde se evidencia la foliación S_e , afectada por un intenso fracturamiento. Foto tomada en un corte casi paralelo ($< 20^\circ$) a la lineación de estiramiento.

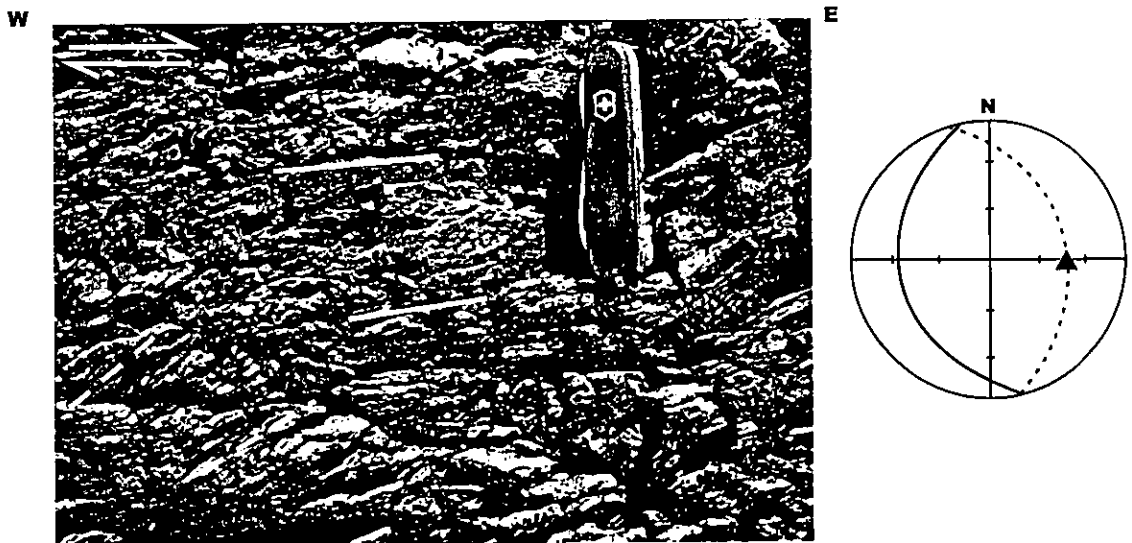


Figura 4.50. Detalle de la foliación compuesta (ver texto) S-C, representada por las líneas blancas continuas. Abajo a la izquierda están presentes las superficies C' representadas por líneas blancas discontinuas. El movimiento es derecho en el plano de la fotografía. En la red estereográfica se han representado los mismos planos S-C como círculo continuo, y los C' como discontinuos. La lineación de estiramiento está representada por el triángulo.

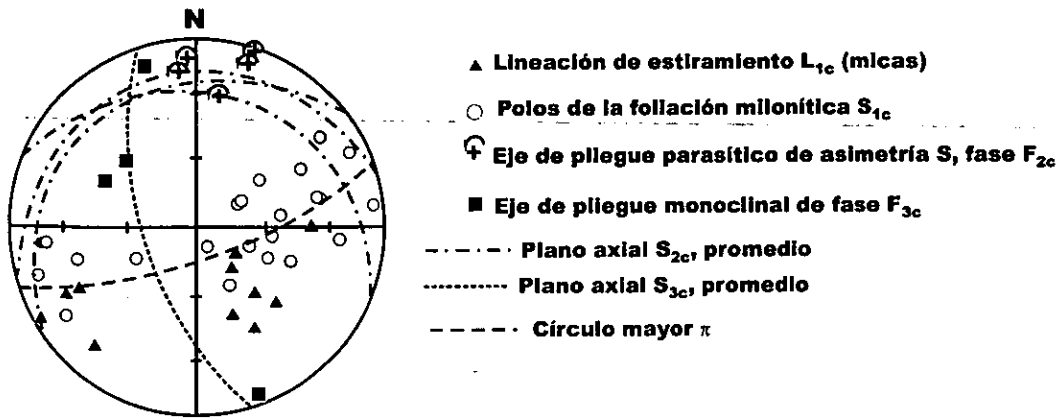


Figura 4.51. Datos estructurales medidos a lo largo de la milonita El Correo.

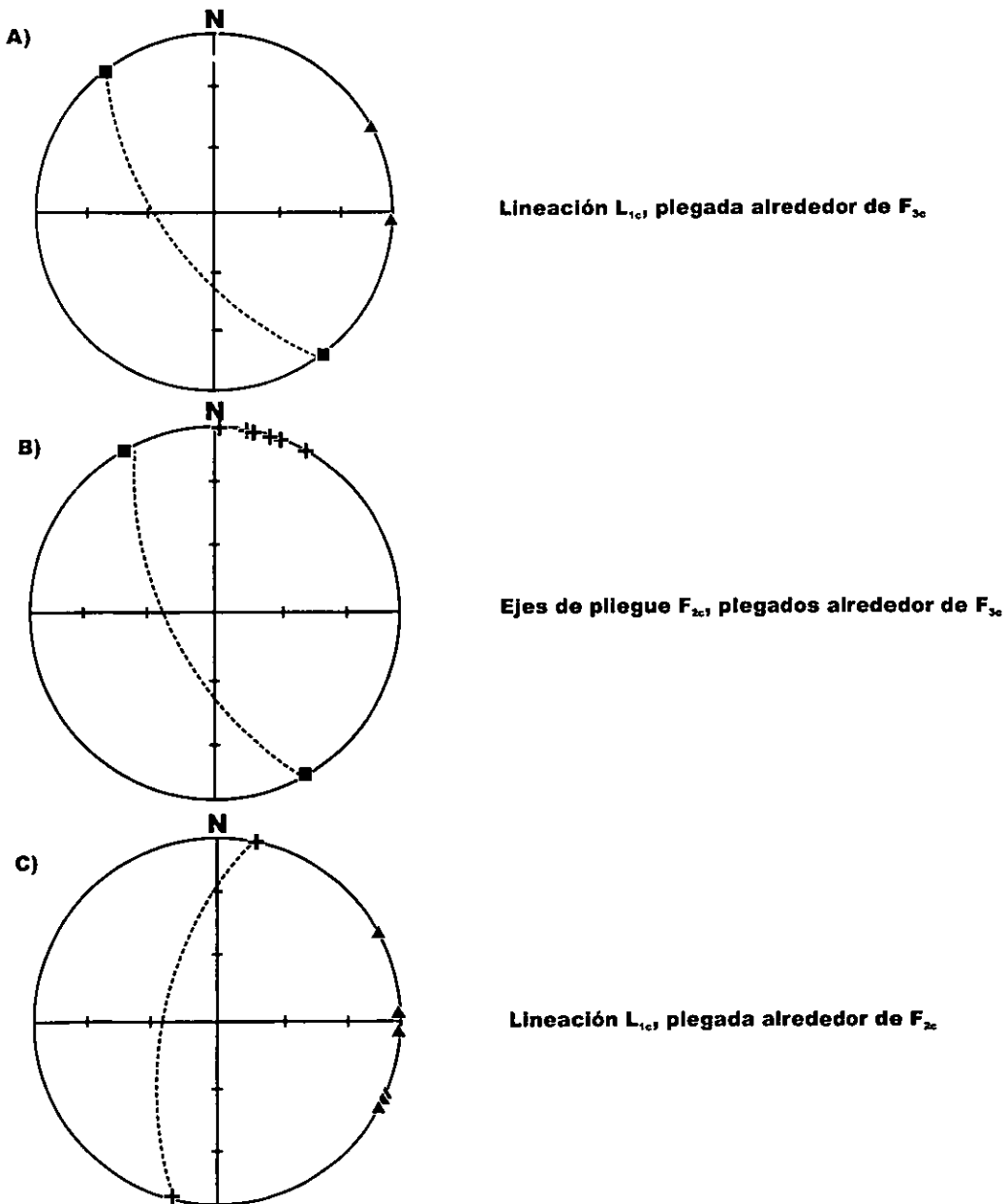


Figura 4.52. Lineación L_{1c} y ejes de micropliegues F_{2c} regresados a la horizontalidad, quitando el efecto del plegamiento F_{2c} y F_{3c} respectivamente.

distribución, la foliación S_{1c} está afectada principalmente por la fase de plegamiento descrita, más adelante, como F_{3c} .

4.5.1.2.2 Lineación

Como se puede observar en la red estereográfica de la Fig. 4.51 las lineaciones de estiramiento L_{1c} representadas por triángulos se encuentran plegadas por las deformaciones sucesivas.

4.5.1.3-Cinemática de la fase 1_c

La deformación en los peces de muscovita en la fotomicrografía de la Fig. 4.54 junto con la orientación de los planos C de biotita con respecto de los S, sugieren un movimiento derecho asociado con la milonitización, en el plano de la fotografía y paralelamente a la lineación misma. Por lo tanto, combinando este dato con el desplazamiento derecho observado en el campo, se puede concluir que el transporte tectónico a lo largo de la milonita El Correo fue "top-to-E" por la fase 1_c .

4.5.1.4 Metamorfismo

La asociación de biotita cristalizando durante la deformación en cristales pequeños, junto con la deformación de los peces de muscovita de tamaño mediano y la formación de subgranos en los listones de cuarzo, pueden indicar una temperatura aproximada de 300-350°C (Giletti, 1974; Passchier y Trouw, 1996), lo que indicaría una facies de esquistos verde para este primer evento de deformación 1_c .

4.5.2. Estructuras de deformación de fase 2_c

4.5.2.1 Estructuras 2_c mesoscópicas y microscópicas

4.5.2.1.1 Plegamiento

La fase de deformación 2_c se ha observado exclusivamente en el afloramiento a lo largo de la Carretera Federal 190 en donde unos pliegues cerrados a escala 3-5 cm, asimétricos de tipo S, pliegan la foliación milonítica S_{1c} . La formación de estos micropliegues fue acompañada por una recristalización de plano axial de sericita, como se puede observar en las fotomicrografías de la Fig. 4.55 tomadas en lámina delgada de una muestra cortada exactamente en la charnela de uno de estos pliegues, perpendicularmente al eje.

4.5.2.2 Geometría

4.5.2.2.1 Plegamiento

Los ejes de algunos de estos pliegues han sido medidos y estos datos también se encuentran en la red estereográfica de la Fig. 4.51, junto con sus características de simetría. La distribución de los ejes de pliegue F_{2c} en red estereográfica se debe a la reorientación sufrida

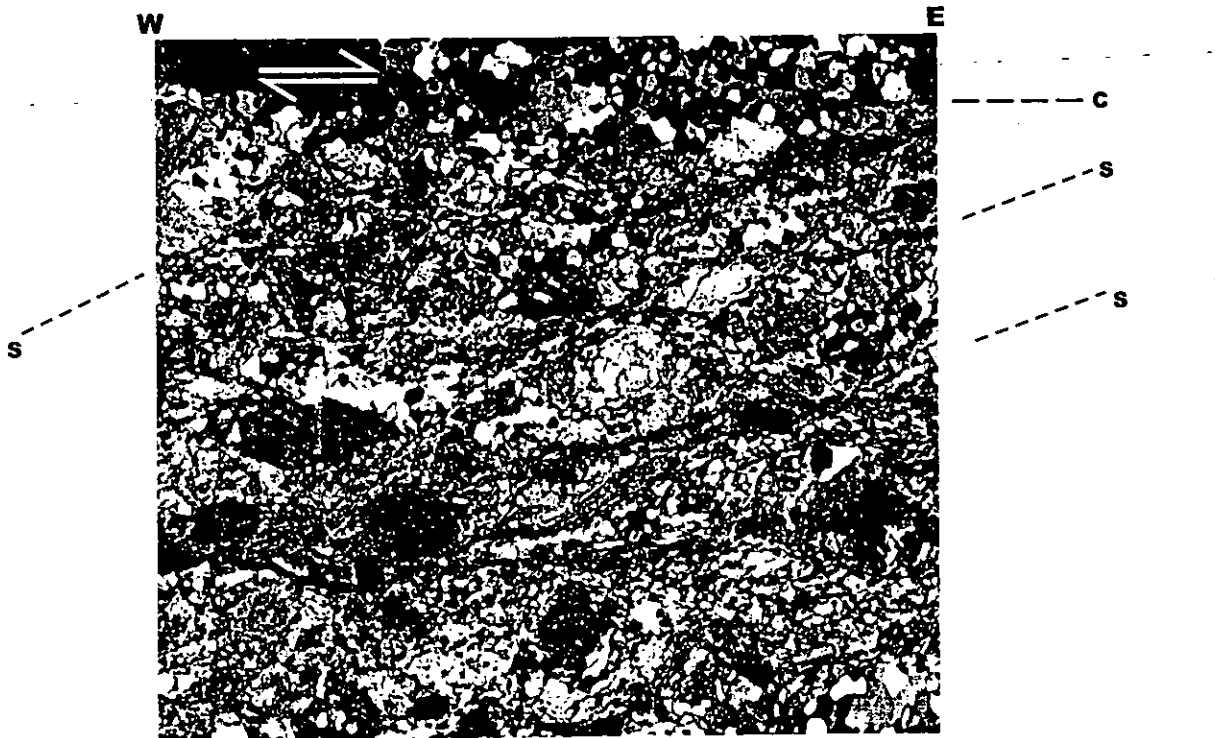


Figura 4.53. Fotomicrografía compuesta de una muestra orientada tomada a lo largo de la milonita El Correo, cortada paralelamente a la lineación de estiramiento y perpendicularmente a la foliación. Son visibles las superficies C, subhorizontales en la fotografía (arriba), y las S, constituidas por el alineamiento de cristales de biotita a lo largo de planos oblicuos orientados de abajo a la izquierda hacia arriba a la derecha. El movimiento es derecho en el plano de la fotografía. Nícoles cruzados, objetivo 4X. El lado horizontal de la fotografía corresponde a un campo de aproximadamente 3.5 mm.

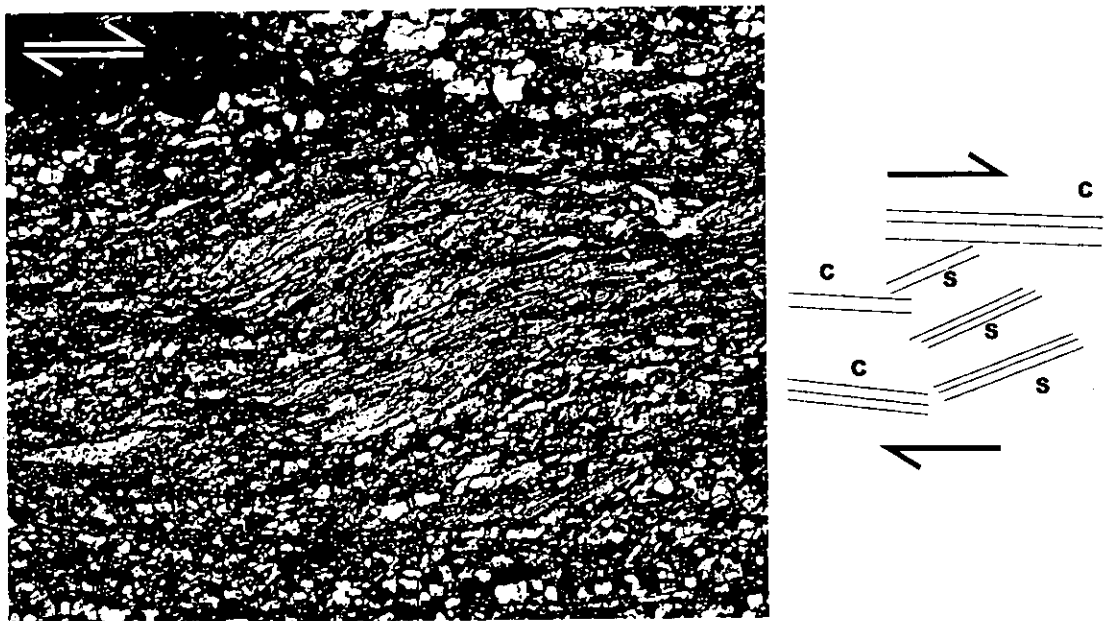


Figura 4.54. Fotomicrografía tomada en la misma muestra de Fig. 4.53, representante un "mica-fish" de muscovita, aproximadamente 1.5 mm de ancho, deformado durante la milonitización a dar un movimiento derecho en el plano de la fotografía. Nícoles cruzados, objetivo 4X. El lado horizontal corresponde a un campo de 2.5 mm.

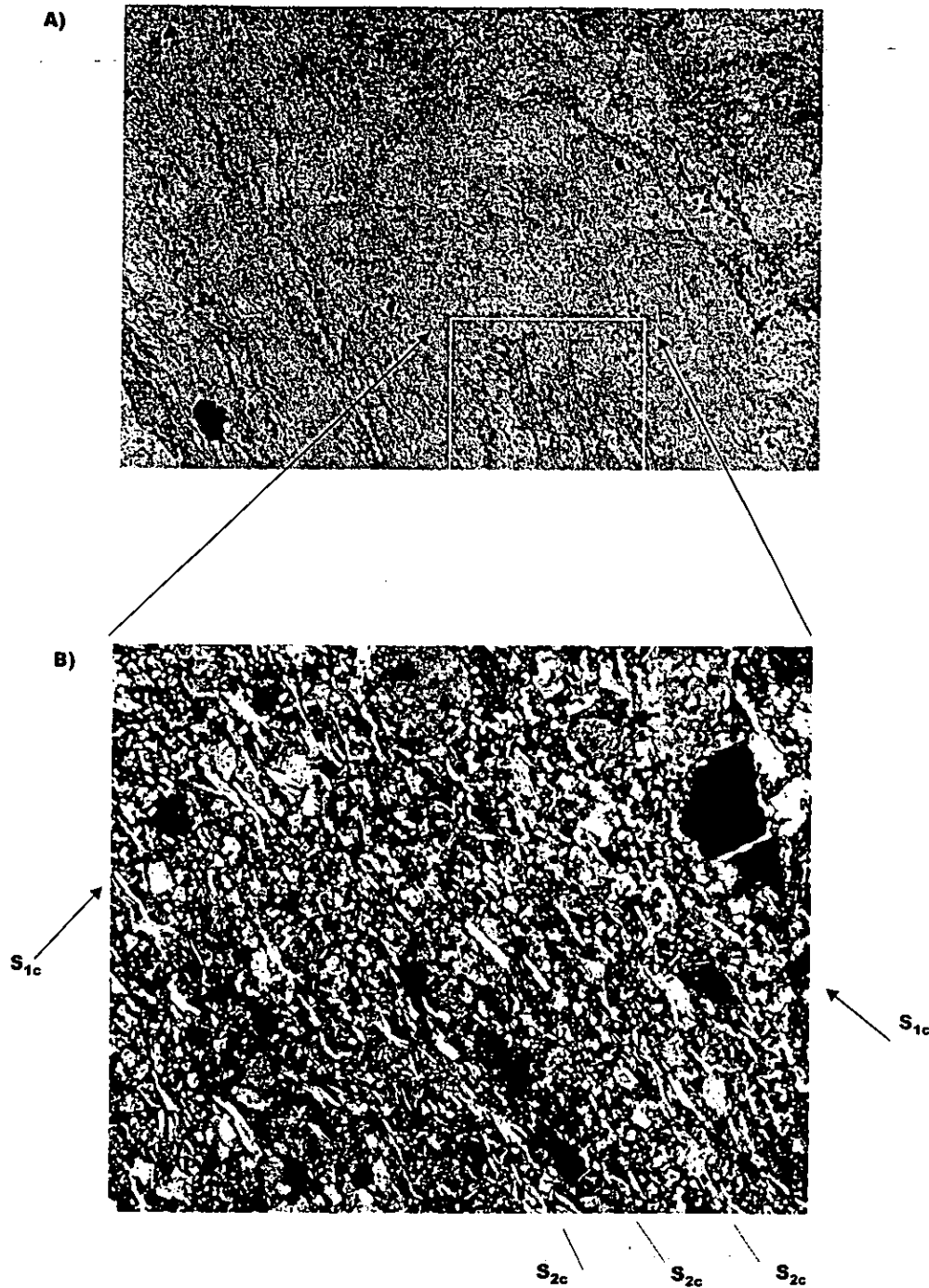


Figura 4.55. A) Fotomicrografía compuesta de una charnela de pliegue recumbente de fase F_{2c} en una muestra de la milonita El Correo, cortada perpendicularmente al eje. Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado horizontal de la fotografía corresponde a un campo de alrededor de 9 mm. B) Detalle de la fotografía previa, tomada con nícoles cruzados y objetivo 4X. Los pequeños cristales blancos y muy brillantes, aproximadamente orientados oblicuamente, son sericitas que recristalizan a lo largo del plano axial del pliegue de fase F_{2c} . El campo horizontal fotografiado corresponde a 2.5 mm.

por los mismos durante la tercera fase de deformación 3_c . Si se quita el efecto de los pliegues F_{3c} (Fig. 4.52b), se observa que los ejes F_{2c} , en general, se posicionan en red estereográfica hacia el NNE.

4.5.2.3 Cinemática de las estructuras 2_c

La asimetría de estos pliegues, y el hecho que, normalmente, forman bandas discretas del espesor de alrededor de 5 cm, sugieren que su formación es debida a una cizalla simple orientada, aproximadamente, EW o sea perpendicular a los ejes mismos, y con transporte hacia el W.

4.5.3 Estructuras de deformación de fase 3_c

4.5.3.1 Estructuras 3_c mesoscópicas

4.5.3.1.1 Plegamiento

La tercera fase de deformación que sufrió la milonita El Correo (3_c) originó pliegues monoclinales a escala más amplia (1-3 m), con la misma asimetría S que la fase 2_c , pero más abiertos. Estos pliegues claramente reorientaron los polos de foliación milonítica (Fig. 4.51) y, parcialmente, los ejes de pliegue F_{2c} y las lineaciones de estiramiento. No se han observado indicadores de distorsión interna, y el fracturamiento de plano axial asociado con estos pliegues hace pensar que es realidad sean el producto de una flexura monoclinual de régimen transicional entre dúctil y quebradizo.

4.6 Unidad supracortical

La unidad supracortical aflora en la porción centro occidental del área de estudio (Fig. 2.1) y, en la columna estructural de la Fig. 2.2, sobreyace tectónicamente a la migmatita El Catrín, cabalgándola a lo largo de la milonita El Correo. Los contactos litológicos que se pueden observar transpuestos en la unidad supracortical, se consideran como planos S_{0s} .

4.6.1 Estructuras de deformación de fase 1_s

4.6.1.1 Estructuras 1_s, mesoscópicas y microscópicas

4.6.1.1.1 Foliación

Considerando que los contactos "primarios" S_{0s} están transpuestos por una combinación de metamorfismo y deformación, entonces las superficies S_{1s} se formaron paralelamente a éstas durante el evento de deformación 1_s el cual fue responsable de la transposición misma. Se puede entonces decir que los planos S_{0s} y los S_{1s} sean paralelos y no distinguibles. Por lo tanto se hablará de una fábrica única S_{1s} . En los metasedimentos los horizontes caracterizados por cuarzo – feldespato potásico – plagioclasa (\pm granate) están en contacto con horizontes de composición máfica como hornblenda – biotita – plagioclasa – opacos (\pm granate \pm piroxenos). Estos forman una especie de microbandeamiento a la escala 2-5 mm. Los cristales planos como biotitas y los que tienen caras planas, generalmente se disponen paralelamente al bandeamiento, originando una foliación interna al mismo. En las rocas metaígneas, la foliación reconocida como S_{1s} está macroscópicamente caracterizada por la disposición plana de minerales como micas oscuras, hornblenda y clinopiroxena verdosa en los dominios melanocráticos, mientras que los dominios leucocráticos está marcados por la presencia de cuarzo, generalmente estirado, y plagioclasa. Las micas son particularmente abundantes en los metasedimentos los como, en general, se distinguen en el campo por la particular abundancia de estos minerales junto con granate, grafito y, a veces, calcita. Los listones de cuarzo son particularmente abundantes en las sienitas de grano más grueso, y generalmente tienen una coloración azulosa dada por las inclusiones de agujas de rutilo. En las charnoquitas, por el contrario, el cuarzo se presenta, macroscópicamente, siempre en listones alargados hasta 10:1, pero su coloración tiende al verdoso, posiblemente por la abundancia en la roca de fases de este color como hornblenda y augita. En las cercanías con los contactos litológicos, se puede observar como la foliación S_{1s} es perfectamente paralela al contacto (transpuesto) S_{0s} . Por lo tanto, se puede concluir que, juntos, S_{1s} y S_{0s} forman una fábrica compuesta S_{0s}/S_{1s} y que la transposición de los contactos litológicos tuvo lugar durante la formación de S_{1s} . Microscópicamente, S_{1s} en los ortogneises está representada por un arreglo de clinopiroxena, plagioclasa y magnetita poco visible en los gabros (Fig. 4.56), pero es claro en las sienitas, y caracterizado por biotitas alargadas en asociación con hornblenda y augita escasa en las sienitas (Fig. 4.57), augita, hiperstena y hornblenda intercrecidas en las charnoquitas (Fig. 4.58). El desarrollo de esta foliación, sin embargo, está bastante restringido



Figura 4.56. Microtextura típica de los metagabros intercalados con las charnoquitas, en la unidad supra cortical. La mineralogía está compuesta por augita (flechas blancas), plagioclasa (gris claro), titanomagnetita (negro). Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado horizontal de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

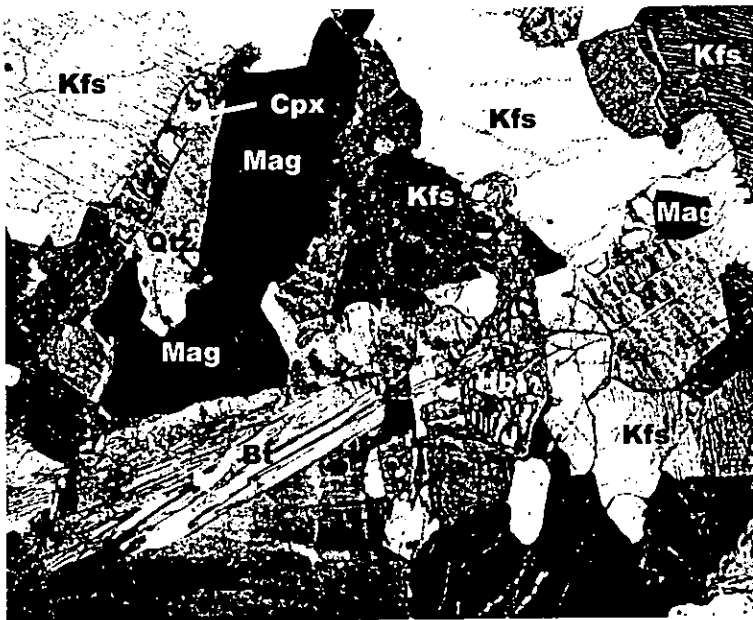


Figura 4.57. Microtextura típica observada en las metasenitas que intrusionan la unidad supracortical. La mineralogía está compuesta por abundante feldespato potásico micro y meso perfitico, rara augita (flechas blancas), cuarzo (gris claro), rara plagioclasa, hornblenda, biotitas en gruesos cristales y titanomagnetita (negro). Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado horizontal de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

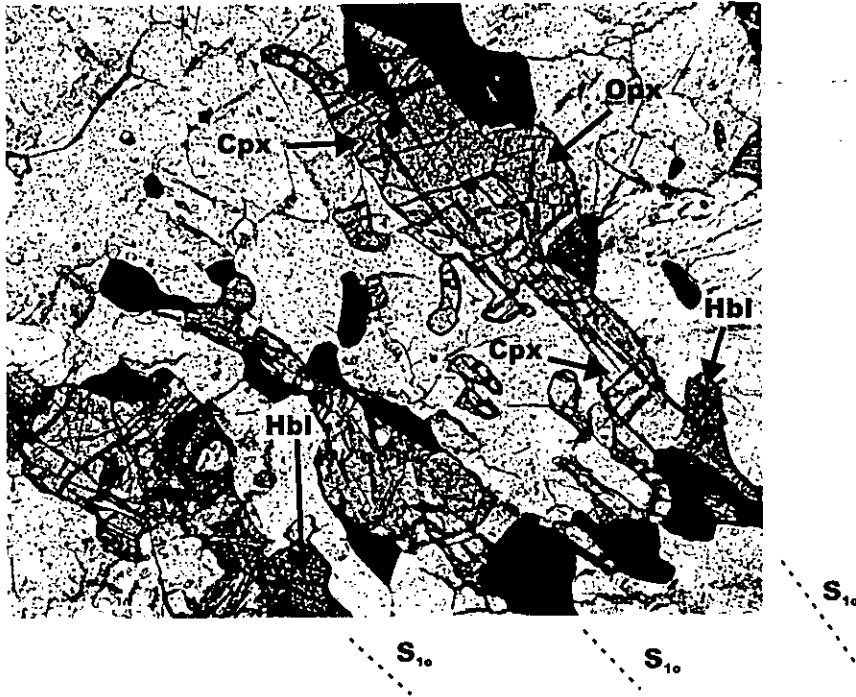


Figura 4.58. Microtextura típica de las charnoquitas en la unidad supra cortical. La mineralogía está compuesta por augita (Cpx), hiperstena (Opx), hornblenda (Hbl) y titanomagnetita (negro) en una matriz compuesta por cuarzo, plagioclasa y feldespato peritítico. Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado horizontal de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

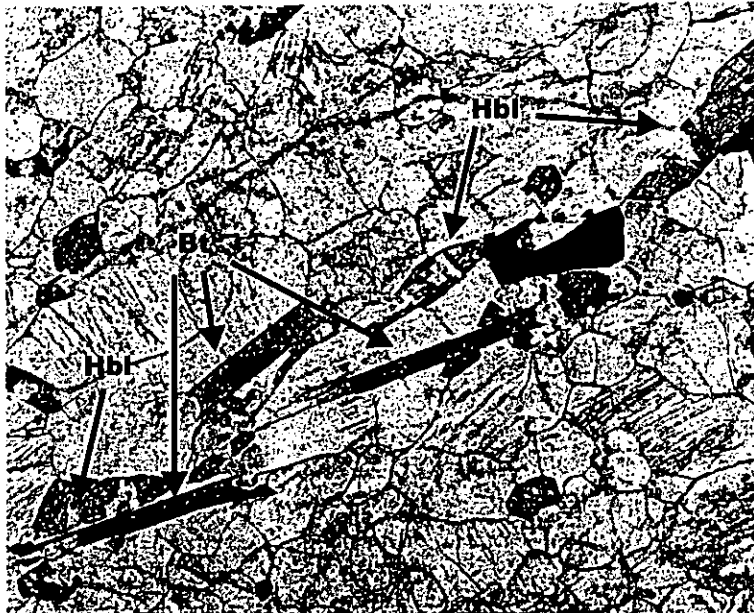


Figura 4.59. Muestra de sienita cortada en el plano de foliación. La lineación mineral es visible y representada por biotita (Bt), y hornblenda (Hbl). Notar el mosaico granoblástico compuesto por cuarzo y feldespato potásico, que forman juntas triples casi perfectas en la matriz, de color gris claro. Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado horizontal de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

a litologías particulares. Como se observa en el detalle de la Fig. 4.56, por ejemplo, los gabbros no están particularmente foliados.

4.6.1.1.2 Lineación

La lineación L_{1s} es visible en gran parte del área estudiada, y está definida por el alineamiento, en los planos S_{1s} , de minerales máficos alargados como hornblendas, opacos y piroxenos. Se ha observado también una lineación de estiramiento compuesta por listones de cuarzo que alcanzan la relación de hasta 8:1. En los ortogneises que caracterizan esta unidad, la lineación L_{1s} está representada por dos elementos: la disposición alineada en los planos de foliación, de minerales máficos como hornblendas y, posiblemente, augitas, que dan lugar a una lineación mineral, y los listones de cuarzo, generalmente producidos por la deformación de granos originalmente equidimensionales, dando lugar a una lineación de estiramiento. Microscópicamente la lineación está representada por la orientación preferencial dimensional de piroxenos, hornblenda y biotita. En general, estos minerales no muestran deformación alguna. Un ejemplo se puede observar en una muestra de sienita, cortada paralelamente a la foliación (Fig. 4.59). El cuarzo es el único mineral que a veces está deformado hasta originar listones que presentan toda la gama de microtexturas de deformación observadas en otras litologías (subgranos con bordes irregulares, septos internos de matriz, lamellas de deformación, texturas a dómino). Siendo que estos listones de cuarzo están en equilibrio con los minerales índice como hiperstena, augita, etc., y que la orientación de la lineación de estiramiento en el cuarzo es aproximadamente igual que la lineación mineral de estos minerales máficos, se puede argumentar que los listones de cuarzo se formaron durante la cristalización de los minerales índice y, que por su mayor plasticidad, sufrió toda la deformación dúctil que, en vez, no afectó los otros minerales.

4.6.1.2 Metamorfismo

La fábrica compuesta S_{1s} está representada por minerales de alto grado. Además de los ya enlistados arriba, se observa la presencia de grafito, especialmente es las bandas de posible composición metapelítica, y otros minerales como escapolita, calcita, diópsida, espinela, fasaíta, titanita; estos últimos especialmente en las pegmatitas carbonáticas que son frecuentes en la unidad supracortical. La asociación de estos minerales ratifica el metamorfismo en facies de granulita, que en los metasedimentos se asocia con la fase de deformación 1_s . En conclusión, la fábrica compuesta S_{1s} refleja en la unidad supracortical la combinación de la variación composicional a la cual se sobrepuso la diferenciación metamórfica en facies de granulita.

4.6.1.3 Geometría

4.6.1.3.1 Foliación

La foliación S_{1s} está representada en la red estereográfica de la Fig. 4.60. Como se puede observar, su orientación global, medida en toda la unidad supracortical, se distribuye aproximadamente a lo largo de un círculo mayor cuyo polo corresponde al eje de los pliegues tardíos F_{5s} , descritos más adelante.

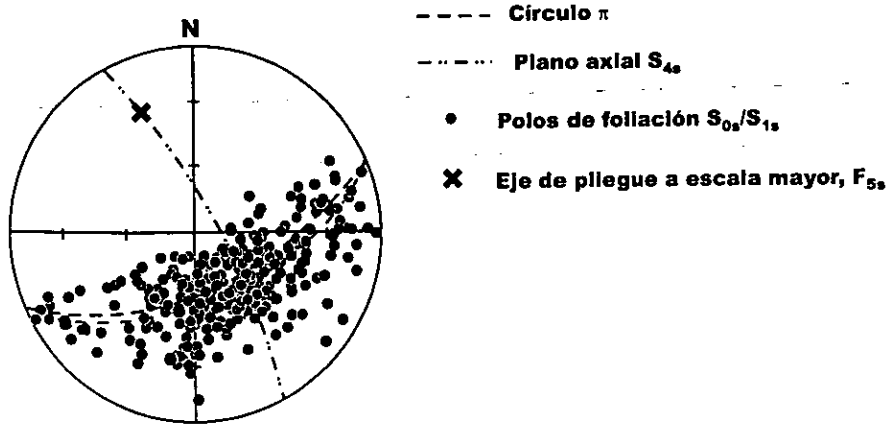
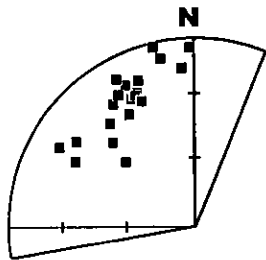
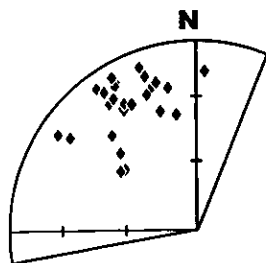


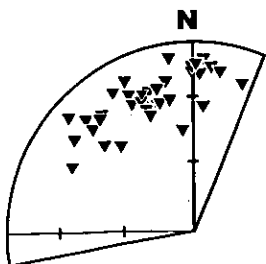
Figura 4.60. Polos de la foliación compuesta S_{1s} , medidos en la unidad supracortical. Su orientación está claramente afectada por el plegamiento tardío de fase F_{5s} , del cual se representa el eje y el plano axial promedio.



■ **Lineación mineral L_{1s} , micas y feldespatos, en metasedimentos intercalados en la unidad supracortical**



◆ **Lineación mineral L_{1s} (Px y Hbl)**



▼ **Lineación de estiramiento L_{1s} , cuarzo**

Figura 4.61. Lineación mineral y de estiramiento L_{1s} , medida en el unidad supracortical.

4.6.1.3.2 Lineación

Como se puede observar en la red estereográfica de la Fig. 4.61, no se ha notado una verdadera diferencia entre la orientación de las lineaciones mineral y de estiramiento, sino que las dos tienen un rumbo generalmente orientado hacia el NW, con un buzamiento que varía desde subhorizontal hasta los 50°, claramente influenciado por la presencia de los pliegues tardíos F_{4s} que afectan tanto la foliación S_{1s} como la lineación L_{1s} . No queda perfectamente establecido si esa lineación de estiramiento se formó conjuntamente con la lineación mineral. Sin embargo, si se toman por buenas las observaciones hechas por Hanmer (2000) sobre la formación de listones de cuarzo como producidos en condiciones metamórficas de alto grado, entonces es posible considerar la lineación mineral y de estiramiento en el cuarzo como producidas, originalmente, durante la fase 1_s . La diferencia en orientación se puede explicar en términos de deformación finita en contra de los incrementos de deformación. También si la lineación mineral y la de estiramiento se han formado conjuntamente durante el metamorfismo de alto grado, la mineral puede ser considerada como correspondiente a un episodio de deformación finita, mientras que la de estiramiento puede ser la combinación de más incrementos de deformación infinitesimales, algunos de los cuales fueron posteriores al metamorfismo de alto grado, y que han parcialmente modificado su orientación global.

4.6.2 Estructuras de deformación de fase 2_s

4.6.2.1 Estructuras 2_s mesoscópicas y microscópicas

4.6.2.1.1 Plegamiento

Los pliegues de fase F_{2s} son la estructura más evidente asociable a esta fase de deformación. Unos ejemplos se pueden observar en las fotografías de las Figs. 4.62a y b. En la fotografía de la Fig. 4.62a se evidencia un pliegue muy cerrado, isoclinal e intrafolial, en un horizonte cuarzo feldespático. En la de la Fig. 4.62b se puede observar un pliegue de simetría Z, en la zona de charnela de un pliegue recostado a escala mayor. En este pliegue los planos axiales no muestran ninguna recristalización, aunque su traza obtenida interpolando las charnelas en los diferentes niveles plegados, es aproximadamente paralela al bandeamiento afuera del pliegue y visible, en la misma fotografía, en la parte baja donde trunca el flanco inferior del pliegue mismo. A pliegues de estos dos tipos se suman pequeñas charnelas aisladas, sin flancos, o con flancos muy estirados, de carácter intrafolial, y generalmente ubicadas en los flancos de los pliegues recostados mayores, de fase F_{3s} .

En las charnoquitas se han reconocido pliegues recostados al interior del bandeamiento metamórfico, a la escala 20 cm-1 m. Siendo que lo que se observa plegado es el contacto (ígneo) entre litologías diferentes S_{1s} , estos pliegues se pueden adscribir a la fase F_{2s} y ser tomadas como el correspondientes de los pliegues antes descritos en los metasedimentos. Un ejemplo de estos pliegues se puede ver en la fotografía de la Fig. 4.63a, en donde una pegmatita de aproximadamente 5 cm de espesor que intrusión las charnoquitas a lo largo de la autopista, está plegada de manera recostada. El plano axial corresponde exactamente a la foliación S_{1s} en la charnoquita encajonante. La misma pegmatita está atravesada en la zona de

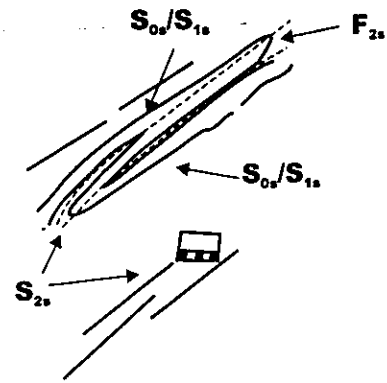


Figura 4.62a. Pliegue intrafolial en los metasedimentos de la unidad supracortical, de fase F_2 . Un horizonte cuarzo feldespático de aproximadamente 4 cm de espesor está plegado isoclinalmente, a formar una Z. Los flancos del pliegue S_0/S_1 , así como sus planos axiales, son paralelos al bandeamiento metamórfico / composicional (contactos litológicos transpuestos). Este pliegue no desarrolla una foliación de plano axial claramente visible, en muestra de mano como en lámina delgada.

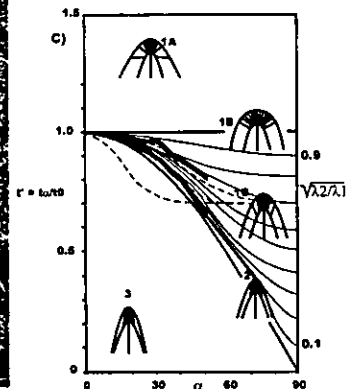


Figura 4.62b. Pliegue intrafolial en los metasedimentos, de fase F_2 . En este caso la alternancia entre horizontes cuarzo feldespáticos y máficos de aproximadamente 3-5 cm de espesor está plegada formando una Z. Los planos axiales no son visibles, pero su traza es aproximadamente paralela al bandeamiento en la parte baja de la fotografía, debajo de la punta del lápiz. En donde posible, se trazaron las isógonas para unas de las bandas máficas y una cuarzo feldespática plegadas. La clasificación correspondiente se puede observar a la derecha.

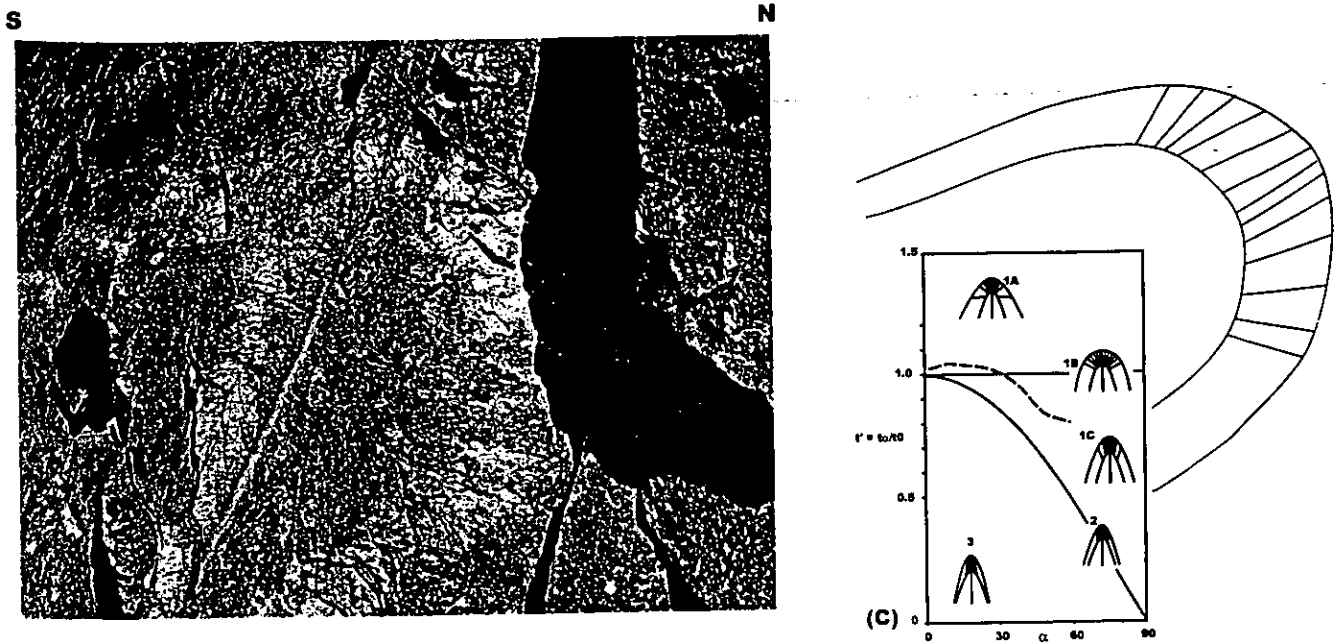


Figura 4.63a. Detalle de pliegue de fase F_{2s} en una pegmatita intrusionando una charnoquita. La foto se refiere a un detalle de la zona de charnela. El alto de la fotografía corresponde a un campo de alrededor de 50 cm. Autopista de cuota, km 193 aprox.

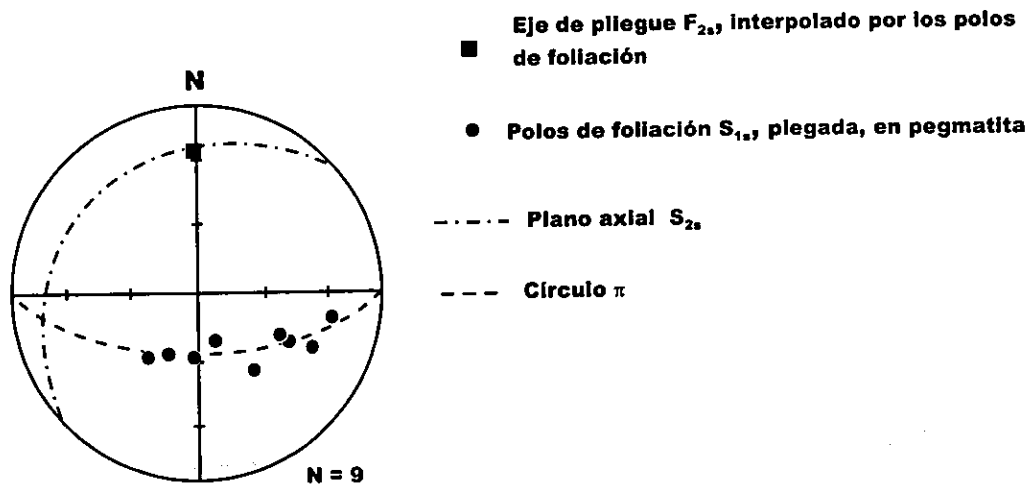


Figura 4.63b. Red estereográfica con los datos medidos para el pliegue de fase F_{2s} de la Fig. 4.63a.

charnela por la foliación. La orientación del eje de la pegmatita se puede apreciar en la red estereográfica de la Fig. 4.63b.

4.6.2.1.2 Foliación

La traza de la foliación asociada a la fase de deformación 2_s se observa en el campo exclusivamente como traza del plano axial de los pliegues parásitos, isoclinales y replegados bastante frecuentes a lo largo de la Carretera Federal 190, en la localidad La Carbonera. Esta foliación, dibujada para los dos ejemplos de la Fig. 4.58, es paralela a los flancos de los pliegues F_{2s} , entonces a los planos S_{1s} . En los pliegues de fase F_{2s} observados S_{2s} no se desarrolla, sin embargo, como nueva recristalización, tanto a la escala mesoscópica como microscópica.

4.6.2.1.3 Lineación

No se ha observado una lineación exclusivamente relacionada a la fase 2_s . Como se mencionó anteriormente en la descripción de las estructuras en las anortositas, la lineación L_{2s} pudo haber añadido un incremento de deformación a la lineación de estiramiento L_{1s} .

4.6.2.2 Geometría

4.6.2.2.1 Plegamiento

Los pliegues de fase F_{2s} se han clasificado por medio del método de Ramsay (1967). El pliegue de la Fig. 4.62b, varía desde clase 1C en los horizontes máficos, hasta 1C muy aproximado a 2 en los cuarzo-feldespáticos que, además, están en el núcleo de la zona de charnela. El pliegue de la Fig. 4.63a, se aproxima muy bien a la clase 1B en charnela, para después cambiar a clase 1C en los flancos.

La orientación de los ejes de pliegue F_{2s} medidos en la unidad supracortical se puede observar en la red estereográfica de la Fig. 4.64. Esta tiene el mismo rumbo que lineación de estiramiento medida en la unidad supracortical y representada en la red de la Fig. 4.61, en cuanto tiene la misma orientación global hacia el NNW. Sin embargo la orientación de los ejes de pliegue difiere de aproximadamente 40° de la correspondiente lineación de estiramiento en cuarzo, medida en los flancos de pliegue mismos.

4.6.2.3 Mecanismo de plegamiento

Para el pliegue representado en la Fig. 4.63a, la clase 1B es compatible con un mecanismo de plegamiento de tipo flexural, en el cual las capas se deslizan una arriba de la otra sin distorsión interna aparente. El cambio a clase 1C alejándose de la zona de charnela puede ser interpretado como un cambio a mecanismo de tipo TLS, o alternativamente a la sobreposición de aplastamiento (flattening) por un fenómeno de deformación homogénea. Los pliegues medidos en los metasedimentos varían entre clase 1C y 2. Esto puede sugerir un mecanismo de plegamiento de tipo TLS (Ramsay, 1967), combinado con una componente de plegamiento flexural. El hecho que los pliegues tiendan a acercarse a clase 2 en la zona de núcleo, puede indicar la sobreposición de un mecanismo de aplastamiento (flattening) posteriormente a su formación. Este aplastamiento modifica la forma del pliegue afectado, que

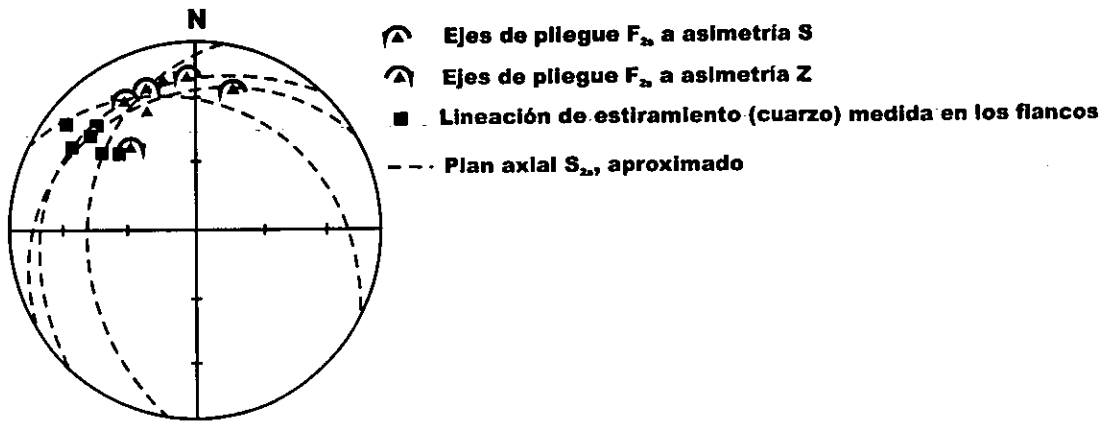


Figura 4.64. Orientación de los pliegues intrafoliales de fase F_{2s} .

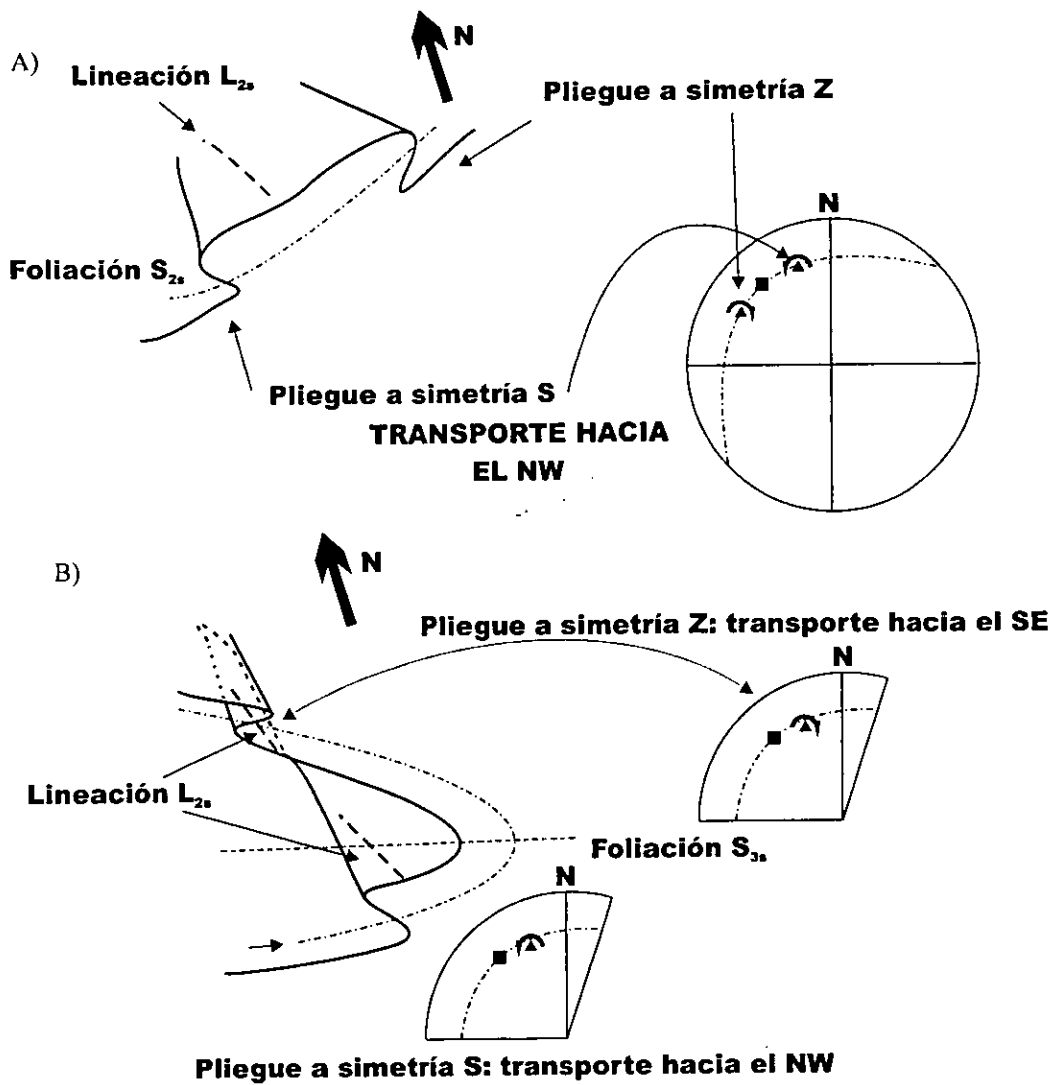


Figura 4.65. Representación esquemática de como los pliegues asimétricos de un pliegue a vaina de fase F_{2s} , con transporte hacia el NW, puede transformarse en dos pliegues con la misma asimetría, pero con sentido de transporte tectónico opuesto, por medio de un repliegamiento recumbente F_{3s} .

de clase 1B o 1C puede acercarse a la forma de un pliegue similar, de clase 2. Teóricamente este mecanismo, descrito en secuencias multicapa de grado metamórfico más bajo (ver, por ejemplo, Ramsay, 1967, pag. 403 y adelante), está acompañado por una distribución peculiar de las lineaciones plegadas alrededor de la zona de charnela, que tienden a disponerse a lo largo de un círculo menor alrededor del eje. Esta distribución difiere del mecanismo de cizalla simple para la generación de pliegues de clase 2, en cuanto en tal caso, y siempre a nivel teórico, las lineaciones plegadas se distribuirían a lo largo de un círculo mayor. Sin embargo, en el caso presentado aquí no fue posible medir las lineaciones alrededor del pliegue para valorar este mecanismo.

4.6.2.4 Cinemática

La cinemática asociada a la fase de deformación 2_s , se puede reconstruir considerando la asimetría de los pliegues menores, y la posición de sus ejes con respecto de la lineación de estiramiento medida a lo largo de los planos axiales. Siendo que los planos axiales son difícilmente visibles, fue imposible medir la lineación de estiramiento en estas superficies. Se procedió entonces a medir las lineaciones a lo largo de los dos flancos del pliegue (en cuanto los planos axiales, como se mencionó, son paralelos a los mismos flancos) y utilizarlas para reconstruir el sentido de transporte sólo cuando éstas hayan sido de igual orientación en los dos flancos. Hay que tomar en cuenta que, como se explicó anteriormente, las lineaciones de estiramiento medidas en el área son el resultado de diferentes incrementos de deformación. Por lo tanto, su uso para la reconstrucción de la cinemática presentada aquí es válido sólo si el incremento de deformación infinitesimal de la lineación de estiramiento durante F_{2s} ha sido en una orientación congruente con el transporte originado durante el plegamiento. Como se puede observar en la red estereográfica de la Fig. 4.64, el transporte tectónico calculado para los pliegues asimétricos de fase F_{2s} es biunívoco, ya que dos de los pliegues asimétricos, Z sugieren un transporte hacia el SE, mientras que otros, de asimetría S, sugieren un transporte hacia el NW. Existe entonces la posibilidad que los pliegues de fase F_{2s} sean, en última instancia, los remanentes de unos pliegues a vaina de fase F_{2s} , plegadas de manera recostado durante F_{3s} . Estos posibles pliegues de vaina sin embargo no se han observado en el campo de manera completa (o sea en la manera que se observan en el ejemplo de la Fig. 4.65a). De tal manera se estarían observando pliegues parásitos alternativamente arriba y abajo del plano axial de los pliegues F_{3s} , y si los ejes F_{2s} mantienen la relación angular con la lineación L_{2s} , entonces el cambio de orientación con respecto del plano axial invertiría el sentido de transporte. La Fig. 4.65, a y b, explica este mecanismo que, a primera vista, podría aparecer muy complejo. Otra posibilidad que hay que tomar en cuenta es que los pliegues F_{2s} asimétricos observados podrían haberse producido durante dos incrementos de deformación discretos y diferentes, con una diferente dirección de transporte y que, por lo tanto, no se trate de la misma fase de deformación.

4.6.2.5 Metamorfismo

Los pliegues de fase 2_s en los metasedimentos no muestran ninguna recristalización de plano axial importante. Sin embargo los pliegues de la misma fase observados en las charnoquitas muestran que el plano axial está caracterizado por la paragénesis granulítica

hiperstena + augita + hornblenda. Por lo tanto se puede concluir que los pliegues F_{2s} se originaron durante el metamorfismo granulítico.

4.6.3 Estructuras de deformación de fase 3_s

4.6.3.1 Estructuras 3_s mesoscópicas y microscópicas

4.6.3.1.1 Foliación

En los metasedimentos la foliación mesoscópica de fase S_{3s} está relacionada con los planos axiales de los pliegues recostados F_{3s} , a escala 2-10 m. Esta foliación en los flancos de los pliegues es paralela a la estructura compuesta S_{1s}/S_{2s} , mientras que en las zonas de charnela está representada por una disposición plana de cuarzo estirado y feldespatos, en asociación con el granate (ejemplo en la fotografía de la Fig. 4.66a). Microscópicamente la foliación está compuesta por una disposición plana de los minerales máficos como hornblenda, relictos de clinopiroxena (posiblemente augita), hiperstena bien preservada en otras muestras, titanita, y la textura granoblástica de plagioclasa, cuarzo y feldespato perítico. El granate es también común en los metasedimentos, posiblemente sincinemático, y presenta una textura poikilítica como se representa en la Fig. 4.66b. Comparado con las litologías observadas hasta el momento, la hornblenda café es particularmente abundante.

4.6.3.1.2 Lineación

Ninguna lineación relacionada a este evento de deformación ha sido observada.

4.6.3.1.3 Plegamiento

Los pliegues de fase F_{3s} se caracterizan para ser recostados y a escala métrica hasta de las decenas de metros. Dos ejemplos se reportan en la Fig. 4.67 a y b, fotografiados respectivamente a lo largo de la autopista y de la Carretera Federal 190. Normalmente se pueden observar, en los flancos de los pliegues F_{3s} , pequeños pliegues replegados de fase F_{2s} . En la Fig. 4.67a, por ejemplo, en el flanco inferior del pliegue F_{3s} se observa el mismo pliegue intrafolial F_{2s} fotografiado en la Fig. 4.62a.

4.6.3.2 Geometría

Se clasificaron algunos de estos pliegues recostados (Fig. 4.67b) utilizando el método t' vs. α de Ramsay (1967). Los pliegues recostados de fase F_{3s} resultaron ser de clase 1C y 3, muy cercanos a la clase 2. Los datos estructurales para el pliegue F_{3s} fotografiado en la Fig. 4.67a, tomado como representativo, se pueden observar en la red estereográfica de la Fig. 4.68. El carácter recostado está subrayado por los polos de la foliación, medida en los dos flancos, que caen en el mismo cuadrante. Un pliegue parásito de la misma fase F_{3s} , cuya orientación ha sido medida en el flanco inferior, está también graficado en la misma figura. La orientación de su eje está en acuerdo con el eje del pliegue recostado, también si su plano axial se descosta ligeramente del plano axial del pliegue mayor.

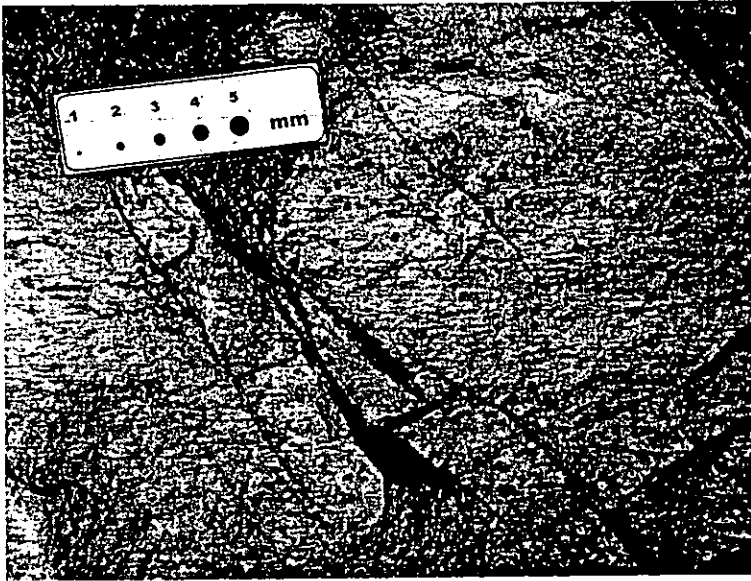


Figura 4.66a. Foliación (horizontal en la fotografía) asociada con las estructuras de fase 3. Los minerales grises que definen la foliación son listones de cuarzo aplastados, las manchas oscuras son granate (hasta 4 mm de tamaño), en equilibrio textural, y la parte blanca está compuesta por plagioclasa. Tomada a lo largo del autopista, arroyo La Carbonera, km 209 aproximadamente.

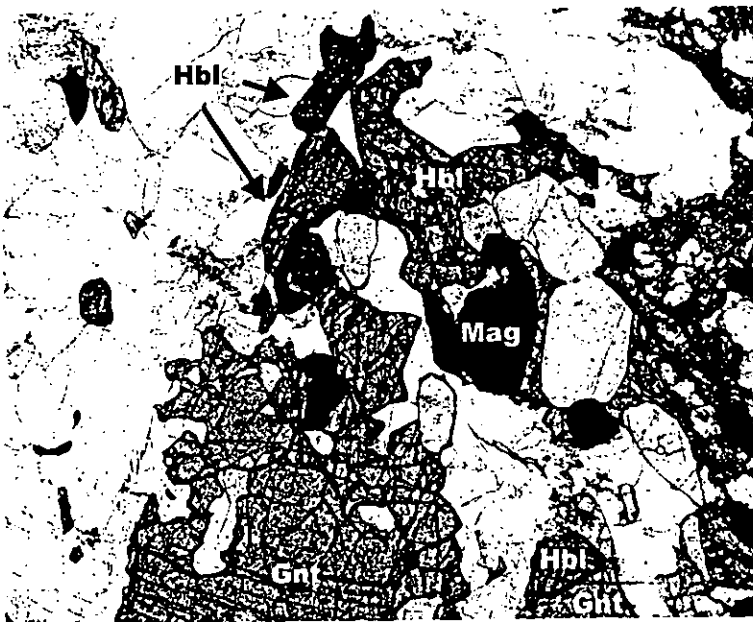


Figura 4.66b. Fotomicrografía del granate poikilítico (Gnt) en un metasedimento en facies de granulita. Se observa también las texturas de reacción con la hornblenda café (Hbl) y con la magnetita (Mag). Nícoles paralelos, objetivo 4x. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 2.5 mm.

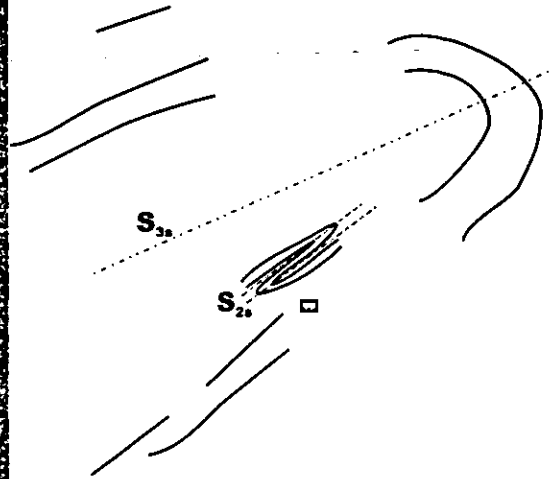


Figura 4.67a. Pliegue recumbente de fase F_{3a} , fotografiado a lo largo de la Carretera Federal 190. En el flanco inferior del pliegue se puede observar el mismo pliegue intrafolial, replegado, de fase F_2 , ilustrado en Fig. 4.62a.

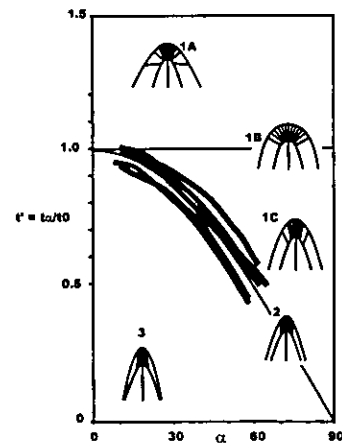
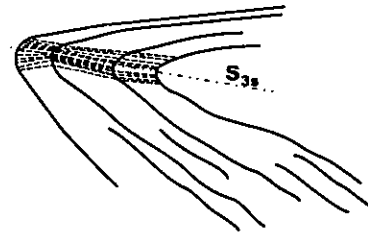


Figura 4.67b. Pliegue recumbente de fase F_{3a} , fotografiado a lo largo del Autopista. El plano axial de este pliegue, S_{3a} , no resoluble en esta fotografía, se puede observar en el detalle de la Fig. 4.65, tomado 20 m a la derecha de esta charrela.

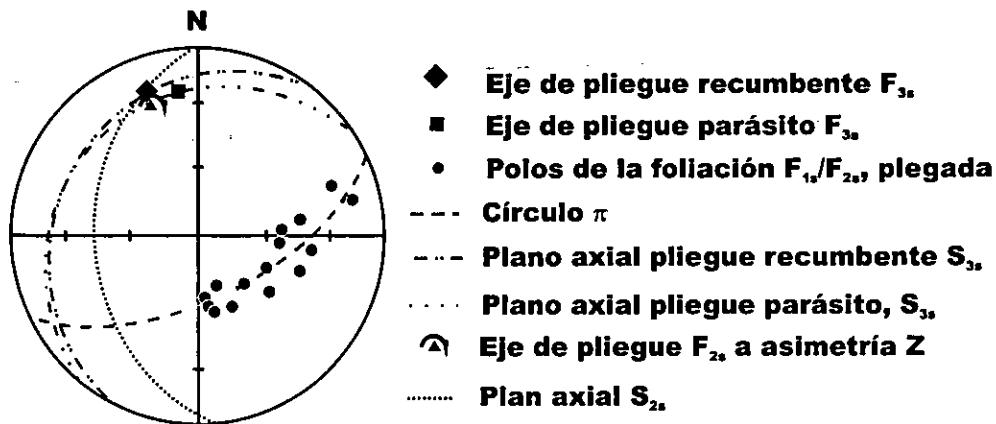


Figura 4.68. Red estereográfica con los datos medidos a lo largo de la Carretera Federal 190 para el pliegue recumbente de fase F_3 , fotografiado en la Fig. 4.67a. Se observa también como los datos estructurales del pliegue parásito de la misma fase F_3 , coinciden aproximadamente con el pliegue mayor, mientras que los datos del pliegue replegado fotografiado en la Fig. 4.62a difieren en la orientación del plano axial.

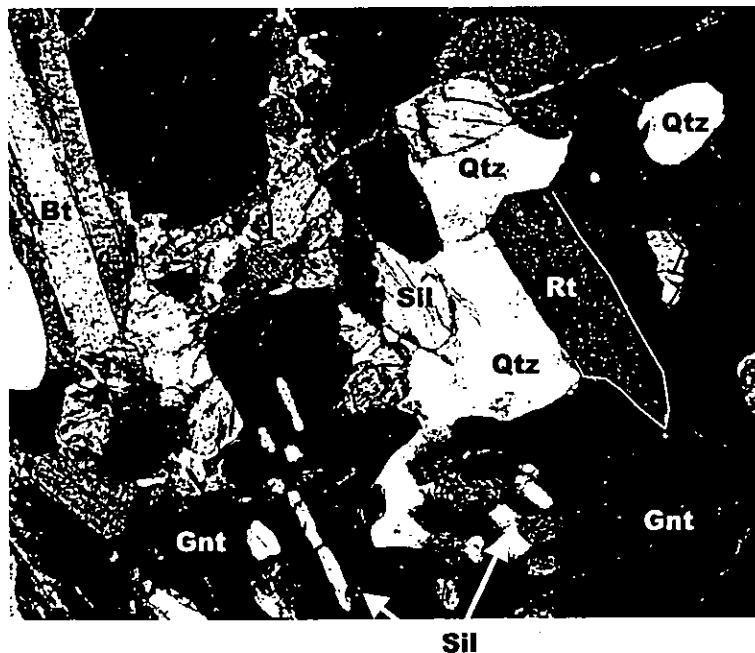


Figura 4.69. Fotomicrografía de una metapelita en facies de granulita. Se observa la textura de reacción entre granate poikilítico (Gnt) y feldespato potásico (no tomado en la foto), a dar biotita café rojizo (Bt), silimanita (Sil), rutilo (Rt) y cuarzo (Qtz). El rutilo está presente en esta muestra como grandes cristales color café oscuro, hasta 0.5 mm de tamaño. Nícoles cruzados, objetivo 10x. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 1 mm.

4.6.3.3 Metamorfismo

El metamorfismo asociado con el plegamiento F_{3s} es en facies de granulita, como lo evidencia la presencia de diferentes combinaciones entre clinopiroxena + granate + silimanita + pertita \pm rutilo \pm cordierita \pm espinela \pm grafito. En otras muestras de metasedimentos metapelíticos estudiados se puede reconstruir la paragénesis granulítica compuesta por biotita – granate (piropo) – silimanita – rutilo – plagioclasa- feldespato perítico – cuarzo, con el rutilo que está presente como inclusión en el cuarzo, y también en agujas de casi 1 mm, de color café oscuro (Fig. 4.69).

4.6.3.4 Evaluación de la distorsión en la pegmatita

En al menos un caso se pudo documentar el aplastamiento de un pliegue recostado F_{3s} , posteriormente a su formación. El pliegue previamente clasificado como 1C hasta 3 de la Fig. 4.67b, está intrusionado por una pegmatita de alrededor de 12 cm de ancho, que lo atraviesa oblicuamente en sus flancos (Figs. 4.70 y 4.71a). La foliación de plano axial del pliegue recostado, S_{3s} , atraviesa la pegmatita y se refleja en un aplastamiento de los listones de cuarzo en la misma. Se estimó el aplastamiento del pliegue posteriormente a su formación, utilizando el método de Lisle (1992). La elipse bidimensional en el plano S1/S2 (o sea en el plano del perfil del pliegue, perpendicularmente al eje) está representado en la Fig. 4.71b, y da un aplastamiento de 3.28:1 (relación eje mayor /eje menor del elipse bidimensional).

La estimación de la distorsión realizada en el pliegue recostado de la Fig. 4.71 se repitió en una muestra orientada de la pegmatita aplastada, suponiendo que el cuarzo en listones deformado haya sido, al principio, aproximadamente equidimensional. Se ha observado en diferentes pegmatitas estudiadas en el Complejo Oaxaqueño, efectivamente, que si éstas no son deformadas, el cuarzo es generalmente equidimensional. Una muestra de mano cortada paralelamente al plano S1/S2 y pulida se digitalizó y la imagen obtenida se retrodeformó, usando como referencia un círculo para indicar el estado no deformado (Fig. 4.72a). Los listones de cuarzo deformados se colocaron en dirección horizontal, para retrodeformar perpendicularmente a éstos y volverlos a una forma aproximadamente esférica. Retrodeformando la imagen por incrementos sucesivos, se alcanzó la misma elipse de deformación de arriba (Fig. 4.71b), con razón 3.28:1 (Fig. 4.72b) y sucesivamente de 4:1 (Fig. 4.72c). Para los dos incrementos de deformación, 3.28 y 4:1, se puede observar que varios listones de cuarzo vuelven a tomar una razón largo / ancho aproximada de 1:1. Por lo tanto, se puede evaluar que el aplastamiento del pliegue estimado con el método de Lisle (Fig. 4.71b) y retrodeformando una imagen de la pegmatita aplastada de la Fig. 4.72a, está dentro de un valor aproximado de 3:1 hasta 4:1. Este aplastamiento se sobrepuso al pliegue recostado F_{3s} y, probablemente, contribuyó a conferirle la forma de pliegue similar (clase 2 de Ramsay, 1967).

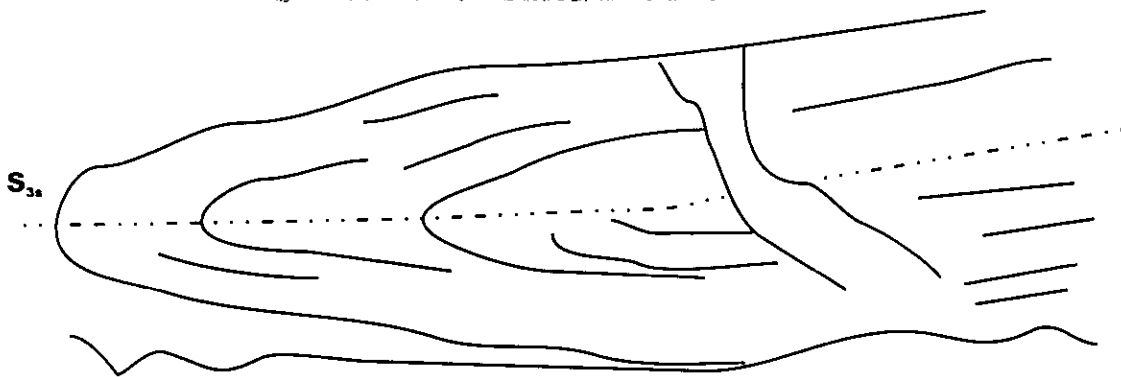
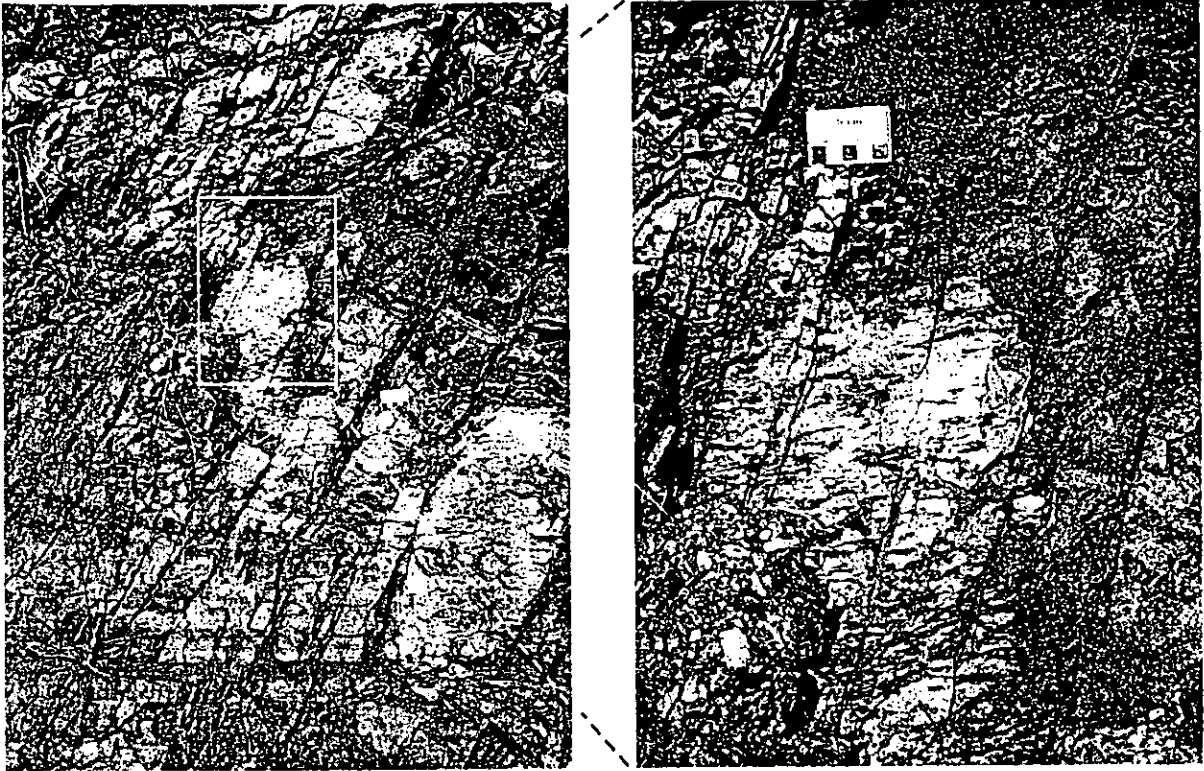


Figura 4.70. Fotografía compuesta para un pliegue recostado a lo largo del autopista, de fase F_3 . Se puede observar una pegmatita que intrusiona oblicuamente el pliegue, pero que también está foliada paralelamente al plano axial (detalle en la Fig. 4.71), como resultado de un aplastamiento posterior.

A)



B)

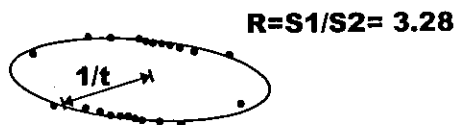


Figura 4.71. A) Detalles de la pegmatita deformada de la Fig. 4.70. La parte central del pliegue recostado de fase F_3 , está intrusionado por la pegmatita, que a su vez presenta una foliación paralela a la foliación de plano axial del pliegue S_{3a} , resultado de un aplastamiento del entero pliegue posteriormente a la intrusión misma. B) Estimación del aplastamiento al que fueron sometidos el pliegue y la pegmatita utilizando el método de Lisle (1992), y calculado en el plano perpendicular al eje (perfil del pliegue).

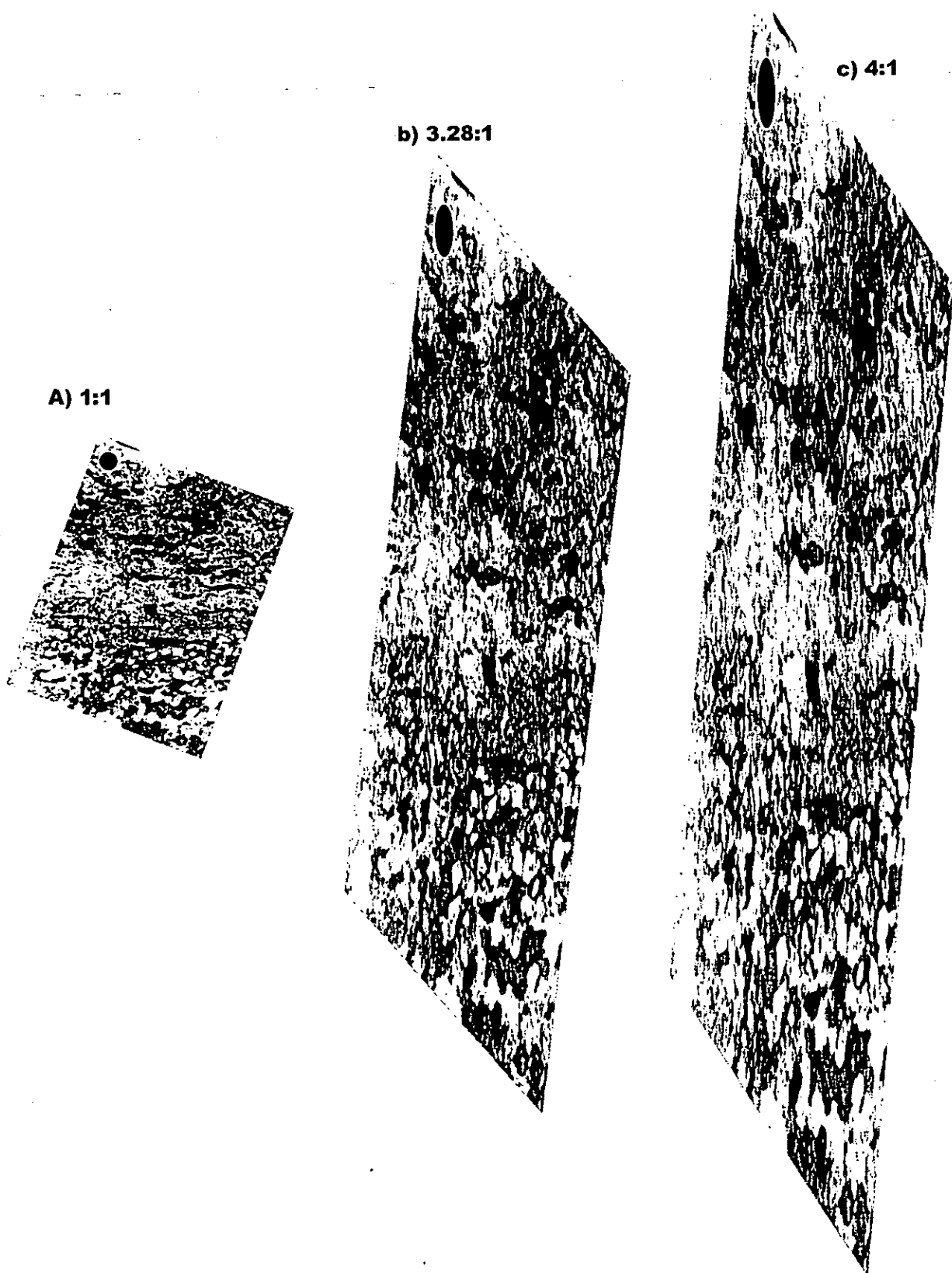


Figura 4.72. Retrodeformación de una imagen obtenida de una muestra de mano de la pegmatita deformada ilustrada en la Fig. 4.71. La muestra fue cortada en el plano del perfil del pliegue (S1/S2). Un círculo negro se usa, al estado deformado, como referencia. A) Estado deformado inicial. B) (Retro)deformación con una razón 3.28:1, misma que la calculada por el método de Lisle (1992) en la Fig. 4.71b. C) Deformación de 4:1.

4.6.3.5 Mecanismo de plegamiento

La sucesión de capas de clase 1C con otras de clase 3, y una clara componente de aplastamiento aproximadamente perpendicular a los flancos del pliegue, que hace converger las isógonas hasta aproximarse a la clase 2, son factores que sugieren una combinación de mecanismo de tipo TLS y flexural, afectados por el aplastamiento. Siendo que el aplastamiento se ha estimado en, aproximadamente, 3 hasta 4 : 1, y suponiendo que fue debido a una componente de cizalla pura perpendicular al plano axial del pliegue, se puede quitar la cantidad de deformación dada por este evento tardío. En la Fig. 4.73a se ha tomado la clasificación t' vs. α de la Fig. 4.62b para el pliegue en examen. Quitando el efecto del aplastamiento, aproximadamente 0.3 en términos de λ_2/λ_1 (Ramsay, 1967, pag. 411 y sig.), las capas que en el estado deformado se aproximan a la clase 2, se vuelven efectivamente de clase 3 y 1C, respectivamente. Lo mismo pasa con la forma del pliegue, para el cual los flancos se mueven hacia fuera, perpendicularmente al plano axial. El pliegue sigue siendo cerrado, pero con un ángulo apical menor, como se puede apreciar por la variación de los polos de los flancos en red estereográfica (Fig. 4.73b).

4.6.4 Estructuras de deformación de fase 4_s

4.6.4.1 Estructuras 4_s mesoscópicas y microscópicas

4.6.4.1.1 Foliación

La foliación S_{4s} se observa exclusivamente en la zona de charnela de los pliegues de fase F_{4s} . Debido a que estos pliegues se han observado en los gabros, entonces esta foliación está caracterizada por la disposición plana de minerales máficos, que forman un abanico que diverge del núcleo hasta la charnela misma. Microscópicamente la foliación S_{4s} , plano axial del pliegue de fase F_{4s} , está caracterizada por la disposición plana de hornblenda verdes hasta café, las como cortan el bandeamiento metamórfico S_{1s} representado por otra hornblenda que reemplaza clinopiroxena (augita). Esta recristalización, y la intersección entre la hornblenda de neoformación con la vieja de fase $1s$, es clara en la fotomicrografía de la Fig. 4.74, tomada en lámina delgada cortada perpendicularmente a la foliación S_{4s} y al eje del pliegue.

4.6.4.1.2 Lineación

No se ha observado el desarrollo de una nueva lineación asociada con la fase 4_s.

4.6.4.1.3 Plegamiento

Durante la fase de deformación 4_s se forman pliegues cerrados a la escala métrica que aunque tienen la orientación del eje que poco se aleja de la de los pliegues previos $F_{2s/3s}$, tienen la característica de presentar un plano axial subvertical (con inclinación generalmente mayor de 65°) y replegar las estructuras previas. El ejemplo mejor estudiado es el que se presenta en la fotografía de la Fig. 4.76a, tomada en los gabros y ortogneises ácidos

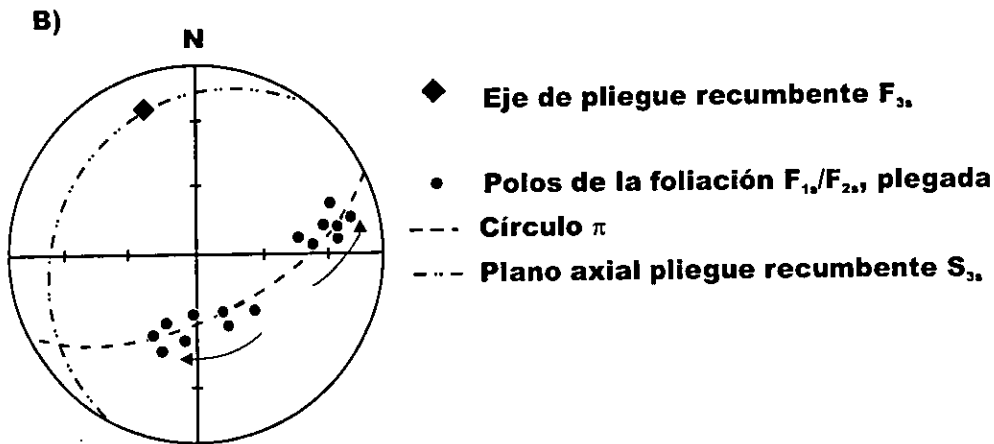
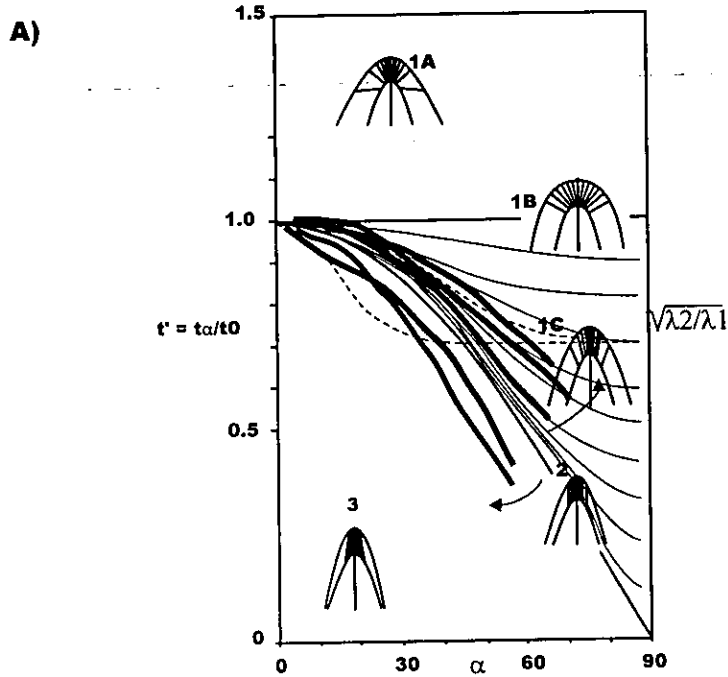


Figura 4.73. A) Diagrama de Ramsay t' vs. α para el pliegue de la Fig. 4.67b. Quitando el aplastamiento, las capas que antes se aproximaban a clase 2, ahora caen, respectivamente, en la clase 1C y 3. B) Los polos de foliación se ven también afectados quitando el plegamiento. Su nueva disposición permite ahora distinguir mejor los dos flancos que constituyen el pliegue recumbente.



Figura 4.74. Microtextura de retrogresión en facies de anfibolita de los metagabros plegados por el pliegue F_4 , de la Fig. 4.76. Se observa, las bandas (foliación S_{1a}) plegadas, orientadas aproximadamente de abajo a la izquierda hacia arriba a la derecha, y compuestas por una alternancia de plagioclasa (PI) y augita (Cpx) asociada con hornblenda relicta (sección basal, Hbl 1). La hornblenda de neoformación, oscura (Hbl 2) crece en planos orientados oblicuamente con respecto a la foliación S_{1a} , de abajo a la derecha hacia arriba a la izquierda en el plano de la fotografía. Notar la presencia de las juntas triples en la matriz de plagioclasa (flecha negra). Nícoles paralelos, objetivo 4X. El lado horizontal de la imagen corresponde a un campo de 2.5 mm.

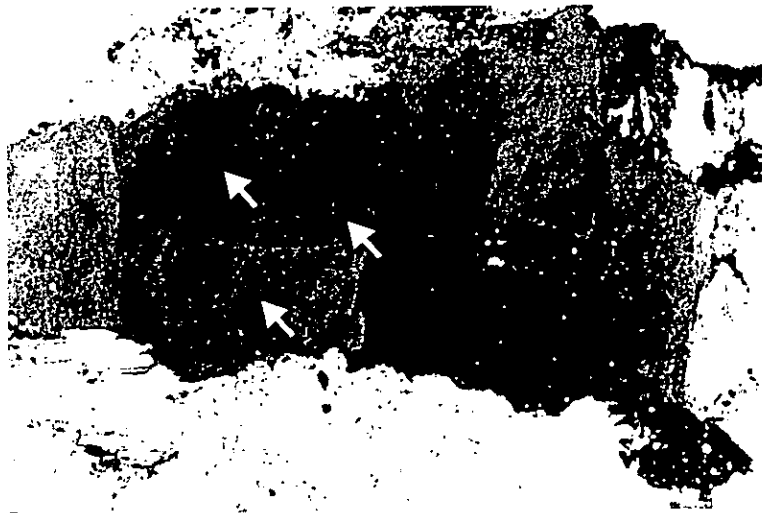


Figura 4.75. Microtextura del cuarzo aplastado en las márgenes de la pegmatita 66C98. Se observa un mosaico de subgranos con textura en dómينو, y la formación oblicua de lamellas de deformación internamente a los subgranos (flechas blancas). El listón hace un ángulo aproximado de 10° con la margen de la pegmatita. Fotografía tomada con nícoles cruzados, objetivo 10X. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo aproximado de 1 mm.

intercalados que afloran a lo largo de la autopista aproximadamente en el km 199. En este caso se observa que un pliegue de fase F_{4s} con plano axial subvertical está replegando una charnela más antigua, de fase F_{2s} , desarrollada en el contacto entre una pegmatita y un gabro (ver diagrama de la Fig. 4.76b), la cual presenta cristalización de hornblenda a lo largo del plano axial. El eje del pliegue F_{4s} tiene orientación 010/25, por lo tanto no muy distinta de la orientación del pliegue F_{2s} presentado en la red estereográfica de la Fig. 4.63b. Lo que hace la diferencia es la orientación del plano axial S_{4s} , que es 104/73, claramente distinto del plano axial de los pliegues F_{2s} que buzaba hacia NW (ejemplo en la Fig. 4.63b). Como se puede observar, adicionalmente, en la Fig. 4.76, a lo largo del plano axial de este pliegue se intrusión una pegmatita, la cual ha sido previamente descrita en el capítulo 3 y fechada como muestra 66C98. Esta pegmatita intrusión el arco externo del pliegue F_{4s} , no presenta deformación en su zona central, pero sí presenta una foliación dada por cuarzo aplastado en las márgenes, oblicuamente a sus contactos intrusivos (detalle en la Fig. 4.76b).

4.6.4.2 Mecanismo de plegamiento

La combinación de la intrusión de la pegmatita 66C98 en el arco externo del pliegue F_{4s} representado en la Fig. 4.76, con el aplastamiento que afectó el cuarzo en las márgenes de la intrusión misma, sienta las bases para interpretar el mecanismo de plegamiento. El pliegue ha sido clasificado por medio de las isógonas (Fig. 4.76c). Claramente, estando intrusionado en un sector del arco externo, las isógonas han sido trazadas únicamente para el sector en donde los flancos son completos. El pliegue resulta ser de clase 1A hasta 1B y 1C, que tienden a aproximarse a 1B conforme va aumentando la curvatura. El arco interno (Fig. 4.76c) es de clase 3, aproximándose a 2. Para que se forme el espacio en el arco externo del pliegue, y permitir la intrusión pegmatítica, ésta porción tiene que estar sujeta a extensión. De la misma manera, la intrusión de esta pegmatita en el mero arco externo sugiere que el arco interno no afectado, estuvo sujeto a compresión. Por lo tanto, estos dos fenómenos son compatibles con un mecanismo de deformación tangencial longitudinal (TLS según la denominación de Ramsay, 1967). El aplastamiento marginal del cuarzo y la microtexturas de deformación en éste último (ejemplo en la Fig. 4.75) sugieren que la pegmatita misma fue afectada por deformación durante o poco después de la intrusión. Este aplastamiento tiene que haber ocurrido bajo condiciones dúctiles que causaron el aplastamiento de grano de cuarzo inicialmente equidimensional. La posibilidad que el cuarzo haya precipitado en fracturas formadas en condiciones frágiles se puede descartar, en cuanto si así fuera, los listones formados no tendrían rasgo alguno de deformación interna. El cuarzo deformado observado en lámina delgada, en vez, está en equilibrio con los granos de feldespatos confinantes, signo que indica la contemporaneidad de formación. Tampoco es posible que la deformación sea un factor posterior y aislado con respecto de la intrusión misma, ya que no se explicaría como el aplastamiento haya afectado exclusivamente las márgenes de la pegmatita. Finalmente, la posición oblicua de esta foliación en el cuarzo, con respecto de los contactos intrusivos de la pegmatita, y del plano axial del pliegue, indica que el aplastamiento se originó por un mecanismo de compresión orientado oblicuamente al plano axial mismo. Se puede entonces suponer que ésta tuvo lugar después de la intrusión pegmatítica, como incremento de deformación relacionado con el mismo evento de plegamiento F_{4s} e intrusión.

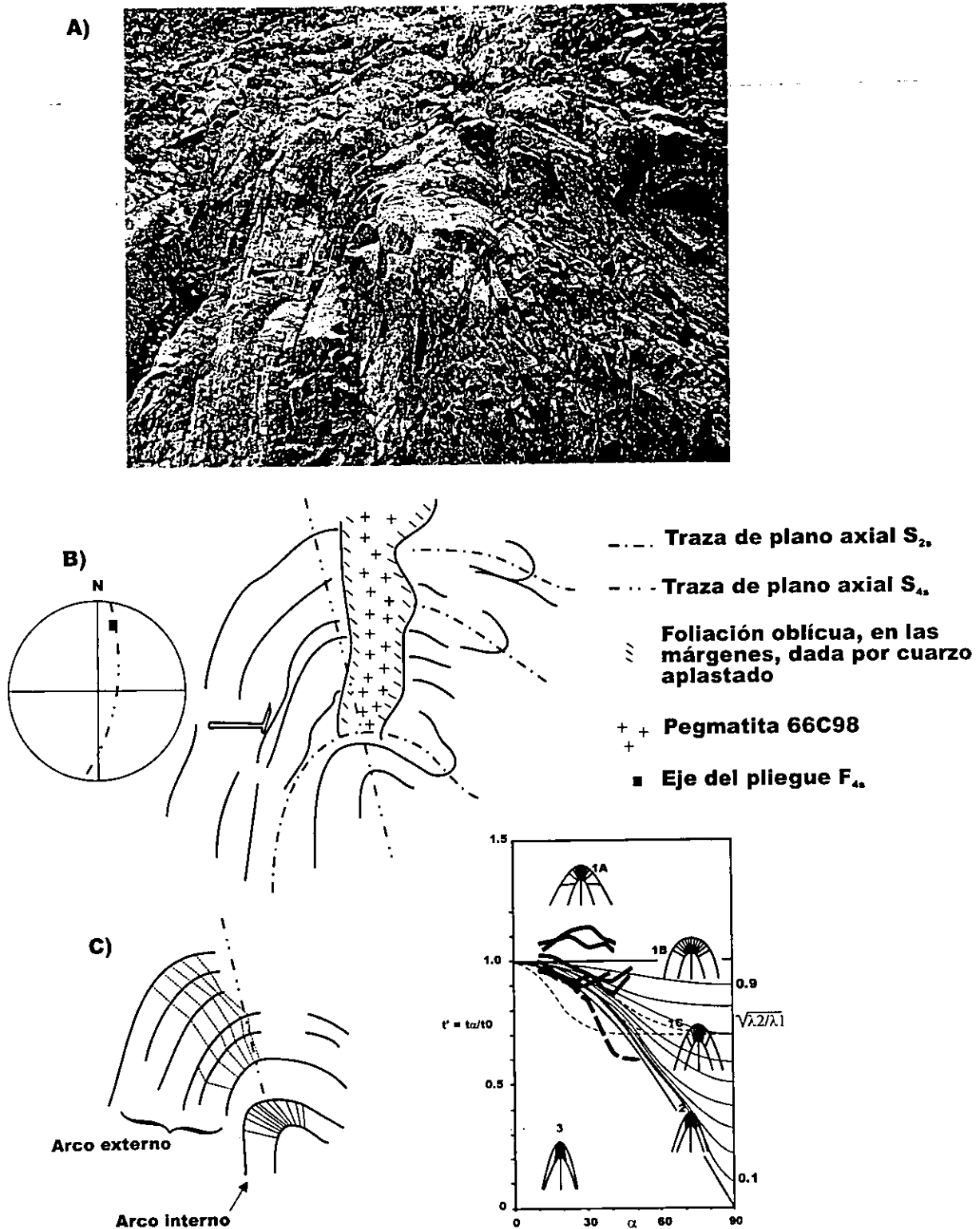


Figura 4.76. A) Pliegue replegado de fase F_4 , en una alternancia ortogneises graníticos - metagabros. En la zona de charnela del pliegue (ver también detalle en el esquema b) se está intrusionando la pegmatita 66C98, que fue fechada en ~ 982 Ma (ver capítulo 3). B) Esquema obtenido de la fotografía de la Fig. 4.76a, en el cual se representan la posición de los planos axiales S_2 y S_4 , así como las charnelas de las dos fases de plegamiento. La pica, al centro a la izquierda de la charnela, funge de escala. C) Isógonas trazadas en la fotografía, y clasificación del pliegue por medio del método t' vs. α .

4.6.4.3 Metamorfismo

El grado metamórfico bajo el cual se originaron los pliegues de fase F_{4s} está subrayado por la presencia de hornblenda verde-café. Como es claro paragonando la fotomicrografía de la Fig. 4.74 con la previamente representada en la Fig. 4.56, tomada en la misma litología pero afuera de la zona plegada, la desestabilización de la clinopiroxena augítica asociada a la neoformación de hornblenda es un fenómeno de hidratación localizado, y meramente asociado al plegamiento. La interpretación más plausible es que los fluidos necesarios para hidratar la piroxena hayan sido aportados por la misma intrusión pegmatítica. Se está entonces documentando aquí un fenómeno de retrogresión metamórfica desde la facies de granulita a la facies de anfibolita, perfectamente caracterizado y también fechado por medio de la edad de la pegmatita 66C98.

4.6.5 Estructuras de deformación de fase S_5

4.6.5.1 Estructuras S_5 mesoscópicas y microscópicas

4.6.5.1.1 Foliación

Las estructuras más evidentes en la unidad supracortical, que fue posible clasificar como de fase S_5 , originan un plegamiento abierto con amplitud de 3-5 m. Estos pliegues abiertos no siempre desarrollan una foliación de plano axial evidente. Cuando ésta se observa, macroscópicamente, está caracterizada por micas. En donde la mica es macroscópicamente visible, también en lámina delgada se observa que mica biotita de color café y tamaño de grano muy fino creció oblicuamente a otros cristales de biotita (Fig. 4.77a). Es posible entonces decir que esta biotita de segunda generación crece en dirección de los planos axiales S_{5s} . En los ortogneises los pliegues de fase F_{5s} muestran esporádicamente una recristalización de plano axial S_{5s} marcada por micas. Esta foliación de plano axial se puede observar representada en las redes estereográficas de la Fig. 4.78, como medida en unos pliegues F_{5s} a lo largo de la autopista.

4.6.5.1.2 Lineación

No se ha observado lineación mineral alguna asociada con esta fase de deformación. En un caso único de un pliegue rico en micas, observado en el afloramiento de La Carbonera, éstas forman en el flanco plegado una lineación de intersección aproximadamente orientada paralelamente al eje del pliegue. Algunas de estas lineaciones de intersección se presentan en la red estereográfica de la Fig. 4.79.

4.6.5.1.3 Plegamiento

Los pliegues observados en los metasedimentos de fase F_{5s} son pliegues abiertos, con plano axial subvertical (generalmente más de 60° de inclinación) y eje buzando moderadamente hacia NW. En donde el afloramiento es continuo, estos pliegues originan un replegamiento blando de las estructuras más antiguas, y localmente una crenulación a la escala



Figura 4.77. Fotomicrografía de la biotita S_{3v} (Bt2) recrystalizando paralelamente al plano axial de las estructuras de fase F_{3v} . Esta biotita, en cristales alargados y oscuros (subhorizontales en la figura), corta el bandeamiento (aprox. SW-NE) constituido por aglomerados de cristales S_{2v}/S_{3v} (Bt1). Nícoles paralelos, objetivo 10x. El lado largo de la fotografía corresponde a un campo de 1 mm.

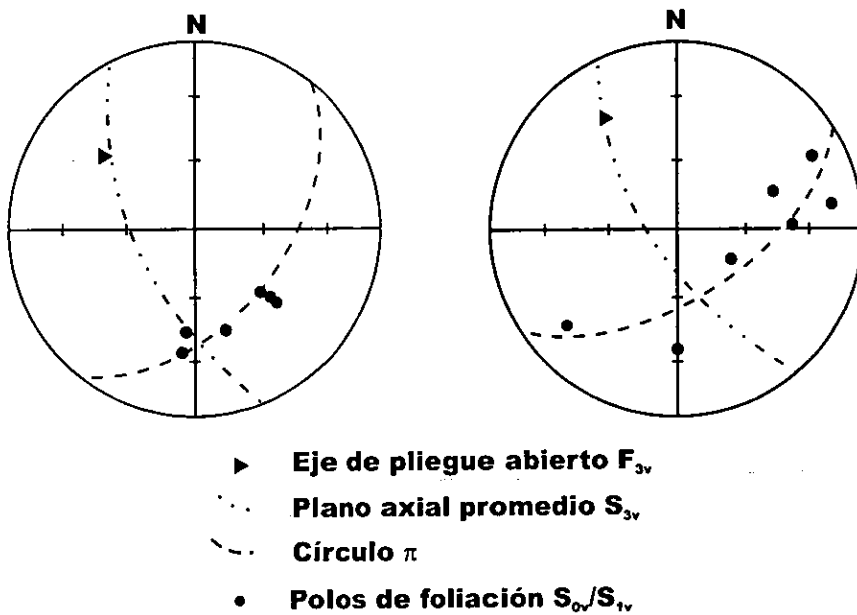


Figura 4.78. Redes estereográficas con los datos medidos en ortogneises para dos pliegues abiertos de fase F_{3v} , alrededor de 5 m de amplitud. La orientación de los elementos medidos corresponde a la misma orientación de los pliegues F_{3v} , a escala regional (red estereográfica de la Fig. 4.60).

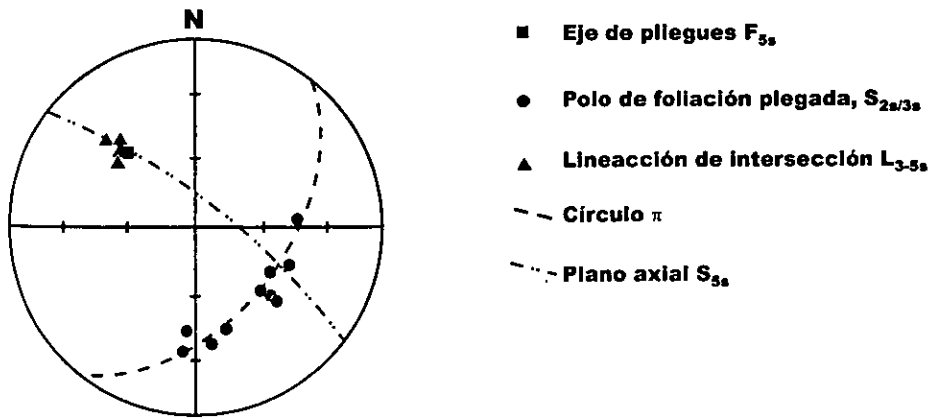


Figura 4.79. Datos estructurales medidos por un pliegue abierto de fase F_{3s} , 5 m de amplitud, con recristalización de plano axial caracterizada por biotita. Localidad La Carbonera, Carretera Federal 190.

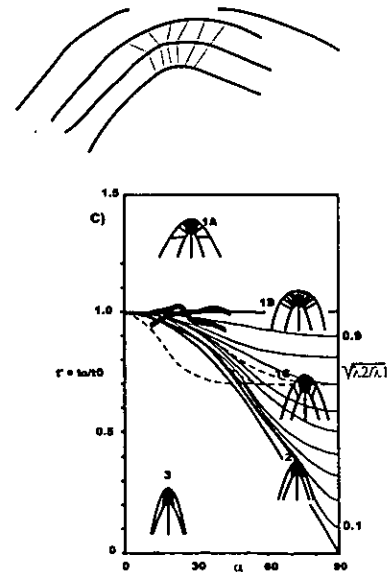


Figura 4.80. A) Fotografía tomada alrededor del autopista de cuota, km 199, del pliegue F_{3s} , cuyos datos estructurales están representados en la Fig. 4.78. El martillo, abajo a la derecha, provee la escala. B) Clasificación t' vs. α para el mismo pliegue.

mesoscópica (crestas de los pliegues de crenulación espaciados varios cm). No ha sido posible clasificar los pliegues, ya que afloran generalmente sólo por unos metros en la zona de charnela. Por mera comparación con los otros pliegues tardíos observados a la escala mesoscópica, en otras litologías, se puede suponer que se trata de pliegues de clase de 1B a 1C. La falta de engrosamientos de las charnelas y su abertura, permiten descartar la posibilidad de que se trate de pliegues de clase 2.

Estos pliegues de fase F_{5s} a la escala mesoscópica son probablemente pliegues parásitos de los pliegues a escala mayor (> 100 m), y cuyo eje y plano axial promedio está representado en la red estereográfica previamente presentada en la Fig. 4.68. En los ortogneises se ha observado, en la unidad supracortical, una secuencia de al menos cuatro sinformes y antiformes a lo largo de una distancia, transversal al eje del pliegue, de alrededor de 8 km. Un ejemplo se puede observar en la Fig. 4.80a, tomada en un pliegue de alrededor de 4 m de amplitud, a lo largo de la autopista. En este caso, siendo un ortogneis de composición granítica a estar afectado por el pliegue, no se desarrolla ninguna recristalización de plano axial. En la Fig. 4.86b se muestra la clasificación t' vs. α para el pliegue F_{30} de la Fig. 4.80a. Como se puede ver el pliegue varía de clase 1C a 1B, con una buena aproximación hacia la 1B. Esto sugiere que los pliegues F_{5s} se formaron por un mecanismo flexural, eventualmente con una componente menor de distorsión interna para explicar la variación a la clase 1C. El hecho de que los pliegues sean, además, abiertos, no facilita los procesos de solución y transferencia a lo largo del plano axial, que normalmente acompañan la recristalización (Twiss y Moores, 1992; Hudleston y Lan, 1993).

4.6.5.2 Metamorfismo

Por medio de las observaciones realizadas en el campo y en lámina delgada, se puede concluir que la fase de deformación 5_s está caracterizada por la neoformación de biotita café en pequeños cristales en algunas de las estructuras observadas. En otros de los pliegues abiertos reconocidos, y cuya orientación y forma sugiere sean siempre de fase F_{5s} , ninguna recristalización diagnóstica ha sido reconocida. Tentativamente se puede entonces asignar la formación de estos pliegues a la facies de esquistos verde, teniendo presente que la biotita puede formarse en un rango bastante amplio de temperatura.

5. Correlación y edad de las estructuras

5.1 Síntesis estructural

En el capítulo anterior se han descrito las estructuras reconocidas en cada una de las unidades litotectónicas. En este párrafo se integrarán tales datos, con el fin de presentar una historia evolutiva congruente para toda la porción del Complejo Oaxaqueño estudiada en este trabajo.

En la tabla de la Fig. 5.1 se presenta una síntesis de los eventos de deformación reconocidos en cada una de las unidades descritas. Como se puede observar en la parte izquierda de tal tabla, los eventos de deformación se han agrupado con base en el grado metamórfico al cual se puede asociar por medio de observaciones de campo y estudio microscópico. Una atenta lectura de la tabla permite ver como en las distintas unidades descritas se han observado diferentes fases de deformación. Por ejemplo, en facies de granulita se han observado desde un mínimo de una fase de deformación en las migmatitas, hasta un máximo de tres fases de deformación en la unidad supracortical. Se han introducido además los términos de orogénesis Olmeca, para definir los eventos correspondientes con el pico tectonotérmico migmatítico de $\sim 1,100$ Ma, y de orogénesis Zapoteca, para definir los que corresponden con la granulitización de ~ 990 Ma.

5.2 Reconstrucción de la historia de deformación a escala regional y edad de las estructuras

Con base en los datos estructurales presentados en el capítulo anterior y en la Fig. 5.1, se puede ahora hacer una síntesis de la secuencia de los eventos de deformación observados en toda el área estudiada, dejando de lado los números anteriormente utilizados para la descripción de las fases de deformación en cada unidad, y utilizando principalmente el grado metamórfico bajo el cual se originaron las estructuras. Como anteriormente se señaló, en general el grado metamórfico va bajando en el área de estudio, conforme se van haciendo más jóvenes las estructuras. Se describirán por lo tanto las estructuras de la más joven a la más antigua, o sea de las de grado metamórfico más bajo hasta las de más alto.

Del mismo modo se definirán las edades de las estructuras presentadas, utilizando los datos de U-Pb y de Ar-Ar presentados en el Capítulo 3.

5.2.1 Estructuras fanerozoicas

5.2.1.1 Estructuras 3Ph

Como estructuras 3Ph se han reconocido un grupo de estructuras menores, generalmente no asociables directamente una a la otra, pero que tienen el rasgo común de ser estructuras transicionales entre el régimen dúctil y quebradizo. En la unidad basal estas estructuras están representadas por vetillas rellenas por filosilicatos, y también por un sistema de kink bands conjugados. También está presente un plegamiento abierto, a la escala regional, que forma las estructuras mayores y pero que no presenta asociado ningún tipo de recristalización axial. Estas estructuras, en conjunto, se han nombrado localmente como S_a .

Otra estructura que, tentativamente, se puede asociar con éstas es el plegamiento monoclinial que afecta la milonita El Correo, y que, como las kink bands en las anortositas, presentan un crucero axial de fracturamiento. Aunque su edad no puede ser estimada de manera absoluta, es importante notar que los pliegues a escala mayor en la secuencia anortosítica pueden estar también asociados al plegamiento a escala mayor presente en los metasedimentos y en la secuencia supracortical y que, con base en su geometría, estuvieron localmente asociados a la fase de deformación F_{5s} . Lo que es importante subrayar, sin embargo, es que los pliegues a gran escala observados en el Complejo Oaxaqueño, son generalmente estructuras de bajo grado metamórfico, hasta transicionales al régimen dúctil quebradizo y que, por lo tanto, se consideran como las estructuras de plegamiento último entre los observados. Adicionalmente se reconocieron unos pliegues de crenulación a escala < 5 cm que tienen asociada una cristalización de sericita (F_{2c}) en correspondencia de la zona de cizalla de El Correo. No se ha podido establecer la edad de estas estructuras, aunque tratándose de algo muy localizado, su importancia en la evolución global del Complejo Oaxaqueño puede ser bastante limitada.

5.2.1.2 Estructuras 2Ph

En condiciones de facies de esquisto verde se han observado diferentes estructuras: plegamiento de tipo flexural en las anortositas (F_{4a}), milonitas y ultramilonitas El Cuajilote (SZ_{6m}), que cortan los flancos subverticales de los pliegues F_{5m} y que indican un desplazamiento normal hacia el ENE, milonitización a lo largo de la cizalla de El Correo, con transporte tectónico hacia el E (SZ_{1c}) y finalmente pliegues de mesoscópicos hasta escala mayor en los metasedimentos (F_{5s}) y ortogneises de la secuencia supracortical, con ejes subhorizontales y planos axiales inclinados. También se pueden asociar a esta fase de deformación los pliegues a escala mesoscópica, eje subhorizontal orientado hacia el NW de fase F_{5m} en las migmatitas, de clase 1A y 1C hasta 3 y mecanismo de deformación de tipo TLS. Todas estas estructuras muestran una recristalización clara de biotita, y a veces deformación de muscovita, grado metamórfico que no alcanza la facies de anfíbolita inferior y está limitado indicativamente a los 400-500 °C.

5.2.1.2.1 Edad de las estructuras 2Ph

La edad límite de las estructuras 2Ph puede estimarse por medio de la biotita fechada por medio de Ar-Ar en una milonita de El Cuajilote. El valor obtenido es de 236 ± 45 Ma, y corresponde a una temperatura de cierre para el Ar en la biotita de ~ 200 -250 °C. Esta temperatura de cierre es más baja que la estimada anteriormente para la biotita de la muestra OC9901 descrita arriba, ya que el tamaño de grano de la biotita de fase 5 es sensiblemente menor. Por lo tanto es más susceptible a fenómenos de pérdida de Ar o contaminación de Ar atmosférico. Esta edad triásica tiene entonces que ser tomada con cautela e interpretada como límite superior para la fase de deformación 2Ph, debido a que el fechamiento de otros minerales pudiera modificarla sensiblemente y moverla hacia valores más antiguos.

5.2.1.3 Estructuras 1Ph

Como estructuras 1Ph se designan las estructuras desarrolladas en condiciones metamórficas de facies de esquisto verde hasta anfíbolita inferior. En las anortositas, esta fase

COMPLEJO OAXAQUEÑO NORTE

Principales Eventos Tectonotérmicos y de deformación

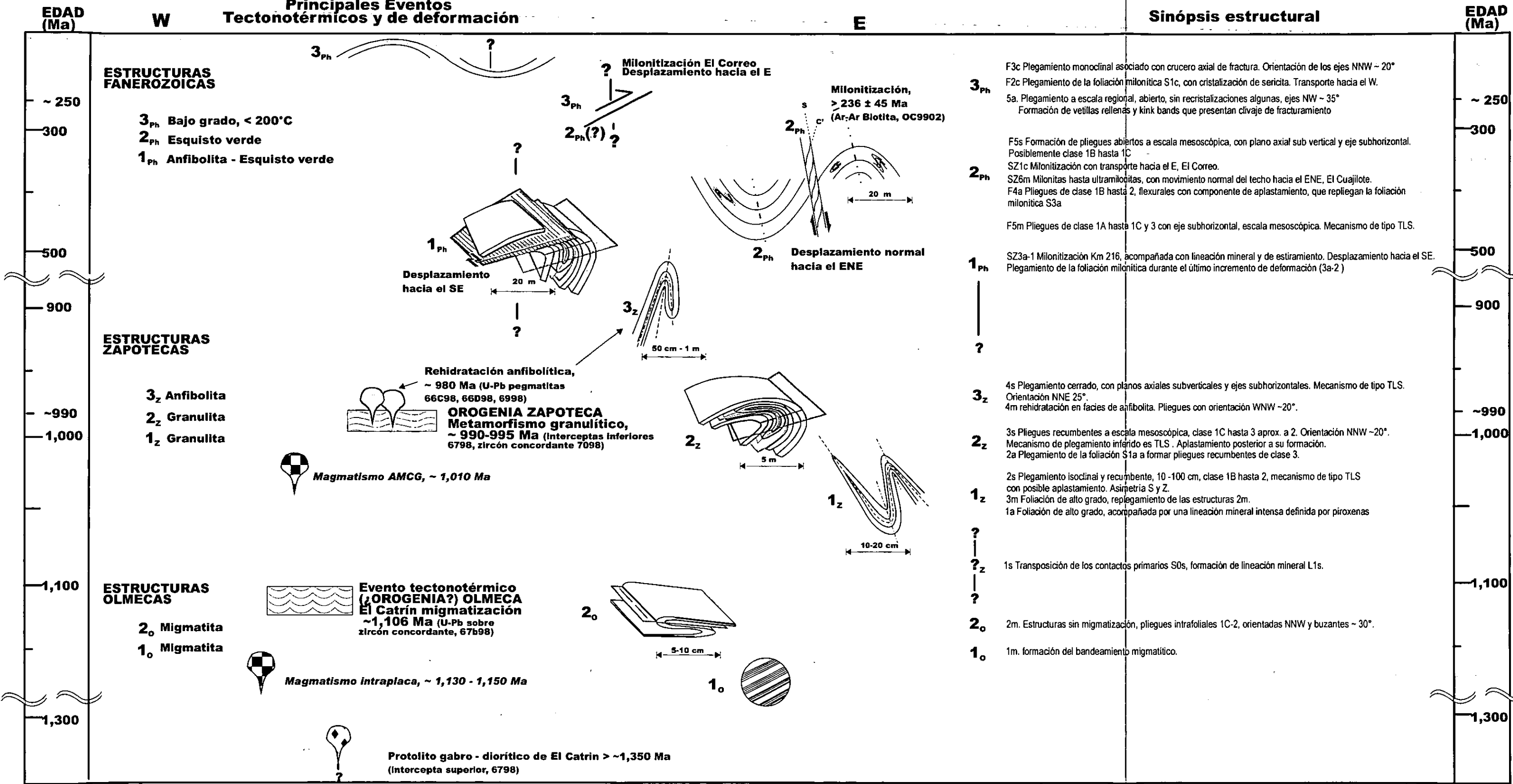


Figura 5.1. Resumen tectónico - estructural de los principales eventos reconstruidos en la porción Norte del Complejo Oaxaqueño, descritos y detalladamente discutidos en los capítulos 4 y 5. En letra cursiva están reportadas las edades de los eventos magmáticos de Keppie et al. (en preparación) para el área de estudio. La escala gráfica de cada figura indica, aproximadamente, la dimensión de las estructuras observadas.

Otra estructura que, tentativamente, se puede asociar con éstas es el plegamiento monoclinual que afecta la milonita El Correo, y que, como las kink bands en las anortositas, presentan un cruce axial de fracturamiento. Aunque su edad no puede ser estimada de manera absoluta, es importante notar que los pliegues a escala mayor en la secuencia anortosítica pueden estar también asociados al plegamiento a escala mayor presente en los metasedimentos y en la secuencia supracortical y que, con base en su geometría, estuvieron localmente asociados a la fase de deformación F_{5s} . Lo que es importante subrayar, sin embargo, es que los pliegues a gran escala observados en el Complejo Oaxaqueño, son generalmente estructuras de bajo grado metamórfico, hasta transicionales al régimen dúctil quebradizo y que, por lo tanto, se consideran como las estructuras de plegamiento último entre los observados. Adicionalmente se reconocieron unos pliegues de crenulación a escala < 5 cm que tienen asociada una cristalización de sericita (F_{2c}) en correspondencia de la zona de cizalla de El Correo. No se ha podido establecer la edad de estas estructuras, aunque tratándose de algo muy localizado, su importancia en la evolución global del Complejo Oaxaqueño puede ser bastante limitada.

5.2.1.2 Estructuras 2Ph

En condiciones de facies de esquisto verde se han observado diferentes estructuras: plegamiento de tipo flexural en las anortositas (F_{4a}), milonitas y ultramilonitas El Cuajilote (SZ_{6m}), que cortan los flancos subverticales de los pliegues F_{5m} y que indican un desplazamiento normal hacia el ENE, milonitización a lo largo de la cizalla de El Correo, con transporte tectónico hacia el E (SZ_{1c}) y finalmente pliegues de mesoscópicos hasta escala mayor en los metasedimentos (F_{5s}) y ortogneises de la secuencia supracortical, con ejes subhorizontales y planos axiales inclinados. También se pueden asociar a esta fase de deformación los pliegues a escala mesoscópica, eje subhorizontal orientado hacia el NW de fase F_{5m} en las migmatitas, de clase 1A y 1C hasta 3 y mecanismo de deformación de tipo TLS. Todas estas estructuras muestran una recristalización clara de biotita, y a veces deformación de muscovita, grado metamórfico que no alcanza la facies de anfíbolita inferior y está limitado indicativamente a los 400-500 °C.

5.2.1.2.1 Edad de las estructuras 2Ph

La edad límite de las estructuras 2Ph puede estimarse por medio de la biotita fechada por medio de Ar-Ar en una milonita de El Cuajilote. El valor obtenido es de 236 ± 45 Ma, y corresponde a una temperatura de cierre para el Ar en la biotita de ~ 200 -250 °C. Esta temperatura de cierre es más baja que la estimada anteriormente para la biotita de la muestra OC9901 descrita arriba, ya que el tamaño de grano de la biotita de fase 5 es sensiblemente menor. Por lo tanto es más susceptible a fenómenos de pérdida de Ar o contaminación de Ar atmosférico. Esta edad triásica tiene entonces que ser tomada con cautela e interpretada como límite superior para la fase de deformación 2Ph, debido a que el fechamiento de otros minerales pudiera modificarla sensiblemente y moverla hacia valores más antiguos.

5.2.1.3 Estructuras 1Ph

Como estructuras 1Ph se designan las estructuras desarrolladas en condiciones metamórficas de facies de esquisto verde hasta anfíbolita inferior. En las anortositas, esta fase

de deformación coincide con la milonitización a lo largo de la zona de cizalla km 216 (fase SZ_{3a1} local), al contacto entre anortositas y gneises máficos de grano fino, con transporte tectónico hacia el SE. También el último incremento de deformación a lo largo de esta zona de cizalla, que involucró el plegamiento y crenulación de la foliación milonítica, tuvo lugar bajo las mismas condiciones metamórficas (F_{3a2} local).

5.2.1.3.1 Edad de las estructuras 1Ph

La edad de las estructuras 1Ph no ha sido determinada directamente, pero puede estar limitada inferiormente por la edad de las pegmatitas post tectónicas con el evento granulítico descritas arriba (~ 978 – 982 Ma), y superiormente por la edad de las estructuras 5_m, fechadas por medio de Ar-Ar en biotita a 236 ± 45 Ma, y que se describirán más adelante. Este rango de edad es bastante amplio, sin embargo se puede constreñir más precisamente considerando la edad de Ar-Ar en la biotita separada de la muestra OC 9901 (párrafo 3.3.1), que es de 479 ± 4 Ma. Como se ha observado en la Fig. 3.8, la biotita fechada se puede considerar como de alto grado, o sea estable en conjunto con la clinopiroxena y la hornblenda. Sin embargo la edad de Ar-Ar calculada sobre la hornblenda en la misma muestra, 977 ± 12 Ma e interpretada como enfriamiento bajo los ~ 500 °C, es sensiblemente más antigua que la edad calculada por medio del mismo método en la biotita. Considerando que la temperatura de cierre para el Ar en la biotita es de ~ 300-350 °C (Giletti, 1974; Harrison et al., 1985), se puede entonces suponer que algún evento tectonotérmico afectó esta roca, y produjo la rehomogeneización del Ar en la biotita pero sin alterar la hornblenda. Por lo tanto, este supuesto evento tiene que haber ocurrido a temperatura inferior de 500°C (cierre del Ar en la hornblenda) y edad menor que ~ 977 Ma. Ahora, si se considera una tasa de enfriamiento promedio de 2-4 °C/Ma, como se ha propuesto por otros orógenos grevillianos para enfriamientos entre los ~ 500 y ~ 300 °C (Cosca et al., 1991; 1998), esto indicaría una edad de aproximadamente 50-100 Ma más vieja para cerrar la biotita a ~ 479 Ma, o sea un evento tectonotérmico al límite entre Cámbrico y Proterozoico Tardío. Considerando que la muestra OC9901 fechada por Ar se colectó aproximadamente a 1 km de las localidades en donde se han estudiado las estructuras 1Ph, es posible suponer que las biotitas recristalizando durante la fase de deformación 1Ph estén afectadas por el mismo evento de recalentamiento que afectó la biotita fechada a ~ 479 Ma. Por lo tanto ésta se podría considerar como una edad de enfriamiento también para las biotitas asociadas con las estructuras 1Ph.

5.2.4.2 Significado de las estructuras 1Ph

Es interesante notar como el equilibrio en facies de esquistos verde – anfíbolita inferior es extensivo en la parte inferior de la secuencia estructural observada, o sea en la secuencia anortosítica y en la migmatita El Catrín, para después hacerse más discreta en los metasedimentos, y aún más en los ortogneises de la misma secuencia supracortical. Keppie et al. (en prensa) han interpretado texturas similares de retrogresión en el sur del Complejo Oaxaqueño, como debidas a fluidos derivados de una zona de subducción localizada por debajo del Complejo mismo. Considerando que el paquete compuesto por metasedimentos y ortogneises cabalga anortositas y migmatitas a lo largo de la zona milonítica de El Correo, es posible que tanto las estructuras como las texturas de regresión de fase 1Ph estén limitadas por la zona de cizalla misma. Existe también la posibilidad que los fluidos que causaron la

retrogresión de las estructuras 1Ph sean, en realidad, producidos por la intrusión, en las cercanías, del granito Etna, fechado al Proterozoico Tardío (Ortega-Obregón, 2001).

5.2.2 Estructuras Zapotecas

Con el término de estructuras zapotecas se definen las estructuras y eventos relacionados con el metamorfismo granulítico y la primera rehidratación en facies de anfíbolita, que marcó el fin de los eventos de alto grado.

5.2.2.1 Estructuras 3z

Las estructuras 3z se refieren a la retrogresión en facies de anfíbolita, contemporánea con la rehidratación localizada del Complejo Oaxaqueño que desestabilizó las piroxenas para formar hornblenda. Estas estructuras se han reconocido como fase 4_m en las migmatitas, en donde forman una foliación caracterizada por hornblenda, y oblicua al bandeamiento migmatítico (ver párrafo 4.4.4), y también están presentes en la unidad supracortical en donde, en correspondencia de uno de los pliegues de fase F_{4s}, se desarrolla una foliación de plano axial formada por la hornblenda misma. Estas estructuras marcan entonces la transición entre el metamorfismo granulítico y la primera desestabilización de minerales anhidros como augita y eventualmente hiperstena. Siendo que esta hidratación está localizada en zonas particulares en donde hubo aportaciones de fluidos, es claro que todavía existen muchas localidades en donde las piroxenas son estables. También es claro que no toda la hornblenda encontrada en la porción norte del Complejo Oaxaqueño se puede referir a esta rehidratación. Existen muchos casos en los cuales la hornblenda es perfectamente estable junto con orto y clinopiroxena. Como se sabe (ver, por ejemplo, Spear, 1995) la hornblenda, junto con la biotita, pueden ser estables en facies de granulita hasta, aproximadamente, los 850°C. Sin embargo se han documentado aquí casos (párrafo 4.6.4) en donde hornblenda nueva, de fase S_{4s}, corta un bandeamiento más antiguo formado por Hbl + Cpx de fase S_{2s}.

Los pliegues de fase 3z son cerrados en los ortogneises, de clase 3 en el núcleo, y de clase 1A hasta 1C en la parte externa, en extensión. El mecanismo dominante es, una vez más, de tipo TLS.

5.2.2.1.1 Edad de las estructuras 3z

También si Gower (1993) levanta dudas sobre la utilidad de las intrusiones menores para fechar directamente eventos tectonotérmicos, la combinación de las edades presentadas y discutidas enseguida sobre las pegmatitas 66C98, 66D98 y 6998, respaldadas por los datos estructurales y petrográficos presentados arriba, constituyen una base firme de datos para limitar, sin duda alguna, la edad del evento metamórfico granulítico.

La intersección obtenida por medio de los fechamientos realizados sobre la pegmatita 66C98 indica una edad aproximada de 982 Ma, interpretada como edad de cristalización magmática. Ya se discutió como esta pegmatita intrusión el arco externo de un pliegue TLS y como la retrogresión de la clinopiroxena augítica en el metagabro encajonante hasta formar hornblenda, como se describió en el párrafo 4.6.4.3, sugiere la presencia de fluidos que la desestabilizaron. Por lo tanto, se puede asumir que el pico metamórfico granulítico había sido sobrepasado por ese entonces, y tomar la edad de ~ 982 Ma como su límite inferior. También si la petrología no es el punto fundamental de este trabajo se puede inferir, por los numerosos

trabajos publicados y la comparación con las texturas petrográficas observadas (Anovitz y Chase, 1990; Bohlen 1991; Mezger, 1992) que la formación de estas hornblendas podrían ser debidas a un fenómeno de disminución de temperatura a presión constante, según uno de los caminos P-T-t conocidos como enfriamiento isobárico. Más estudios petrológicos son sin embargo necesarios para poder discriminar entre los diferentes mecanismos responsables de la retrogresión de la clinopiroxena a hornblenda (mecanismos de retrogresión y enfriamiento en los terrenos granulíticos discutidos en Harley, 1989).

La edad de la pegmatita 66D98 es concordante a ~ 977 Ma. Esta pegmatita es discordante con el encajonante y su intrusión paralela a la 66C98. La única diferencia observada es la ausencia total de deformación en la pegmatita 66D98, hecho que se puede explicar considerando la diferente posición que esta pegmatita guarda con el encajonante: mientras la pegmatita 66C98 intrusionó un pliegue a lo largo de su plano axial, sufriendo un aplastamiento que causó la formación de foliación en las márgenes, la 66D98 corta la foliación y bandeamiento del encajonante, en una zona en donde los pliegues son ausentes.

La pegmatita 6998 tiene una edad de cristalización de ~ 980 Ma (análisis 33 en Tabla 3.1). Su núcleo principal no presenta deformación, pero algunos diques que se desarrollan e intrusionan el encajonante muestran deformación dúctil y fábrica de tipo S-C. El cuarzo está presente en abundancia, y tiene una coloración azulosa muy intensa dada por la presencia de agujas microscópicas de rutilo. Combinando estos factores se puede inferir que también esta pegmatita se originó en condiciones de alto grado y fue afectada por una fase tardía de deformación. Ninguna evidencia clara puede indicar que su emplazamiento se originó durante el pico metamórfico.

Las edades de ~ 977 - 982 Ma calculadas sobre estas pegmatitas se pueden entonces interpretar como correspondientes al fin del evento tectonotérmico relacionado con el metamorfismo granulítico, con respecto del cual su carácter es tectónico tardío – post tectónico, y en correspondencia del cual se originó una retrogresión localizada en facies de anfíbolita.

5.2.2.1.2 Significado de las estructuras 3z

Las edades de enfriamiento calculadas por medio de Ar-Ar sobre la hornblenda separada del metagabro OC9901, de 977 ± 12 Ma, corresponde a una temperatura de ~ 500 °C, mientras que la edad de 945 ± 10 Ma calculada sobre la flogopita en el calcosilicato OC9905 corresponde a una temperatura de ~ 400 °C. Si se comparan estas edades con el pico metamórfico en facies de granulita, estimado en ~ 750 °C y edad de ~ 990 Ma, se puede ver que la tasa de enfriamiento para la porción norte del Complejo Oaxaqueño, desde ~ 750 a ~ 500 °C es de ~ 20 °C/Ma, y desde ~ 500 hasta ~ 400 °C es de ~ 3 °C/Ma.

5.2.2.2 Estructuras 2z

Las estructuras de deformación de fase 2z ocurren durante el metamorfismo granulítico (Fig. 5.1). La fase 2z está presente en toda el área estudiada, como se ha evidenciado en el capítulo anterior. Sin embargo, hay diferencias en cada una de las unidades por cuanto se refiere a la geometría de las estructuras 2z (especialmente los pliegues) y la intensidad de la deformación. Por mayor claridad, todos los episodios de deformación bajo condiciones metamórficas de facies de granulita (o sea 1_a , 2_a , 3_m , 4_m , 2_s , 3_s , y 4_s , ver también la Fig. 5.1) se nombrarán como 2z, aunque, por ejemplo en los metasedimentos, se han reconocido hasta tres

episodios de deformación que se pueden asociar al metamorfismo granulítico. Por lo tanto, y como se ha descrito anteriormente (ver párrafos 4.6.2 y 4.6.3), se asume que los episodios de deformación discretos bajo el mismo grado metamórfico sean el producto final de una deformación progresiva, que tuvo el efecto principal de replegar las estructuras previas. Es interesante notar como, en cada unidad, la deformación 2z produce estructuras distintas, así como contrastante es también el sentido de transporte tectónico reconstruido. Se han observado pequeños pliegues recostados e intrafoliales en la unidad basal anortosítica (F_{2a}). Estos repliegan una foliación previa, también desarrollada bajo condiciones metamórficas de alto grado. En la unidad migmatítica los pliegues en facies de granulita (F_{2m}) también son recostados. En la unidad supracortical hay dos fases de plegamiento siempre en facies de granulita, a formar respectivamente pliegues intrafoliares (F_{2s}), y pliegues recostados de hasta 10 m de amplitud (F_{3s}) que repliegan las estructuras más antiguas F_{1s} . Los mecanismos de plegamiento asociados con el metamorfismo granulítico parecen ser principalmente de tipo TLS, con una contribución local de cizalla flexural (posiblemente en la unidad supracortical), y de aplastamiento ("flattening") posterior a la formación de los pliegues, al menos en los metasedimentos.

Los indicadores cinemáticos asociados con la fase de deformación 2 son contrastantes en la unidad basal anortosítica y en las migmatitas, generalmente orientados hacia el NW y SE (ver Cap. 4). Como se explica en el párrafo 4.6.2.4, también los indicadores cinemáticos de la fase F_{2s} en los metasedimentos son contrastantes. Esta diferencia puede ser debida o a un proceso inhomogéneo de partición de la deformación, en el cual las estructuras se forman primero bajo un régimen de transporte orientado hacia el NW, y en un segundo momento hay un cambio en las condiciones de deformación que produce estructuras con vergencia opuesta. Alternativamente, la diferente orientación puede ser el producto del replegamiento y de la transposición parcial por parte de las estructuras más jóvenes y de grado metamórfico más bajo de pliegues parásitos originalmente de simetría distinta, S y Z, cuya rotación pasiva produce indicadores cinemáticos contrastantes. En definitiva, este contraste no permite explicar, con toda seguridad, el sentido del transporte tectónico bajo el cual se formaron las estructuras de fase 2z.

5.2.2.2.1 Edad de las estructuras 2z

La edad de las estructuras 2z, en su totalidad (es decir, considerando los incrementos progresivos menores), corresponde a la edad del metamorfismo en facies de granulita. Este se ha determinado con base en análisis de zircones metamórficos, por ejemplo en el metasedimento 7098, así como de intersecciones inferiores de zircones magmáticos en origen, pero que sufrieron una pérdida de Pb durante la granulitización. Adicionalmente, la edad calculada sobre las tres pegmatitas 66C98, 66D98 y 6998, discutidas en los párrafos anteriores, sugiere que su intrusión marca el fin del metamorfismo granulítico.

La intersección inferior de la discordia presentada en la Fig. 3.1b para la migmatita El Catrín, obtenida por la interpolación de los zircones originados durante la migmatización de $\sim 1,106$ Ma, y los que sufrieron una pérdida de Pb posterior, es de $937 \pm 98 / -110$ Ma, adentro del error con la edad del metamorfismo granulítico calculado sobre la muestra 7098. Lo mismo se puede decir por medio de la discordia calculada por medio de los análisis de la charnoquita 5998 (en Keppie et al., en preparación), cuya intersección inferior es de 979 ± 84 Ma. Y por los análisis sobre zircones interpretados como metamórficos en una muestra de anortosita, cuya mediana sugiere una edad de 988 ± 12 Ma (Keppie et al., en preparación). La extensión

del metamorfismo granulítico en el Complejo Oaxaqueño está entonces constreñida por el magmatismo en la unidad basal anortosítica a $\sim 1,010$ Ma (en Keppie et al., en preparación), y la intrusión de las pegmatitas post granulíticas a ~ 980 Ma. La edad de U-Pb calculada sobre las titanitas separadas del calcosilicato 6598, de 970 ± 8 Ma, puede interpretarse como edad a la cual el sistema U-Pb se cerró en la titanita misma. La temperatura de cierre para el sistema U-Pb en la titanita puede ser estimada en aproximadamente 650°C de acuerdo con Heaman y Parrish (1991), también si Scott y St-Onge (1995) sugieren extender tal temperatura hasta los 700°C .

5.2.2.3 Estructuras I_z

Las estructuras I_z (Fig. 5.1) corresponden a las estructuras más antiguas encontradas en la unidad supracortical, tanto en los metasedimentos (en la localidad La Carbonera, por ejemplo) como en los ortogneises intercalados, por ejemplo charnoquitas. También si estas estructuras están sobrepuestas por el metamorfismo granulítico, hay que dejar abierta la posibilidad de que algunas de estas estén relacionadas con las estructuras Olmecas (ver adelante). Esto porque los protolitos de la unidad supracortical se han fechado a > 1.130 Ma (edad de U-Pb en las sienitas, en Keppie et al., en preparación). Por lo tanto, siendo esta edad más antigua que la edad de migmatización del protolito de El Catrín, existe la posibilidad de que algunas de las estructuras que la unidad supracortical todavía presenta sean, en realidad, remanentes de la migmatización.

5.2.3 Estructuras Olmecas

Las estructuras más antiguas se encuentran en la migmatita El Catrín, como bandeamiento migmatítico (leucosoma y melanosoma) de fase I_m, afectados por microplegamiento de fase F_{2m}. Como se ha introducido arriba, no se han observado estructuras relacionables con el evento tectonotérmico Olmeca en las otras unidades, especialmente las que son más antiguas que la edad de migmatización calculada en $1,106$ Ma (ver párrafo 3.3.1). Entre las unidades que parecen no estar afectadas por la migmatización están las charnoquitas y sienitas de la unidad supracortical, fechadas respectivamente en $\sim 1,150$ y $\sim 1,134$ Ma (Solari et al. 1998; Keppie et al., en preparación), y los sedimentos intercalados entre éstas, cuya edad de los protolitos no ha sido determinada, pero que por relaciones de campo con los ortogneises arriba mencionados parecen ser más antiguos de $1,134$ Ma. Tampoco se han observado, en estas unidades, edades heredadas que puedan hacer pensar a un evento migmatítico posteriormente sobrepuesto por el evento granulítico (confrontar los diagramas de discordia en Keppie et al., en preparación). No hay que descartar, sin embargo, la posibilidad que algunas de las estructuras observadas en las unidades más antiguas de $\sim 1,100$ Ma no sean el rastro heredado por la migmatización. No se encuentran además migmatizados los ortogneises de la unidad anortosítica, pero su edad magmática ($\sim 1,010$ Ma, Keppie et al., en preparación) es claramente más joven que la migmatización misma.

5.2.3.1 Edad de las estructuras olmecas 2_o y 1_o

La edad de las estructuras 2_o está entonces limitada inferiormente por la migmatización a 1,106 Ma y, superiormente, por la intrusión de la secuencia basal anortosítica (~ 1,010 Ma), no afectada por la deformación 2_o misma. Por su forma y por el hecho que estas estructuras se encuentran limitadas a la localidad tipo de la migmatita El Catrín, en donde el proceso migmatítico fue más intenso, se puede suponer que las estructuras de fase 2_o se formaron durante la migmatización hace 1,106 Ma, responsable de formar el bandeamiento migmatítico 1_o.

5.2.3.2 Significado de las estructuras 2_o y 1_o

Las evidencias reportadas arriba indican que la migmatización a ~ 1,106 Ma puede ser un evento localizado a la mera migmatita El Catrín, y más aún a la mera localidad tipo de la migmatita a lo largo de la Carretera Federal 190. Siendo además que sus contactos superior e inferior con las unidades circundantes son tectónicos en la parte de arriba (milonita El Correo) e intrusivo, por parte de rocas más jóvenes que la migmatización, en la parte de abajo (unidad anortosítica), esto sugiere en primera instancia que la migmatita El Catrín es una unidad litotectónica exótica con respecto de las otras rocas que conforman el área de estudio. Otra posibilidad es que la migmatización afectó todas las rocas más antiguas que 1,106 Ma, pero debido a la diferente intensidad de la migmatización y deformación posterior durante el evento Zapoteca, las estructuras Olmecas están preservadas exclusivamente en la localidad tipo. Sin embargo hay que tomar en consideración el significado de la edad calculada sobre la pegmatita 6898, cuya intersección, interpretada como edad de cristalización, es de ~ 1,125 ± 10 Ma. Considerando que esta pegmatita está intrusionando los gneises migmatíticos en su porción superior (o sea afuera de la zona más intensamente migmatizada, en donde se fechó la edad de 1,106 Ma), uno podría esperar que sus zircones estuvieran afectados por la migmatización. Efectivamente, los zircones fechados en la pegmatita 6898 no tienen ningún rasgo de la migmatización que ocurrió a menos de 1 km. Por lo tanto esto podría indicar que la migmatización fue un fenómeno localizado a la mera porción central de la unidad migmatítica o, alternativamente, que el sistema isotópico de los zircones magmáticos en la pegmatita misma se mantuvo cerrado a la recrystalización. Esta última interpretación está suportada por su bajo contenido en U. El quimismo de las rocas que constituyen la migmatita El Catrín queda todavía sin investigarse en detalle, sin embargo la mineralogía observada en las porciones paleosomáticas menos deformadas (confrontar con el párrafo 2.2.4) sugiere que pueda tratarse de un protolito de composición gabro – diorítico. Hay que subrayar, además, como el protolito de la migmatita, con su edad > 1,350 Ma, sea la roca más antigua encontrada hasta la fecha no sólo en el Complejo Oaxaqueño, sino que en todo Oaxaquia.

5.3 Trayectorias de enfriamiento para el área de estudio

Los datos mostrados anteriormente sobre las edades de enfriamiento de diferentes minerales en el Complejo Oaxaqueño, se pueden combinar para discutir su historia de levantamiento. Se pueden entonces combinar los datos de U-Pb sobre zircón (pico granulítico a ~ 990 Ma y ~ 750°C) en toda el área de estudio, con las temperaturas de enfriamiento por Ar-Ar discutidas arriba. Para la napa superior no se tienen edades de enfriamiento sobre

biotita, sin embargo la única edad de enfriamiento presentada en este trabajo y calculada sobre flogopita dio ~ 945 Ma, correspondiente a un enfriamiento bajo los $\sim 400^\circ\text{C}$. Esta edad se puede comparar con las edades previamente reportadas (Capítulo 1) y calculadas por (Fries et al., 1962; Fries y Rincón-Orta, 1965; Fries et al., 1966 (1967)) en biotita separada por los mismos metasedimentos en localidad La Joya, y que dieron edades de K-Ar de ~ 855 hasta ~ 920 Ma. Esta edad correspondería a una temperatura de cierre de $\sim 280 - 300^\circ\text{C}$, de acuerdo con (Harrison y McDougall, 1980). También existe una edad de enfriamiento calculada en microclina, por medio de Rb-Sr, de 770 ± 35 Ma (Fries y Rincón-Orta, 1965), que, de acuerdo a Jäger (1979) correspondería a una temperatura de cierre de 250°C . Adicionalmente se pueden comparar estos datos en los metasedimentos con los calculados por Patchett y Ruíz (1987) en granate, $\sim 940-960$ Ma correspondientes a $\sim 600^\circ\text{C}$, y en biotita, ~ 876 Ma y correspondiente a 300°C . En la Fig. 5.2 se muestran las edades de enfriamiento por los diferentes sistemas minerales fechados, arregladas por su ocurrencia (napa superior o inferior) y de acuerdo con la temperatura de cierre por cada método y sistema mineral. Lo que se observa en el detalle es que las tasas de enfriamiento en las dos napas son bastante distintas. Se puede calcular en la napa superior una tasa de enfriamiento de $\sim 8^\circ\text{C}/\text{Ma}$ desde 750 a 400°C , que después disminuye a $\sim 1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ desde 400 a $\sim 250^\circ\text{C}$. En la napa inferior, la tasa de enfriamiento es de $\sim 15^\circ\text{C}/\text{Ma}$ hasta los 500°C , para después bajar a $\sim 0.4^\circ\text{C}/\text{Ma}$ hasta los $\sim 200^\circ\text{C}$. Estos datos, aunque preliminares, indican claramente que el enfriamiento de la porción norte del Complejo Oaxaqueño, después del pico metamórfico granulítico que ocurrió al mismo momento (y bajo las mismas condiciones de P y T, ver también los datos de Mora y Valley, 1985, y Mora et al., 1986) ha sido bastante distinta en cada una de las dos napas. Esto se puede explicar de diferentes maneras:

- (1) las dos napas podrían haber sido dos entidades distintas, cada una evolucionando separadamente hasta la yuxtaposición, aproximadamente durante el Pérmico Superior – Triásico, a lo largo de la milonita El Correo;
- (2) un evento térmico pudo haber afectado la napa inferior, reabriendo los sistemas isotópicos por debajo de la temperatura de cierre de la hornblenda (que no estuvo afectada), aproximadamente 400°C , de manera tal de reabrir el sistema isotópico de las biotitas (por ejemplo, la de la muestra OC9901), sin afectar los minerales de bajo grado (biotita, flogopita, feldespato potásico) en la napa superior.
- (3) El enfriamiento diferente en las dos napas puede deberse a la profundidad diferente que las dos guardaban, con respecto a la superficie.

La primera posibilidad parece la menos plausible. Siendo el grado metamórfico igual en las dos unidades y las estructuras observadas prácticamente continuas en ambas napas, no se ve como éstas pudiesen haber evolucionado separadamente. Además, las estructuras observadas se han formado principalmente en condiciones de alto grado metamórfico, y han sido posteriormente retrabajadas, replegadas y eventualmente recristalizadas en condiciones metamórficas de más bajo grado, pero sin verse completamente borradas. La segunda hipótesis parece entonces la más probable. Sin embargo, habría que ubicar el evento térmico capaz de recalentar los minerales metamórficos hasta una temperatura aproximada de $400-450^\circ\text{C}$ en la napa inferior. Éste debería además tener una edad mayor de los 479 Ma calculados como enfriamiento de la biotita en la muestra OC9901. En la parte este de la napa inferior, efectivamente, aparece un cuerpo magmático de alrededor de 5 km de diámetro y composición granítica, previamente estudiado por Ruiz-Castellanos (1979), el cual lo nombró granito Etlá (parcialmente representado en la Fig. 2.1) y le asignó una edad de Rb-Sr calculada por medio

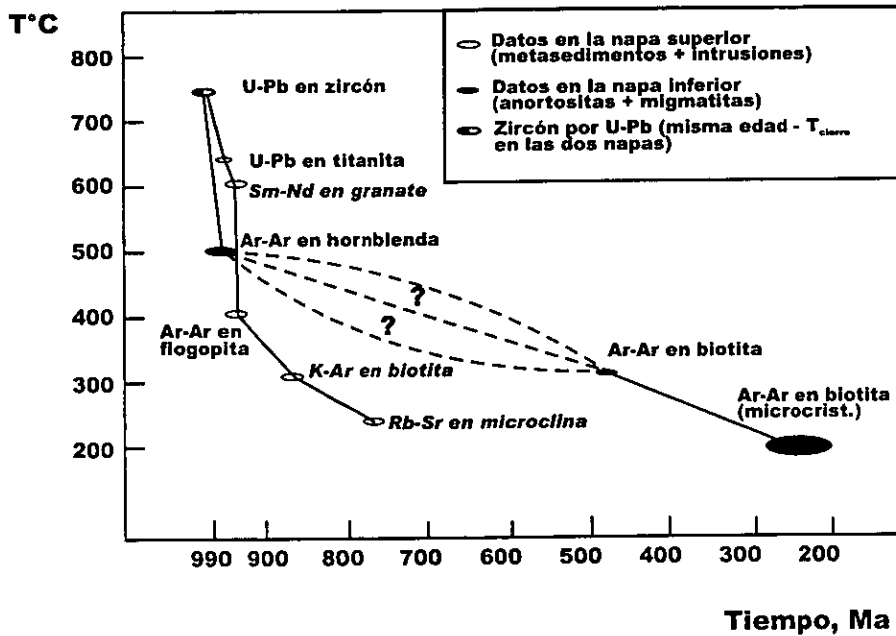


Figura 5.2. Diagrama temperatura - tiempo para la porción norte del Complejo Oaxaqueño. Se han graficado las edades de enfriamiento obtenidas por medio de Ar-Ar para el presente trabajo, junto con los datos previos, obtenidos por Fries et al. (1962), Fries y Rincón-Orta (1965), Patchett y Ruíz (1987) (en caracteres itálicos). Los elipses blancos se refieren a análisis de la napa superior, mientras que las elipses negras de la inferior. Ver el texto para las discusiones.

de isocrona (roca total y feldespatos) de 272 ± 8 Ma. Si esta fuese la edad del emplazamiento del granito, este sería demasiado joven para poder abrir el sistema isotópico en la biotita de 479 Ma. Estudios geocronológicos recientes por medio de U-Pb (Ortega-Obregón 2001), han permitido asignar la edad de este intrusivo a 910 ± 10 Ma. Esta edad, sin embargo, es demasiado antigua para poder ser el granito el responsable del recalentamiento. Siendo que no existe ningún otro cuerpo magmático de edad tal para haber causado la reapertura del sistema isotópico de Ar en la biotita, la hipótesis que parece más probable es la 3). Es interesante notar que, a la misma edad de 479 Ma en que esta porción de la napa inferior estaba a ~ 300 °C, o sea a una profundidad estimada de 10 km (considerando un gradiente de 30 °C/km), la porción más somera de la napa superior ya estaba expuesta, como testifica el depósito de la Fm. Tiñú en el Tremadociano (Robinson y Pantoja-Alor, 1968). El cambio repentino desde sedimentación somera a profunda en las capas tremadocianas puede haber sido causado por un fallamiento lístrico normal, que podría ser responsable del levantamiento del Complejo Oaxaqueño para esa edad. El levantamiento podría haber permitido el rápido enfriamiento de la biotita debajo de los 300°C. Esta profundidad estimada de la porción anortosítica con respecto del techo de la secuencia estudiada, en donde descansan los sedimentos tremadocianos es aproximadamente el mismo espesor actual que se puede calcular entre las dos perpendicularmente al echado de las capas. Esto indica indirectamente que el desplazamiento a lo largo de la milonita El Correo ha sido un movimiento paralelo a las capas, más que una cabalgadura clásica, y que no ha provocado un engrosamiento cortical apreciable.

6. Discusión

En los capítulos 3, 4 y 5 se han presentado los datos geocronológicos y estructurales relacionados con el estudio realizado en el Complejo Oaxaqueño. Se tratará ahora de utilizar estos datos para realizar una correlación primero adentro de México, y después a escala global, tomando en cuenta los datos presentados en la Introducción para los terrenos de edad grenvilliana que pudieran tener afinidad con el Complejo Oaxaqueño.

6.1 Porción Norte del Complejo Oaxaqueño

A continuación se muestra, a título de resumen, la historia de deformación reconstruida para la porción Norte del Complejo Oaxaqueño, integrada con las edades presentadas en el Capítulo 3 y discutidas en el Capítulo 5. Los eventos reconocidos se pueden sintetizar como sigue del más antiguo hasta al más joven.

- Hace aproximadamente 1,400 Ma se formó el protolito gabro – diorítico de la migmatita El Catrín. Su significado en términos tectónicos queda todavía para investigarse, en cuanto podría tratarse de un complejo ígneo con afinidad de arco, o también intraplaca. Sin embargo, su importancia es notable, ya que se trataría de la roca más antigua encontrada hasta la fecha en Oaxaquia, y podría abrir importantes escenarios de correlación con otras localidades.
- En un intervalo comprendido entre ~ 1,250 y ~ 1,130 Ma se intrusionan en la secuencia metasedimentaria rocas ígneas diferentes como granitos, sienitas y gabros. Todas éstas tienen aparentemente una firma intraplaca y su quimismo, así como sus edades, son discutidas en detalle en Keppie et al. (en preparación). Sin embargo su significado es importante también para este trabajo, en cuanto se trata de litologías que afloran en la porción en examen además de que, intrusionando los metasedimentos, sugieren una edad mínima para la sedimentación en la porción norte del Complejo Oaxaqueño.
- El evento tectonotérmico Olmeca produjo la migmatización de las rocas ígneas del Catrín, hace ~ 1,106 Ma, y tal vez la deformación más antigua en los metasedimentos y ortogneises de edad > 1,100 Ma.
- La intrusión de la secuencia basal anortosítica ocurrió hace ~ 1,010 Ma. Esta edad, calculada sobre diferentes protolitos, está reportada por Keppie et al. (en preparación), junto con un análisis geoquímico que define esta secuencia como de tipo AMCG (Emslie y Hegner, 1993). En el área de estudio esta secuencia está constituida por una serie de bandas de espesor comprendido entre los pocos hasta los cientos de metros, que bordean el cuerpo anortosítico mayor (el cual aflora, continuamente, casi hasta la ciudad de Oaxaca, Ortega-Gutiérrez, 1981).
- Posteriormente a la intrusión de la secuencia basal anortosítica, toda el área de estudio se vio afectada por la orogenia Zapoteca, acompañada por metamorfismo en facies de granulita, la transposición de la mayoría de los contactos primarios (ígneos y sedimentarios), y por diferentes episodios de plegamiento a la escala mesoscópica (centímetro hasta metros). En algunas litologías se observa una única fase de plegamiento durante el evento granulítico, por ejemplo en la secuencia anortosítica, sin embargo, en los metasedimentos de la unidad supracortical se observan dos fases de plegamiento sobrepuestas, claramente asociables a este mismo evento. Posteriormente al pico metamórfico granulítico, pero todavía en condiciones de alto grado, se emplaza un enjambre de pegmatitas de carácter tectónico tardío que testifican el primer evento de hidratación con recristalización de hornblenda, a lo largo del plano axial de pliegues

contemporáneos. Este evento de intrusión y retrogresión ha sido fechado en 977-982 Ma. La retrogresión es un episodio discreto, observado exclusivamente en coincidencia de las pegmatitas. Por otra parte, y en donde las pegmatitas no estaban presentes, aproximadamente al mismo tiempo el Complejo Oaxaqueño ya se estaba enfriando, como lo prueban las edades de enfriamiento de U-Pb en la titanita (~ 970 Ma correspondientes a ~ 650°C), y Ar-Ar en la hornblenda (cristalizada en condiciones metamórficas de facies de granulita), de 977 ± 12 Ma (aprox. 500°C). Esta diferencia entre la edad de enfriamiento de la titanita y la de la hornblenda no tiene que preocupar: cabe mencionar, una vez más, que las dos muestras fueron tomadas una en los metasedimentos de la unidad supracortical (titanita) y una en la secuencia basal anortosítica (Fig. 2.1). Siendo que las dos muestras están localizadas (Fig. 2.2) la primera en la base de la napa superior y la segunda en la napa inferior los enfriamientos posteriores al pico metamórfico, en las dos unidades, han sido diferentes, como se describió anteriormente.

- Los eventos posteriores al evento de alto grado metamórfico son una secuencia de retrogresiones metamórficas frecuentemente asociadas a deformación. Con base en las consideraciones hechas en el capítulo 4, se ha observado que éstas evolucionan haciéndose más discretas, conforme baja el grado metamórfico. Las fases de deformación y la reequilibración en condiciones de facies de anfibolita inferior y posteriormente esquisto verde ocurren en un lapso de tiempo tal vez bastante amplio, que los datos presentados permiten limitar como entre los ~ 970 y los ~ 479 Ma. Para esta última edad la biotita en la napa inferior tiene que haberse cerrado debajo de los ~ 300°C.
- El cizalleo dúctil que conforma las estructuras 2_{Ph} en facies de esquisto verde, es tal vez el evento más joven fechable de manera absoluta. La edad obtenida sobre la milonita El Cuajilote, que corta las migmatitas, de ~ 236 Ma, es de considerarse como edad mínima, por los motivos explicados arriba. La milonita El Correo no se ha fechado directamente, sin embargo por su grado metamórfico se puede asociar a las milonitas El Cuajilote, y su edad comparable a la obtenida arriba. Estudios ulteriores serían necesarios para confirmar esta evidencia, especialmente debido al hecho que las dos no se intersectan mutuamente. Es interesante notar como el transporte tectónico hacia el E y el carácter de cabalgadura que esta zona de cizalla guarda, pueden tener una similitud con el primer evento de deformación a lo largo de la Sierra de Juárez reportado por Alaníz et al. (1994), como pre - Jurásico.
- Las últimas estructuras observadas, 3_{Ph} , son de muy bajo grado metamórfico, en algunos casos de transición entre régimen dúctil y quebradizo, y tienen el mayor efecto de ondular, o plegar a larga escala, las estructuras previas.

6.2 Correlación en Oaxaquia

Los datos reportados en este trabajo se pueden ahora integrar con los que ya existen sobre el Complejo Oaxaqueño para realizar una correlación dentro de Oaxaquia, es decir con los otros terrenos grenvillianos previamente estudiados en México. En la Fig. 6.1 se presenta un esquema que resume los datos disponibles hasta la fecha para los terrenos grenvillianos de México. En general los datos reportados en la figura son los que se han mencionado anteriormente en el capítulo 1 para el Gneiss Novillo, Gneiss Huiznopala y para el Complejo

Guichicovi. Los datos que se refieren al Complejo Oaxaqueño son principalmente los de este trabajo, y de Keppie et al. (en prensa, y en preparación). Las edades de enfriamiento reportadas son parcialmente de este trabajo, más algunas de las citadas en el párrafo 1.2.4, de Fries y Rincón-Orta (1965), y Fries et al. (1962). Como se puede claramente ver en la Fig. 6.1, el Complejo Oaxaqueño es el bloque cortical grenvilliano en México para el cual están disponibles la mayoría de los datos tanto geocronológicos, como las interpretaciones geoquímicas. No ha sido reportada en la Fig. 6.1, la síntesis estructural realizada en el presente trabajo. También es muy importante para la interpretación de la historia evolutiva y, potencialmente, para la correlación de los eventos, el estudio estructural detallado realizado en el presente trabajo ya que es el primero de este tipo realizado en las rocas grenvillianas de México. Por lo tanto, en el estado actual, no se puede emplear la reconstrucción estructural para realizar correlaciones durante el Precámbrico.

Para el Gneiss Novillo y, parcialmente para el Complejo Guichicovi, faltan muchos datos, especialmente los datos que se refieren a las edades de cristalización ígnea. En el Gneiss Novillo la única edad actualmente disponible es una edad de U-Pb sobre zircones, $1,018 \pm 3$ Ma, que los autores (Silver et al., 1994) interpretan como edad del metamorfismo granulítico. En el Complejo Guichicovi Weber y Kohler (1999) reportan dos edades de U-Pb, la primera en un ortogneis félsico (intersección superior) de $1,231 \pm 43$ Ma, y la segunda en una charnoquita, de 991 ± 4 Ma, que los autores interpretan como edades de cristalización para los respectivos protolitos. Ningún detalle sobre la química de estas rocas ha sido reportado, por lo tanto su significado en términos tectónicos (por ejemplo si son rocas de arco o intraplaca) queda desconocido. Los mismos autores interpretan la intersección inferior sobre el mismo ortogneis, de 975 ± 36 Ma como edad del metamorfismo granulítico. Este metamorfismo granulítico ha sido también calculado por Ruíz et al. (1999) en 986 ± 4 Ma en dos granulitas de hornblenda y piroxenos respectivamente. Es interesante notar como esta edad del metamorfismo granulítico se traslapa perfectamente con la edad calculada sobre la charnoquita por Weber y Kohler (1999) e interpretada como de origen magmático. Estos últimos autores presentan también unas edades de enfriamiento obtenidas por medio de Rb-Sr sobre micas y Sm-Nd sobre granate (Fig. 6.1), por medio de las cuales calculan una tasa de enfriamiento de $1.5 - 2$ °C/Ma hasta los ~ 920 Ma, y de ~ 8 °C/Ma hasta los ~ 870 Ma. En el Novillo, por el contrario, las edades de enfriamiento son similares, 500°C a ~ 920 Ma y 400°C a ~ 900 Ma.

En el Gneiss Huiznopala se conocen sólo dos edades de enfriamiento (Patchett y Ruíz, 1987), sin embargo las edades magmáticas y metamórficas son mucho mejor, gracias a los estudios recientes de Lawlor et al. (1999). Estos autores identifican una secuencia de arco magmático activo entre 1,150 y 1,200 Ma (edades de U-Pb), y otra secuencia de tipo AMCG que predata el metamorfismo granulítico, constreñido a > 988 Ma por una pegmatita post tectónica.

Si se observa con detalle la Fig. 6.1, se puede ver que los cuatro afloramientos grenvillianos en México comparten unos rasgos importantes de historia común:

1. Un arco magmático, presente tanto en Huiznopala como en el sur del Complejo Oaxaqueño, que fue activo hasta $\sim 1,150$ Ma en el primero y después de 1,118 Ma en el segundo.
2. Una secuencia intraplaca, caracterizada por la presencia de anortositas pre-tectónicas (es decir afectadas posteriormente por deformación y metamorfismo granulítico), presentes en todos los afloramientos, pero fechados prácticamente con la misma edad tanto en Huiznopala como en el Complejo Oaxaqueño.

3. Metamorfismo granulítico correspondiente con la orogenia Zapoteca nombrada en este trabajo, que ocurrió aproximadamente entre 1,018 Ma en Novillo, hasta ~ 990 Ma en el Complejo Oaxaqueño y en el Guichicovi, pasando por los ~ 1,000 Ma en Huiznopala.
4. El pico metamórfico granulítico (no mostrado en la Fig. 6.1) también es muy similar: en Novillo fue calculado empíricamente en 700-800°C y 8-10 kbar por Ortega-Gutiérrez (1978) y por medio de geotermobarometría en ~ 730-770 °C y 9-10 kb (Orozco, 1991). en Huiznopala Lawlor et al. (1999) calcularon una temperatura de 725 ± 50 °C y presión de 7.2 ± 1 kb; en Guichicovi Murillo-Muñeton y Anderson (1994) calcularon una temperatura de 837 ± 59 °C y una presión de 7.4 ± 0.3 kb; en el Complejo Oaxaqueño, finalmente, Mora y Valley (1985), y Mora et al. (1986) calcularon temperaturas de alrededor de 750 °C y presiones de alrededor de 7-8 kb, datos que han sido recalculados en este trabajo sobre una charnoquita, para la cual se han calculado valores de 735 ± 12 °C y 7.7 ± 0.97 kb. Es interesante hacer notar como la edad del metamorfismo se hace más joven desde el N hacia el SE. Esto puede deberse a diferentes factores, entre los como una colisión oblicua de la margen de Oaxaquia durante la orogenia Zapoteca, contra el continente con el cual colisionó. Una asincronía del pico metamórfico ha sido previamente observada en diferentes localidades, por ejemplo en el Grenville del NE de Norte América, y efectivamente imputada al movimiento relativo entre Laurencia y la placa que colisionó, Amazonia según Gower (1996), o Báltica de acuerdo con Starmer (1996).
5. El enfriamiento post pico granulítico se puede observar, para las cuatro diferentes localidades, en la Fig. 6.2. Los caminos resultantes son bastante similares en los cuatro lugares, sin embargo están influenciados por diferentes factores, como son el número reducido de datos disponibles, el gran error que algunos de estos análisis tienen, la incertidumbre dada por la temperatura de cierre de algunos minerales como el granate para el sistema de Sm-Nd (de 600 hasta ~ 900 °C dependiendo de la composición y asociación mineral, Humphries y Cliff, 1982; Burton y O'Nions, 1990; Mezger et al., 1992), o titanita para U-Pb (de ~ 550 a ~ 700°C, Heaman y Parrish, 1991; Scott y St-Onge, 1995). En algunos casos, como por ejemplo para el gneiss Novillo, se llega hasta encontrar análisis cuya temperatura de cierre de 300°C (biotita) da una edad más antigua que la del granate, cuya temperatura de cierre estimada es de 600°C. Esto es todavía posible, como se observó para los datos presentados en este trabajo para el Complejo Oaxaqueño, siempre y cuando los datos estén medidos en un contexto geológico-estructural global claro y conocido.
El evento tectonotérmico Olmeca, a su vez, no ha sido descrito en los otros terrenos grenvillianos constituyentes de Oaxaquia. Cabe mencionar que migmatitas muy extensas están presentes en el área de Pluma Hidalgo, en la parte sur del Complejo Oaxaqueño. Sin embargo ninguna edad está todavía disponible para estas rocas.

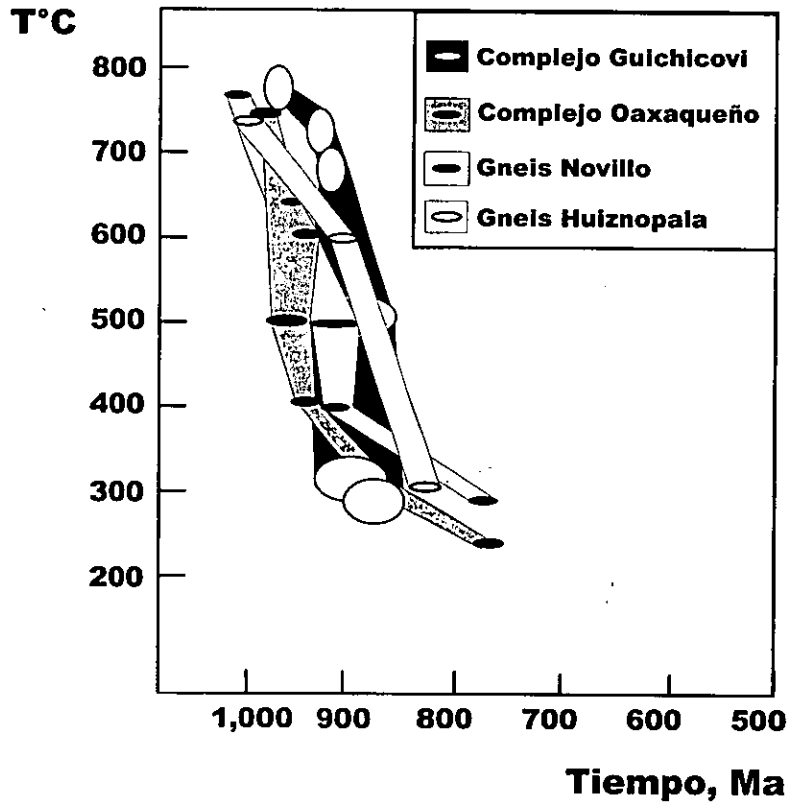


Figura 6.2. Diagrama temperatura - tiempo con las trayectorias de enfriamiento para Gneis Novillo, Gneis Huiznopala, Complejo Guichicovi y Complejo Oaxaqueño. Para el Gneis Novillo se han usado los datos de Silver et al. (1994), Garrison et al. (1980) y Denison et al. (1971), Fries et al. (1962). Para el Gneis Huiznopala datos de Patchett y Ruíz (1987). Para el Complejo Guichicovi se han usado datos de Weber y Kohler (1999) y referencias en ese trabajo, mientras que para el Complejo Oaxaqueño los datos presentados en la Fig. 6.1, prefiriendo los de la napa superior no afectada para el evento térmico hace ~ 900 Ma.

6.3 Correlación con otros terrenos grenvillianos

La correlación entre los datos del Complejo Oaxaqueño y de los otros terrenos granulíticos grenvillianos de México (o sea Oaxaquia) se puede ahora extender a las localidades del mundo en las como se han reconocido rocas de edad grenvilliana, que potencialmente podrían ser correlacionables con Oaxaquia.

En la Fig. 6.3 se reporta una tabla, modificada de Keppie et al. (en prep.) en la cual se muestra una comparación entre los terrenos previamente descritos en el capítulo 1, y para los como existen edades isotópicas grenvillianas que permiten una correlación mínima con Oaxaquia y los eventos descritos en este trabajo. Es importante señalar que en la tabla se han reportado exclusivamente los eventos cuya edad publicada es interpretable, o sea evitando incluir las edades con errores ± 100 Ma, las edades de Rb-Sr de isócronas sospechosas, o para las como los autores no señalan su interpretación como evento magmático o metamórfico. Hay muchos factores que pueden ser utilizados para esta correlación, como puede ser la edad de los eventos tectonotérmicos, su extensión y su grado metamórfico alcanzado, la presencia o ausencia de rocas índice, como pueden ser anortositas (o, más en general, suites de tipo AMCG). Finalmente, la naturaleza del basamento involucrado puede ser importante, en cuanto se ha visto que existen orógenos que retrabajan un basamento antiguo, por ejemplo el cinturón Grenville clásico de NE Estados Unidos y Canadá, u otros que, en vez, simplemente están compuestos por rocas juveniles, principalmente magmáticas, que se han formado como consecuencia de la subducción y que han sido después involucrado en la colisión. Ejemplos análogos de estos últimos pueden ser los arcos de islas actuales, como Tonga, o las Antillas Menores.

Si se observa la tabla de la Fig. 6.3 se puede ver que existen algunas similitudes entre los eventos descritos en Oaxaquia y otros similares en algunas de las localidades enlistadas. Por ejemplo el evento tectonotérmico Olmeca a $\sim 1,100$ Ma descrito en el Complejo Oaxaqueño está presente aproximadamente en diferentes localidades. En el orógeno sueco – noruego de Escandinavia el evento tectonotérmico granulítico va desde aproximadamente 1,100 a 1,145 Ma (Starmer, 1996); en el orógeno Sunsas de Bolivia y Brasil las edades son de $\sim 1,100$ Ma como fechados en granitos sintectónicos por Litherland et al. (1986); en el macizo de Santa Marta, en Colombia, Restrepo-Pace et al. (1997) fecharon en $1,088 \pm 6$ Ma la orogénesis denominada Orinoquense. El magmatismo AMCG está presente en diferentes localidades del Este de Norte América, Escandinavia, algunos de los macizos apalachianos (Goochland y Blair River, por ejemplo), y en el macizo de Santa Marta, en Colombia. Existen, sin embargo, algunas diferencias notables, en cuanto las anortositas presentes en el Grenville de Norte América, y que son parte de la última serie de intrusiones entre 1,050 y 1,090 Ma (Higgins y van Breemen, 1996; McLelland et al., 1996; Corrigan y van Breemen, 1997) son post tectónicas, es decir que no han sido afectadas por metamorfismo de alto grado y deformación. Las anortositas presentes en los macizos apalachianos, que también tienen edades de emplazamiento similares ($\sim 1,045$ Ma para la anortosita Montpellier en el terreno Goochland, Aleinikoff et al., 1996), están metamorfoseadas y deformadas con edades similares a las registradas en Oaxaquia para la orogenia Zapoteca, ~ 996 Ma para la anortosita Red River en el Complejo Blair River (Miller et al., 1996), y $\sim 1,011$ Ma para la anortosita Montpellier (Aleinikoff et al., 1996).

LEYENDA

- Rocas de tipo AMCG e intraplaca
- A² Anortositas cuya edad no ha sido todavía calculada
- X Granitoides cuya firma geoquímica es incierta
- ▲ Rocas de arco magmático
- ↕ Evento tectonotérmico
- Rocas ígneas máficas
- ↗ Evento de extensión
- BR Basamento antiguo removilizado
- J Prevalencia de material juvenil

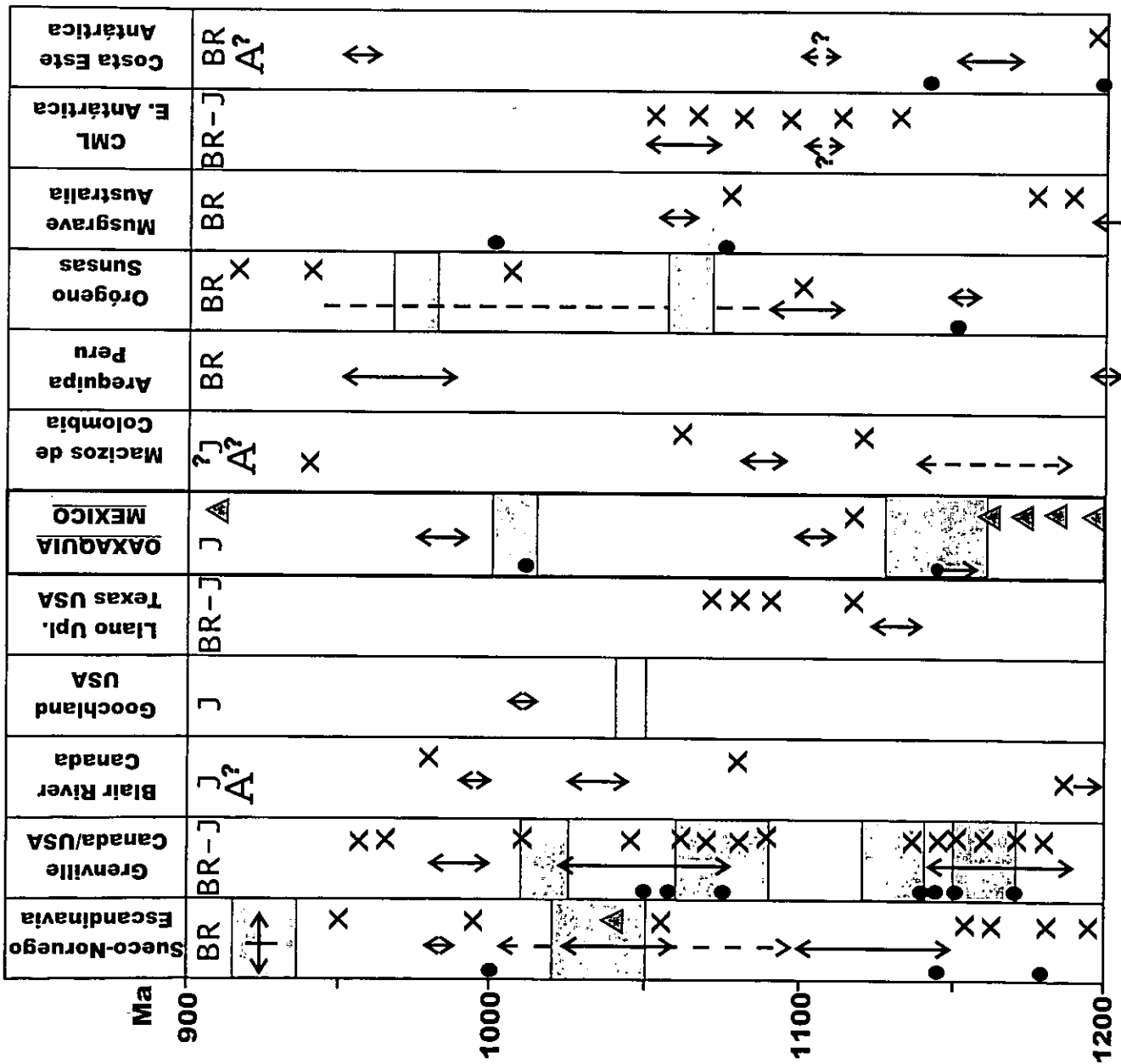


Figura 6.3. Tabla de correlación entre Oaxaquia y los principales complejos de edad grenvilliana reconocidos a escala global. Los datos se refieren a las referencias enlistadas en el Capítulo 1. Los datos de Oaxaquia son los presentados en este trabajo, más los que han sido referidos en Figura 6.1. Modificada de Keppie et al. (en prep.).

La ausencia de rasgos arqueanos o paleoproterozoicos heredados junto con las edades modelo de Nd publicadas por Lawlor et al. (1999), Patchett y Ruíz (1987), y Weber y Kohler (1999) que no superan los ~ 1.7 Ga, sugieren que Oaxaquia es un terreno juvenil, similar a los macizos apalachianos y a los macizos andinos de edad grenvilliana. El evento tectonotérmico granulítico durante la orogenia Zapoteca en Oaxaquia puede ser correlacionado también por las condiciones de presión y temperatura con los picos metamórficos propuestos por Wasteneys et al. (1995) y Restrepo-Pace et al. (1997) en los macizos colombianos, además que los macizos apalachianos anteriormente citados. En cuanto al Grenville clásico de Norte América, el mayor evento tectonotérmico (Ottawano de acuerdo con Rivers, 1997) terminó hace aproximadamente 1,050 Ma. Existe sí un evento de reactivación tectónica en facies de esquisto verde – anfibolita en lo que es la porción NE del orógeno, que Rivers (1997) y después Corrigan et al. (2000) nombran Rigolet. Sin embargo este fenómeno es casi exclusivamente una reactivación de antiguos contactos tectónicos y retrabajo de una porción limitada de basamento. Lo que es interesante es que la edad del pico tectonotérmico en Oaxaquia es idéntica a las edades calculadas por Krogh (1994) a lo largo de todo el frente grenvilliano (Grenville Front), que marca la cabalgadura final del orógeno Grenville arriba de la margen cratónica de Laurencia. Aquí, rocas metamórficas de alto grado, migmatitas y coronas minerales de alta presión desarrollan, o recristalizan, minerales como zircones, monazitas y titanitas, en un periodo comprendido entre ~ 988 y ~ 995 Ma. La similitud de edades entre zircón y titanita, en las mismas localidades, sugieren fuertemente un enfriamiento y levantamiento muy rápido posterior al nuevo pico metamórfico. Semejante levantamiento y enfriamiento rápido, cabe recordar, se han sugerido anteriormente en el Complejo Oaxaqueño con los datos presentados en este trabajo. Aunque las pocas edades disponibles para los macizos colombianos pueden indicar similitudes con Oaxaquia, no hay que descartar la similitud con la edad del cabalgamiento, deformación y tasa de enfriamiento a lo largo del frente grenvilliano. Esta posición es, sin embargo, poco probable, en cuanto es difícil entender como colocar un arco juvenil en la parte más interna del orógeno, y después removerlo de su posición. Una posición externa al orógeno Grenville clásico, posiblemente en las cercanías con los macizos colombianos y algunos de los macizos apalachianos parece entonces más probable, especialmente durante la orogenia Zapoteca y el evento de intrusión AMCG que la predata. Una posición externa favorecería además la posible existencia de una zona de subducción que explicaría la presencia de un arco magmático de aproximadamente 910 Ma, y la intensa rehidratación en facies de anfibolita – esquisto verde observadas en la napa inferior del Complejo Oaxaqueño y en su parte sur, reconocidas en este trabajo y por Keppie et al. (en prensa). Muchos más datos, especialmente geocronológicos e isotópicos, son requeridos sea para Oaxaquia, como para los macizos colombianos y apalachianos, para sustentar estas posibles correlaciones.

7. Conclusiones

En este trabajo se ha realizado una reconstrucción estructural de la porción Norte del Complejo Oaxaqueño, combinando trabajo de campo y petrografía con edades absolutas obtenidas por medio de aplicación de técnicas isotópicas como U-Pb y Ar-Ar sobre minerales. Enseguida se reportan las principales conclusiones que se pueden extrapolar combinando los datos obtenidos.

- ✓ La porción Norte del Complejo Oaxaqueño está constituida por dos napas tectónicas, la inferior caracterizada por una secuencia de ortogneises gabro-anortosíticos y migmatitas, y la superior por metasedimentos intrusionados por charnoquitas, sienitas y escasas diabasas y anfibolitas. Las dos están metamorfoseadas en facies de granulita y muestran una historia tectónica compleja, que se puede dividir en diferentes etapas.
- ✓ La primera etapa comprende la formación de los protolitos más antiguos, que consisten en gabros y dioritas de $\sim 1,350$ Ma en la napa inferior, y en charnoquitas y sienitas con firma intraplaca en la superior, de $\sim 1,130 - 1,150$ Ma. Siendo que los sedimentos de la unidad supracortical están intrusionados por estas rocas ígneas intraplaca, su edad se estima en $> 1,150$ Ma.
- ✓ El evento tectonotérmico Olmecca causó la migmatización y deformación asociada, ocurrida hace $\sim 1,106$ Ma en el protolito de gabro diorítico de la migmatita El Catrín. No queda todavía perfectamente establecido si la migmatización afectó también los metasedimentos y las rocas ígneas de $> 1,106$ Ma en la napa superior, sin embargo algunas de las estructuras de fase 1z podrían estar íntimamente asociadas con el evento Olmecca.
- ✓ Después de uno hiato temporal de ~ 90 Ma se observa la intrusión en la base de la secuencia de un complejo anortosítico y otras rocas ígneas máficas asociadas, como gabros, ferrodioritas, nelsonitas, y charnoquitas de granate. La edad de esta intrusión es de $\sim 1,010$ Ma.
- ✓ El segundo evento tectonotérmico importante descrito en este trabajo es la orogénesis Zapoteca, coincidente con la granulitización de toda la secuencia, hace ~ 990 Ma, bajo condiciones de temperatura y presión calculadas en 735 ± 12 °C y 7.7 ± 0.97 kb. Durante el metamorfismo de alto grado toda la secuencia fue plegada y localmente replegada dos veces.
- ✓ Posteriormente al pico metamórfico el Complejo Oaxaqueño sufrió un enfriamiento rápido, desde el pico metamórfico hasta los ~ 400 °C, demostrado por las edades de enfriamiento calculadas por medio de U-Pb en una titanita, y de Ar-Ar en una hornblenda y flogopita. Subsecuentemente, el enfriamiento fue constante y más lento en la napa superior, mientras que la napa inferior quedó sepultada por más tiempo a profundidades de al menos 10 km. Esto permitió que el sistema isotópico de Ar en la biotita se mantuviera abierto hasta hace 479 Ma, cuando el enfriamiento debajo de los 300 °C fue posiblemente acompañado por un levantamiento rápido, consecuencia del fallamiento lístrico normal asociado con la deposición y los cambios de facies en los sedimentos tremadocianos.
- ✓ El cabalgamiento de la napa superior sobre la inferior a lo largo de la milonita El Correo, ocurrió en condiciones de facies de esquisto verde. Su edad no fue calculada de manera absoluta, sin embargo por comparación con las milonitas de El Cuajilote, activas hace ~ 236 Ma y formadas bajo el mismo grado metamórfico, su edad mínima se puede estimar como del Pérmico al Triásico Medio.

- ✓ Durante el lapso de tiempo que ocurrió de ~ 990 Ma hasta ~ 236 Ma, el Complejo Oaxaqueño sufrió diferentes episodios de plegamiento generalmente asociados con retrogresión metamórfica. En general, las estructuras se hacen más discretas con la disminución del grado metamórfico. La retrogresión metamórfica observada especialmente en la napa inferior, pudo estar favorecida por la presencia de fluidos hidratantes, procedentes de la corteza inferior. Esto parece favorecer la presencia, en el Proterozoico Tardío, de una zona de subducción por debajo del Complejo Oaxaqueño.
- ✓ Correlacionando los datos obtenidos durante el desarrollo del presente trabajo con los que existen para los otros afloramientos grenvillianos en México, se denota una clara similitud y coincidencia, ya sea en la edad de los eventos intrusivos y tectonotérmicos, como en las condiciones de presión y temperatura alcanzadas en los diferentes lugares. También si un mayor número de datos y un estudio estructural detallado de las otras localidades (y posiblemente en otras porciones del mismo Complejo Oaxaqueño) son requeridos, los datos aquí presentados permiten reforzar la existencia del microcontinente Oaxaquia al menos desde hace ~ 1,000 Ma.
- ✓ Se ha debatido largamente la posición del microcontinente Oaxaquia en la evolución del cinturón Grenville durante el Proterozoico Medio – Tardío, y cual fue su rol durante la amalgamación de Rodinia. Los datos aportados con este trabajo para el Complejo Oaxaqueño sugieren que, más que una posición en el núcleo del orógeno durante la orogénesis Zapoteca, hay que buscar relaciones con los arcos juveniles como pueden ser los macizos apalachianos más externos tipo Goochland, Blair River y tal vez otros macizos de la porción norte del Blue Ridge en Virginia, Maryland y Pennsylvania, y los macizos andinos de Colombia, como Santa Marta, Garzón y Santander.
- ✓ Para reforzar las posibles correlaciones tanto en Oaxaquia como en los otros macizos antes nombrados, se requiere una base de datos más amplia.

8. Referencias

- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F. y Ortega-Gutiérrez, F., 1994. Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic Complex, State of Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11(2): 146-155.
- Aleinikoff, J. N., Burton, W. C., Lyttle, P. T., Nelson, A. E. y Southworth, C. S., 2000. U-Pb geochronology of zircon and monazite from Mesoproterozoic granitic gneisses of the northern Blue Ridge, Virginia and Maryland, USA. *Precambrian Research* 99, 113-146.
- Aleinikoff, J. N., Wright Horton Jr., J. y Walter, M., 1996. Middle Proterozoic age for the Montpellier Anorthosite, Goochland terrane, eastern Piedmont, Virginia. *Geological Society of America Bulletin* 108(11), 1481-1491.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T., 1971. Age of granulite metamorphism during the Oaxacan Orogeny, Mexico. In: *Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs*, 492.
- Anovitz, L. M. y Chase, C. G., 1990. Implications of post-thrusting extension and underplating for P-T-t paths in granulite terranes: A Grenville example. *Geology* 18, 466-469.
- Arzi, A. A., 1978. Critical phenomena in the rehology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44, 173-184
- Ballard, M., Van der Voo, R. y Urrutia-F., J., 1989. Paleomagnetic results from grenvillian-aged rocks from Oaxaca, Mexico: evidence for a displaced terrane. *Precambrian Research* 42, 343-352.
- Bartholomew, M. J., Force, E. R., Sinha, A. K. y Herz, N., 1984. The Grenville event in the Appalachians and related topics, Boulder, CO, Geological Society of America Special Papers, 194.
- Bartholomew, M. J. y Lewis, S. E., 1992. Appalachian Grenville massifs: pre-Appalachian translational tectonics. In: *Basement Tectonics* (edited by Mason, R.) 7. Kluwer Academic Press, Dordrecht, Netherlands, 363-374.
- Bell, T. H. y Johnson, S. E., 1992. Shear sense: a new approach that resolves conflicts between criteria in metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 10, 99-124.
- Berman, R. G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist* 29, 833-855.
- Bettencourt, J. S., Tosdal, R. M., Leite, W. B. J. y Payolla, B. L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brasil - 1. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional metamorphism. *Precambrian Research* 95, 41-67.
- Black, L.P., Harley, S.L., Sun, S.S. and McCulloch, M.T., 1987. The Rayner Complex of East Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt. *Journal of Metamorphic Geology*, 5: 1-26.
- Bloomfield, K. y Ortega-Gutiérrez, F., 1975. Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño. UNAM, *Boll. Inst. Geol.* 95, 23-48.
- Boger, S. D., Carson, C. J., Wilson, C. J. L. y Fanning, C. M., 2000. Neoproterozoic deformation in the Radok Lake region of the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica; evidence for a single protracted orogenic event. *Precambrian Research* 104, 1-24.
- Bohlen, S. R., 1991. On the formation of granulites. *Journal of Metamorphic Geology* 9, 223-229.
- Bohlen, S. R., Valley, J. W. y Essene, E. J., 1985. Metamorphism in the Adirondacks. I. Petrology, pressure and temperature. *Journal of Petrology* 26, 971-992.
- Burton, K. W. y O'Nions, R. K., 1990. The timescale and mechanism of granulite formation at Kurunegala, Sri Lanka. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106(2), 66-89.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1040-1051.
- Cobbold, P. R. y Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology* 2, 119-126.
- Coney, P. J., Jones, D. L. y Monger, J. W. H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature* 288, 329-333.
- Corrigan, D. y Hanmer, S., 1997. Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: A product of convective thinning of the lithosphere? *Geology* 25(1), 61-64.
- Corrigan, D., Rivers, T. y Dunning, G. R., 2000. U-Pb constraints for the plutonic and tectonometamorphic evolution of Lake Melville terrane, Labrador and implications for basement reworking in the northeastern Grenville Province. *Precambrian Research* 99, 65-90.
- Corrigan, D. y van Breemen, O., 1997. U-Pb age constraints for the lithotectonic evolution of the Grenville Province along the Mauricie transect, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 299-316.

- Cosca, M., Mezger, K. y Essene, E. J., 1998. The Baltica-Laurentia Connection: Sveconorwegian (Grenvillian) metamorphism, cooling, and unroofing in the Bamble sector, Norway. *Journal of Geology* 106, 539-552.
- Cosca, M. A., Essene, E. J., Kunk, M. J. y Sutter, J. F., 1992. Differential unroofing within the Central Metasedimentary Belt of the Grenville Orogen: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 211-225.
- Cosca, M. A., Sutter, J. F. y Essene, E. J., 1991. Cooling and inferred uplift/erosion history of the Grenville orogen, Ontario: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology. *Tectonics* 10, 959-977.
- Dalziel, I. W. D., 1991. Pacific margin of Laurentia and East Antarctica-Australia as conjugate rift pair: evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology* 19, 598-601.
- Darling, R. S. y Florence, F. P., 1995. Apatite light rare earth chemistry of the Port Leyden nelsonite, Adirondack Highlands, New York: implications for the origins of nelsonite in anorthosite suite rocks. *Economic Geology* 90, 964-968.
- Davidson, A., 1995. A review of the Grenville orogen in its North American type area. *Journal of Australian Geology y Geophysics* 16(1/2), 3-24.
- De Cserna, Z., 1971. Precambrian sedimentation, tectonics, and magmatism in Mexico. *Geologische Rundschau* 60, 1488-1513.
- Denison, R. E., Burke, W. H., Jr., Hetherington, E. A., Jr. y Otto, J. B., 1971. Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico, and Northern Mexico. In: *The geologic framework of the Chihuahua Tectonic belt, Midland, Texas*. West Texas Geological Society, 1-14.
- Dickin, A. P. y Higgins, M. D., 1992. Sm/Nd evidence for a major 1.5 Ga crust-forming event in the central Grenville Province. *Geology* 20, 137-140.
- Dickin, A. P. y McNutt, R. H., 1990. Nd model-age mapping of Grenville lithotectonic domains: Mid-Proterozoic crustal evolution in Ontario. In: *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica* (edited by Gower, C. F., Rivers, T. y Ryan, A. B.). Geological Association of Canada, Special Paper 38, 79-94.
- Doig, R., 1991. U-Pb zircon dates of Morin Anorthosite suite rocks, Grenville Province, Quebec. *Journal of Geology* 99, 729-738.
- Donnelly, T.W., Horne, G.S., Finch, R.C. and Lopez-R., E., 1990. Northern Central America; The Maya and Chortis blocks. In: G. Dengo and J.E. Case (Editors), *Decade of North American Geology, Volume H: The Caribbean region*. Geological Society of America, pp. 339-374.
- Dunne, W. M. y Hancock, P. L., 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: *Continental deformation* (edited by Hancock, P. L.). Pergamon Press, Oxford, 101-120.
- Easton, R. M., 1992. The Grenville Province and the Proterozoic history of central and southern Ontario. In: *Geology of Ontario* (edited by Thurston, P. C., Williams, H. R., Sutcliffe, R. H. y Stott, G. M.) Special Volume 4, pt. 2. Ontario Geological Survey, 715-904.
- Emslie, R. F. y Hegner, E., 1993. Reconnaissance isotopic geochemistry of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complexes, Grenville Province, Canada. *Chemical Geology* 106, 279-298.
- Fries, C. J. y Rincón-Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología. UNAM, *Boll. Inst. Geol.* 73, 57-133.
- Fries, C. J., Schlaepfer, C. J. y Rincón-Orta, C., 1966 (1967). Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana* 29, 59-66.
- Fries, C. J., Schmitter-Villada, E., Damon, P. E. y Livingston, D. E., 1962. Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. UNAM, *Boll. Inst. Geol.* 64(3), 45-53.
- Garrison, J. R., Jr., Ramirez-R., C. y Long, L. E., 1980. Rb-Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, Mexico. In: *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central north Atlantic Ocean* (edited by Pilger, R. H., Jr.). Louisiana State University, Baton Rouge, 37-49.
- Gilotti, B. J., 1974. Studies in diffusion I: Argon in phlogopite mica. In: *Geochemical Transport and Kinetics* (edited by Hofmann, A. W.) 634. Carnegie Publications, 107-115.
- Gill, J. E., 1948. Mountain building in Canada. In: *18th International Geological Congress pt. XIII*, 97-104.
- Goldsmith, R., Marvin, R. F. y Menhart, H. H., 1971. Radiometric ages of the Santander massif, eastern Cordillera, Colombian Andes. USGS Prof. Papers, 750D, 44-49.
- Gower, C. F., 1993. Syntectonic minor intrusions or synemplacement deformation. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 1674-1675.

- Gower, C. F., 1996. The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador. In: Precambrian crustal evolution in the North Atlantic Region (edited by Brewer, T. S.). Geological Society Special Publication 112. Geological Society Publishing House, Bath, UK, 197-218.
- Gower, C. F., Schärer, U. y Heaman, L. M., 1992. The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 1944-1957.
- Hames, W. E. y Bowering, S. A., 1994. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite. *Earth and Planetary Science Letters* 124, 1612-167.
- Hames, W. E. y Cheney, J. T., 1997. On the loss of $^{40}\text{Ar}^*$ from muscovite during polymetamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(18), 3863-3872.
- Hanchar, J.M. y Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110: 1-13.
- Hanmer, S., 1990. Natural rotated inclusions in non-ideal shear. *Tectonophysics* 176, 245-255.
- Hanmer, S., 2000. Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *Journal of Structural Geology* 22, 947-967.
- Hanmer, S. y McEachern, S., 1992. Kinematical and rheological evolution of a crustal-scale ductile thrust zone, Central Metasedimentary Belt, Grenville orogen, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 1779-1790.
- Hanmer, S., Parrish, R., Williams, M. y Kopf, C., 1994. Striding Athabasca mylonite zone: complex Archean deep-crustal deformation in the East Athabasca mylonite triangle, N. Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31, 1287-1300.
- Hansen, E., 1971. *Strain Facies*. Springer Verlag, New York, 208 pp.
- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, 126-3, 215-247.
- Harrison, T. M., 1981. Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 324-331.
- Harrison, T. M., Duncan, I. y McDougall, I., 1985. Diffusion of the ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 2461-2468.
- Harrison, T. M. y McDougall, I., 1980. Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand - I. thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1985-2003.
- Hatcher, R. D. J., 1989. Tectonic Synthesis of the U.S. Appalachians. In: *The Appalachian- Ouachita orogen in United States* (edited by Hatcher, R. D. J., Thomas, W. A. y Viele, G. W.). *Decade of North American Geology F-2*. Geological Society of America, Boulder, CO, 88-112.
- Heaman, L. M. y Parrish, R. R., 1991. U/Pb geochronology of accessory minerals. In: *Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology* (edited by Heaman, L. M. y Ludden, J.) 19. Mineralogical association of Canada, Nepean, Ontario, 59-102.
- Higgins, M. D. y van Breemen, O., 1996. Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac Saint Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian Research* 79, 327-346.
- Hoffman, P. F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science* 252, 1409-1412.
- Hudleston, P. J., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of the theories of fold development. *Tectonophysics* 16, 1-46.
- Hudleston, P. J. y Lan, L., 1993. Information from fold shapes. *Journal of Structural Geology* 15(3-5), 253-264.
- Humphries, F. J. y Cliff, R. A., 1982. Sm-Nd dating and cooling history of Scourian granulites. *Nature* 295, 515-517.
- Indares, A., 1993. Eclogitized gabbros from the eastern Grenville Province: textures, metamorphic context, and implications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 30, 159-173.
- Jacobs, J., Fanning, C. M., Henjes-Kunst, F., Olesch, M. y Paech, H., 1998. Continuation of the Mozambique Belt into East Antarctica: Grenville-age metamorphism and polyphase Pan-African high-grade events in Central Dronning Maud Land. *Journal of Geology* 106, 385-406.

- Jäger, E., 1979. The Rb/Sr method. In: Lectures in isotope geology (edited by Jäger, E. y Hunziker, J. C.). Springer-Verlag, Berlin, 13-26.
- Johannes, W., 1984. Beginning of melting in the granite system Qz-Or- Ab-An-H₂O. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, 264-273.
- Karlstrom, K. E., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., Geissman, J. W. y Ahall, K. I., 1999. Refining Rodinia: geologic evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic. GSA Today 9(10), 1-7.
- Keppie, J. D., 1977. Plate tectonic interpretation of Paleozoic World Maps. Nova Scotia Department of Mines Paper 77-3, 30.
- Keppie, J. D. y Dallmeyer, R. D., 1989. Northern Appalachian terranes and their accretionary history. In: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Geological Society of America Special Paper, 230, 159-192.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F. y Lopez, R., 2001. A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. Precambrian Research en prensa.
- Keppie, J. D. y Ortega-Gutiérrez, F., 1995. Provenance of Mexican Terranes: Isotopic Constraints. International Geology Review 37, 813-824.
- Keppie, J. D. y Ortega-Gutiérrez, F., 1999. Middle American Precambrian basement: a missing piece of the reconstructed 1 Ga orogen. In: Laurentia-Gondwana Connections before Pangea (edited by Ramos, V. A. y Keppie, J. D.). Geological Society of America Special Paper, 336, Boulder, Colorado, 199-210.
- Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Dostal, J., Solari, L. A., Cameron, K. L. y Lopez, R., en preparación. Geochronology and geochemistry of ~ 1,140 and ~ 1,010 AMCG suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico.
- Keppie, J. D. y Ramos, V. A., 1999. Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic. In: Laurentia-Gondwana connections before Pangea (edited by Ramos, V. A. y Keppie, J. D.) Special Paper 336. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 267-276.
- Kesler, S. E., 1973. Basement rock Structural trends in Southern Mexico. Geological Society of America Bulletin 84, 1059-1064.
- Kesler, S. E. y Heath, S. A., 1970. Structural trends in the Southernmost North American Precambrian, Oaxaca, Mexico. Geological Society of America Bulletin 81, 2471-2476.
- Kinny, P. D., Black, L. P. y Sheraton, J. W., 1997. Zircon U-Pb ages and geochemistry of igneous and metamorphic rocks in the northern Prince Charles Mountains, Antarctica. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 16, 637-654.
- Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 485-494.
- Krogh, T.E., 1982a. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 637-649.
- Krogh, T.E., 1982b. Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46: 631-635.
- Krogh, T. E., 1994. Precise U-Pb ages for Grenvillian and pre-Grenvillian thrusting of Proterozoic and Archean metamorphic assemblages in the Grenville Front tectonic zone, Canada. Tectonics 14(4), 963-982.
- Lawlor, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Ochoa-Camarillo, H., Lopez, R. y Sampson, D. E., 1999. U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of Eastern Mexico. Precambrian Research 94(1-2), 73-99.
- Lisle, R. J., 1992. Strain estimation from flattened buckle folds. Journal of Structural Geology 14(3), 369-371.
- Lister, G. S. y Snoke, A. W., 1984. S-C mylonites. Journal of Structural Geology 6, 617-638.
- Litherland, M., Anells, R. N., Appleton, J. D., Berrangé, J. P., Bloomfield, K., Burton, C. C. J., Darbyshire, D. P. F., Fletcher, C. J. N., Hawkins, M. P., Klinck, B. A., Llanos, A., Mitchell, W. I., O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Power, G. y Webb, B. C., 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. British Geological Survey Overseas Memoir 9, 153 p.
- Litherland, M. y Bloomfield, K., 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia. Precambrian Research 15, 157-179.

- Lopez, R. L., Cameron, K. L. y Jones, N. W., 2001. Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African Age Gondwanan Crust beneath Northeastern Mexico. *Precambrian Research* 107, 195-214.
- Ludwig, K.R., 1991. *PbDat: A Computer Program for Processing Pb-U-Th Isotope Data*, Version 1.24. 88-542, USGS.
- Ludwig, K.R., 1999. *Isoplot/Ex*, ver. 2.4, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. 1a, Berkeley Geochronology Center.
- Manton, W. I., Grew, E. S., Hoffman, J. y Sheraton, J. W., 1992. Granitic rocks of Jetty Peninsula, Amery Ice Shelf area, East Antarctica. In: *Recent progress in Antarctic Earth Science* (edited by Yoshida, Y., Kaminuma, K. y Shiraishi, K.). Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 179-189.
- Manton, W.I., 1996. The Grenville of Honduras. Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs, Denver, pp. A-493.
- Martignole, J., Machado, N. y Indares, A., 1994. The Wakeham terrane: a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province. *Precambrian Research* 68, 291-306.
- Martignole, J., Machado, N. y Nantel, S., 1993. Timing of intrusion and deformation of the Riviere-Pentecote anorthosite (Grenville Province). *Journal of Geology* 101, 652-658.
- Mattinson, J. M., 1987. U-Pb ages of zircons: a basic examination of error propagation. *Chemical Geology* 66, 151-162.
- Mattinson, J. M., 1994. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116, 117-129.
- McLellan, E., 1984. Deformational behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatitic terrains. *Geological Magazine*, 121(4), 339-345.
- McLelland, J., Chiarenzelli, J., Whitney, P. y Isachsen, Y., 1988. U-Pb zircon geochronology of the Adirondack Mountains and implications for their geologic evolution. *Geology* 16, 920-924.
- McLelland, J., Daly, J. S. y McLelland, J. M., 1996. The Grenville Orogenic Cycle (ca. 1350-1000 Ma): an Adirondack perspective. *Tectonophysics* 265, 1-28.
- McLelland, J. M. y Chiarenzelli, J. R., 1990. Geochronological studies in the Adirondack Mountains and the implications of a Middle Proterozoic tonalitic suite. In: *Mid Proterozoic Laurentia-Baltica* (edited by Gower, C. F., Rivers, T. y Ryan, A. B.) Special Paper 38. Geological Association of Canada, 175-194.
- McLelland, J. M. y Isachsen, Y., 1986. Synthesis of geology of the Adirondack Mountains, New York, and their tectonic setting within the Southwestern Grenville Province. In: *The Grenville Province* (edited by Moore, J. M., Davidson, A. y Baer, A. J.). Geological Association of Canada Paper, 31, 75-94.
- Mehnert, K. R., 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Mezger, K., 1992. Temporal evolution of regional granulite terranes: implications for the formation of the lowermost continental crust. *Dev. in Geotectonics* 23, 447-479.
- Mezger, K., Essene, E. J. y Halliday, A. N., 1992. Closure temperature of the Sm-Nd system in metamorphic garnets. *Earth and Planetary Science Letters* 113, 397-409.
- Mezger, K. y Krogstad, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Geology* 15, 127-140.
- Miller, B. V., Dunning, G. R., Barr, S. M., Raeside, R. P., Jamieson, R. A. y Reynolds, P. H., 1996. Magmatism and metamorphism in a Grenvillian fragment: U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Blair River Complex, northern Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. *Geological Society of America Bulletin* 108(2), 127-140.
- Mora, C. I. y Valley, J. W., 1985. Ternary feldspar thermometry in granulites from the Oaxacan Complex, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 215-225.
- Mora, C. I., Valley, J. W. y Ortega-Gutiérrez, F., 1986. The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxacan Complex, Southern Mexico. *UNAM, Inst. Geología, Revista* 6(2), 222-242.
- Mosher, S., 1998. Tectonic evolution of the southern Laurentian Grenville orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin* 110(11), 1357-1375.
- Mullan, H. S., 1978. Evolution of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 89, 1175-1188.
- Murillo-Muñeton, G. y Anderson, J. L., 1994. Thermobarometry of Grenville (?) granulite from La Mixtequita Massif, southern Mexico. In: *Geological Society of America, Annual Meeting* 26, 76.
- Ordoñez, E., 1904. Las rocas arcaicas de México. *Memorias Sociedad Científica Alzate (México)* 22, 315-331.

- Orozco-Esquivel, M. T., 1991. Geotermobarometría de granulitas precámbricas del basamento de la Sierra Madre Oriental. Convención sobre la Evolución Geológica de México, Memorias, 138-141.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1977. Los marmoles intrusivos del Complejo Oaxaqueño. UNAM, Inst. Geología, Revista 1(1), 28-32.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. El gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, area de Ciudad Victoria, Tamaulipas. UNAM, Inst. Geología, Revista 2(1), 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofisica Internacional* 20(3), 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1984. Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of Southern Mexico. *Precambrian Research* 23, 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, F., Anderson, T. H. y Silver, L. T., 1977. Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico. In: Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs, v. 9, 1121-1122.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-H., M., Reyes-Salas, M., Macias-R., C. y Lopez, R., 1999. Late Ordovician - Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana - Laurentia connections. *Geology* 27, 719-722.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J. y Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23, 1127-1130.
- Ortega-Obregón, C., 2001. Geoquímica y geocronología del Granito Etlá, Edo. de Oaxaca. Unpublished Tesis de Licenciatura, F. Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pantoja-Alor, J., Fries, C. J., Rincón-Orta, C., Silver, L. T. y Solorio-Munguía, J., 1974. Contribucion a la geocronología del Estado de Chiapas. *Asociacion Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín* 26, 112-137.
- Parrish, R.R., 1987. An improved micro-capsule for zircon dissolution in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 66: 99-102.
- Parrish, R.R. and Krogh, T.E., 1987. Synthesis and purification of 205Pb for U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 66: 103-110.
- Passchier, C. W., 1987. Stable position of rigid objects in non-coaxial flow - a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology* 9, 679-690.
- Passchier, C. W., 1997. The fabric attractor. *Journal of Structural Geology* 19(1), 113-127.
- Passchier, C. W. y Simpson, C., 1986. Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8, 831-843.
- Passchier, C. W. y Trouw, R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin.
- Patchett, P. J. y Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, 523-528.
- Pickles, C. S., Kelley, S. P., Reddy, S. M. y Wheeler, J., 1997. Determination of high spatial resolution argon isotope variations in metamorphic biotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(18), 3809-3833.
- Priem, H. N. A., Kroonenberg, S. B., Boelrijk, N. A. I. M. y Hebeda, E. H., 1989. Rb-Sr and K-Ar evidence for the presence of a 1.6 Ga basement underlying the 1.2 Ga Garzón-Santa Marta granulite belt in the Colombian Andes. *Precambrian Research* 42, 315-324.
- Pryer, L. L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology* 15(1), 21-36.
- Ramsay, J. G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc Graw-Hill, New York.
- Reddy, S. M., Kelley, S. P. y Wheeler, J., 1996. A 40Ar/39Ar laser probe study of micas from the Sesia Zone, Italian Alps: implications for metamorphic and deformation histories. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 493-508.
- Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G. E. y 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* 150, 427-441.
- Rivers, T., 1997. Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research* 86, 117-154.
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C. F. y Davidson, A., 1989. New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian shield. *Tectonics* 8(1), 63-84.
- Roback, R. C., 1996. Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the southern Grenville Orogen, Llano uplift, central Texas. *Tectonophysics* 265(1-2), 29-52.

- Robinson, R. y Pantoja-Alor, J., 1968. Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico. *Journal of Paleontology* 42, 767-800.
- Roddick, J. C., Loveridge, W. D. y Parrish, R. R., 1987. Precise U/Pb dating of zircons at the sub-nanogram Pb level. *Chemical Geology* 66, 111-121.
- Romer, R. L., 1996. Contiguous Laurentia and Baltica before the Grenvillian-Sveconorwegian orogeny? *Terra Nova* 8, 173-181.
- Romer, R. L. y Smeds, S. A., 1996. U-Pb columbite ages of pegmatites from Sveconorwegian terranes in southwestern Sweden. *Precambrian Research* 76, 15-30.
- Rougvie, J. R., Carlson, W. D., Connelly, J. N., Roback, R. C. y Copeland, P., 1996. Late thermal evolution of Proterozoic rocks in the northeastern Llano uplift, central Texas. In: *Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs*, A376-377.
- Ruiz, J., Patchett, P. J. y Ortega-Gutiérrez, F., 1988. Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. *Geological Society of America Bulletin* 100, 274-281.
- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A. y Murillo-Muñeton, G., 1999. Pb isotope evidence for Colombia-Southern Mexico connections in the Proterozoic. In: *Laurentia - Gondwana Connections before Pangea* (edited by Ramos, V. A. y Keppie, J. D.). *Special Papers* 336. *Geological Society of America Special Papers*, 183-197.
- Ruiz-Castellanos, M., 1979. Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlán metamorphic areas of Southern Mexico. Unpublished Ph.D. thesis, University of Texas.
- Sadowski, G. R. y Bettencourt, J. S., 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research* 76, 213-227.
- Schaaf, P., Heinrich, W. y Besch, T., 1994. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, Central Mexico: evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology* 118, 63-84.
- Schaaf, P., Morán-Z., D. J., Hernandez-B, M. S., Solis-P, G., Tolson, G. y Kohler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in Southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics* 14(5), 1339-1350.
- Scott, D. J. y St-Onge, M., 1995. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U-Pb geochronology and P-T-t path determinations. *Geology* 23(12), 1123-1126.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. In: *Geological Society of America Special Papers* 278, 153.
- Shackleton, R. M., Ries, A. C., Coward, M. P. y Cobbold, P. R., 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. *Journal of Geological Society, London* 136, 195-214.
- Shrubet, D. H. y Cebull, S. E., 1987. Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, western Texas-Mexico. *Geology* 15, 458-461.
- Silver, L. T., Anderson, T. H. y Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The "thousand" year old orogeny of southern and eastern Mexico. In: *Geological Society of America Annual Meeting Abstract with Programs*, 26. GSA, A48.
- Sinha, A. K., Hogan, J. P. y Parks, J., 1996. Lead isotope mapping of crustal reservoirs within the Grenville Superterrane: 1. central and Southern Appalachians. In: *Earth Processes: Reading the Isotopic Code Geophysical Monograph* 95. American Geophysical Union, 293-305.
- Solari, L. A., Lopez, R., Cameron, K. L., Ortega-Gutiérrez, F. y Keppie, J. D., 1998. Reconnaissance U/Pb geochronology and common Pb isotopes from the northern portion of the 1Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico. In: *1998 Fall Meeting* (edited by Union, A. G.) 79. EOS, Transactions, San Francisco, F931.
- Spear, F. S., 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. *Mineralogical Society of America*.
- Starmer, I. C., 1996. Accretion, rifting, rotation and collision in the North Atlantic supercontinent, 1700-950 Ma. In: *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region* (edited by Brewer, T. S.) 112. *Geological Society Special Publication*, 219-248.
- Tilton, G. R., Doe, B. R. y Hopson, C. A., 1970. The Piedmont; zircon age measurements in the Maryland Piedmont, with special references to Baltimore gneiss problems. In: *Studies of Appalachian geology*,

- central and southern (edited by Fisher, G. W., Pettijohn, F. J., Reed, J. C., Jr. y Weaver, K. N.). Intersci. Publ., New York, 429-434.
- Tingey, R. J., 1991. The regional geology of Archean and Proterozoic rocks in Antarctica. In: *The Geology of Antarctica* (edited by Tingey, R. J.). Oxford University Press, Oxford, 1-73.
- Tosdal, R. M., 1996. The Amazon-Laurentian connection as viewed from the middle proterozoic rocks in the central Andes, western Bolivia and northern Chile. *Tectonics* 15(4), 827-842.
- Tullis, J. y Yund, R. A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology* 13(4), 238-241.
- Twiss, R. J. y Moores, E. M., 1992. *Structural Geology*. W. H. Freeman, New York.
- Unrug, R., 1997. Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today* 7, 1-6.
- Urai, J. L., Williams, P. F. y van Roermund, H. L. M., 1991. Kinematics of crystal growth in syntectonic fibrous veins. *Journal of Structural Geology* 13, 823-835.
- van der Molen, I. y Paterson, M. S., 1979. Experimental deformation of partially-melten granite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 70, 299-318.
- Vavra, G., 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106: 90-99.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R. y Compston, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122: 337-358
- Wasteneys, H. A., Clark, A. H., Farrar, E. y Langridge, R. J., 1995. Grenvillian granulite-facies metamorphism in the Arequipa Massif, Peru: a Laurentia-Gondwana link. *Earth and Planetary Science Letters* 132, 63-73.
- Wasteneys, H. A., McLelland, J. y Lumbers, S., 1999. Precise zircon geochronology in the Adirondack Lowlands and implications for revising plate-tectonic models for the Central Metasedimentary Belt and Adirondack Mountains, Grenville Province, Ontario and New York. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 967-984.
- Weber, B. y Kohler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville terrane in southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research* 96, 245-262.
- Whetherill, G. W., Davis, G. L. y Lee-Hu, C., 1968. Rb-Sr measurement on whole rocks and separated minerals from the Baltimore Gneiss, Maryland. *Geological Society of America Bulletin* 79, 757-762.
- White, R. W., Clarke, G. L. y Nelson, D. R., 1999. SHRIMP U-Pb zircon dating of Grenville-age events in the western part of the Musgrave Block, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 465-481.
- Wilson, J. T., 1949. The origin of continents and Precambrian history. *Transactions of the Royal Society of Canada* 43, 157-182.
- Wynne-Edwards, H. R., 1972. The Grenville Province. In: *Variations in tectonic styles in Canada* (edited by Price, R. A. y Douglas, R. J. W.). Special Paper 11. Geological Association of Canada, 263-334.
- Yañez, P., Ruíz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F. y Gehrels, G. E., 1991. Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for paleozoic North American tectonics. *Geological Society of America Bulletin* 103, 817-828.

Apéndice

A1. Técnicas analíticas de fechamiento por U-Pb, empleadas en la UCSC y sus modificaciones actuales en el LUGIS

La muestra colectada para fechamiento isotópico por U-Pb tiene que ser fresca y posiblemente de tamaño de grano medio a grueso. Las eventuales costras de alteración no influyen el fechamiento, en cuanto se separan cristales y exclusivamente los que son íntegros y limpios se seleccionan, pero sí afectaría el eventual análisis geoquímico.

Los zircones y, más en general, los minerales pesados a fechar por U-Pb se separaron por medio de las técnicas de separación estándar cuales molienda de la roca por medio de quebradora de quijada y molino de discos Bico[®] hasta un tamaño de grano de menos de 500 µm, concentración de minerales pesados con mesa vibradora Wifley[®], separación de los minerales magnéticos (y de los no - magnéticos en diferentes fracciones dependiendo de su susceptibilidad magnética) con un separador Isodinámico Frantz[®] y líquidos pesados como yoduro de metileno. Los zircones mejores a fechar se encuentran, estadísticamente, en la fracción diamagnética a 2.0 Amp en el Frantz (Krogh, 1982b). Esto es válido por el Frantz modelo LB1, en dotación en la UCSC, mientras que para el LUGIS y para el laboratorio de separaciones minerales del Instituto de Geología los separadores isodinámicos es dotación, más antiguos, permiten llegar hasta 1.7 Amp. De consecuencia, con este modelo se procuró alcanzar los 1.7 Amp para concentrar la fracción no magnética, y después se volvió a procesar dicha fracción variando gradadamente el ángulo lateral, bajo el cual se posiciona el imán, de +10° a +7°, +4°, +1.5°, 0° y finalmente -1°, pendiente por la cual el material está claramente más fraccionado y exclusivamente los zircones más limpios se encontrarán en la fracción no magnética. Posteriormente, los zircones a fechar se escogen bajo el microscopio binocular, se fotografian y posteriormente se pulen. La cantidad de zircones a escoger en cada población varía enormemente: en el caso de los laboratorios como UCSC, que tienen blancos analíticos muy bajos y un trazador $^{235}\text{U}/^{205}\text{Pb}$, es posible analizar un grano sencillo de zircón, o por lo menos poblaciones compuestas por muy pocos granos, con pesos totales de la muestra en el rango de 10-15 µg. Esto es posible porque, además que tener blancos analíticos totales de menos de 10 pg Pb común, el trazador $^{235}\text{U}/^{205}\text{Pb}$ empleado es sintético, producido artificialmente y no presente en la naturaleza (Parrish y Krogh, 1987). Este factor permite la medición de relaciones isotópicas, por medio de la espectrometría de masa, que son muy bajas, y con una precisión igualmente muy alta, midiendo contemporáneamente la concentración y la composición isotópica (Roddick et al., 1987).

En el LUGIS actualmente se cuenta con un trazador West Coast $^{235}\text{U}/^{208}\text{Pb}$, que no permite el fechamiento de cantidades tan pequeñas de material, además que los blancos analíticos están, todavía, en el rango de 10 - 50 pg, buenos pero no aceptables para el fechamiento de granos sencillos. Por lo tanto, para el fechamiento se requiere procesar, en este caso, una cantidad de material mayor, en el rango de los 100 - 500 µg para muestras precámbricas, cantidad que tiene que aumentar sensiblemente para muestras más jóvenes en las cuales el Pb radiogénico contenido es menor. Las poblaciones, 10 - 30 cristales en general, se escogen bajo el microscopio binocular, utilizando parámetros cuales tamaño, coloración, forma. Antes de la selección, se tamiza el material por medio de mallas desechables, con el objetivo de dividir el material según el tamaño.

Una vez seleccionadas las poblaciones a fechar y fotografiadas, se pulen en un aparato especial (abrader), con el fin de quitar la capa externa de los cristales (Krogh, 1982a) que es la parte que más sufre, en general, de pérdidas de Pb y da lugar a fenómenos de discordancia que complican la interpretación de los resultados. Cristales de pirita se emplean, adentro del abrader, como abrasivo. Después de correr los zircones en el abrader por varias horas, se procede a recuperar los cristales y lavarlos en HNO₃ tibio, para quitar residuos de pirita que pudieran causar problemas de blanco.

Con el mismo fin se descartan, al momento de seleccionar las poblaciones, los cristales que presentan inclusiones, fracturas, oxidación en las facetas, fenómenos estos que pueden favorecer la intrusión de Pb común en la red cristalina y contaminar entonces el análisis.

Una vez que se tiene la población de zircones lista y pulida, se procede a la pesada con una micro balanza de precisión, capaz de pesadas en el rango de 10 pg, lavada final y digestión en microcápsulas tipo Parrish (Parrish, 1987), en una mezcla de HF + HNO₃, por 5 días en horno a 220°. Estos procesos, así como la separación química posterior, se realizan en los laboratorios de química ultrapura del LUGIS.

Una vez digerida la muestra se procede a la separación en dos alícuotas, para la determinación de concentración (IC) y composición (ID) isotópica. En la alícuota ID, se añade el trazador ²³⁵U/²⁰⁸Pb, generalmente alrededor de 0.001 g.

Una vez homogeneizada la mezcla muestra - trazador se procede a la separación química de Pb y U, en micro columnas de teflón de 800 µl de volumen de reservorio, que contienen alrededor de 320 µl de resina aniónica BioRad AG1 X8 100-200 mesh en solución, siguiendo el método propuesto por Krogh (1973) y Mattinson (1987), con pequeñas modificaciones.

Las relaciones isotópicas se midieron en un espectrómetro de masa multi colector Finnigan® MAT 262 en el LUGIS. El espectrómetro está equipado con un sistema de conteo de iones SEM (secondary electron multiplier) utilizado para medir los picos de ²⁰⁴Pb, mientras que los otros picos fueron medidos por medio de los colectores Faraday con los cuales el espectrómetro está equipado. El error en las relaciones entre los conteos Faraday/SEM es, a lo largo de la medición de un magazín de muestras (13), de lo 0.01 %, lo que expresa que la ganancia del espectrómetro es estable y constante. El análisis repetido de los estándares NBS 981, NBS 983 y U500 se realizó continuamente, para mantener vigilados la precisión y para efectuar correcciones del fraccionamiento de masa para la determinación de las relaciones isotópicas (0.12±0.04% u.m.a. para las relaciones de Pb, y 0.12±0.05% u.m.a. para las relaciones de U). Los errores en la determinación de las relaciones U/Pb fueron de ± 0.5%, con base en el análisis de zircones estándares internos.

Los blancos de Pb común para los análisis de zircón tienen un promedio, actualmente, de 30 pg. Los errores para los análisis se calcularon usando el programa PbDat (Ludwig, 1991) y los diagramas de isócrona que se enseñaran posteriormente se realizaron usando el programa Isoplot (Ludwig, 1999). Se utilizaron relaciones iniciales de ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb medidas en feldespatos separados de las mismas muestras a fechar.

Para mejor entender las edades que se iban calculando, sea para las muestras procesadas en UCSC como para las procesadas al LUGIS, se realizó un análisis de catodoluminiscencia (CL), con el objetivo de estudiar la morfología interna de los zircones a fechar. La catodoluminiscencia es uno de los métodos mejores que se utilizan para este fin

(Hanchar y Miller, 1993; Vavra, 1990; Vavra et al., 1996), y usa la distribución de las tierras raras en la red cristalina del zircón, como Dy, Tb, Eu, Sm, Y, que emiten un espectro de CL una vez que han sido bombardeado por electrones. Los zircones seleccionados, alrededor de 10 por cada muestra, de diferente tamaño, forma y coloración, fueron montados en soportes de vidrio de una pulgada por medio de resina epóxica UV, y pulidos por medio de abrasivos y pasta de diamante, hasta alcanzar una superficie más o menos ecuatorial. Una vez preparadas, las montaduras fueron cubiertas con carbón y analizadas en la UCSC por medio de una microsonda ARL, con 15 kV y 30 nA de corriente en el as de electrones.

A2. Condiciones operativas de la microsonda utilizada para el análisis de elementos mayores en la muestra OC9810

La medición de los elementos mayores en la muestra OC9810, empleada en el párrafo 4.3.1.3 para estimar los valores de presión y temperatura, fue realizada en una microsonda Cameca SX 100, en los laboratorios del American Museum of Natural History en la ciudad de New York, y de propiedad del Lamont Doherty Earth Observatory de la Columbia University. Se emplearon un voltaje de 15 kV, una corriente de 10 nA, un tiempo de conteo variante entre los 20 y 60 s, con un diámetro del as de electrones de 15 μm . Se utilizaron minerales naturales y vidrios como referencia durante las mediciones para monitorear las mismas, y durante la procedimiento de calibración.

Los datos reportados en la tabla 4.1 han sido recalculados, por medio del paquete CMP (Berman, 1991), en los siguientes iones:

```

PLAG [-An-][-Ab-][-Or-]
PLAG .2495 .7337 .0168
OPX [xMg-][xFe-][xA12]      Fe3 used-calc: .00-.02
OPX .1347 .8616 .0037
GARN [-Gr-][-Py-][-Alm][-Sp-] Fe3+ used-calc: .00-.09
GARN .2075 .0247 .7406 .0272
CPX [MgM1][FeM1][AlM1][TiM1][CaM2][MgM2][FeM2][NaM2]-Fe3 cations = 00
CPX .1876 .7618 .0460 .0045 .8502 .0191 .0777 .0438
ILME [xMg-][xFe-][xTi-]
ILME .0282 .9678 .9408

```

Con estos valores, y por medio del paquete TWQ 2.02 que utiliza una base interna de datos termodinámicos, se han calculado simultáneamente los valores de T y P propuestos.

Las ecuaciones utilizadas por el paquete están reportadas en las páginas siguientes.

Plot.dat

Intersections discarded with slope differences less than 15 degrees
 Number of independent reactions = 4

Equilibrium

- 1: $\text{Alm} + \text{Hed} + \text{aQz} = 4 \text{Fsl} + \text{An}$
 2: $3 \text{aQz} + 2 \text{Gr} + \text{Alm} = 3 \text{An} + 3 \text{Hed}$
 3: $\text{Gr} + 2 \text{En} + \text{aQz} = 2 \text{Di} + \text{An}$
 4: $3 \text{aQz} + \text{Py} + 2 \text{Gr} = 3 \text{An} + 3 \text{Di}$
 5: $\text{En} + \text{Hed} = \text{Di} + \text{Fsl}$
 6: $\text{aQz} + 4 \text{Di} + \text{Alm} = \text{An} + 3 \text{Hed} + 4 \text{En}$
 7: $\text{Alm} + 3 \text{Di} = \text{Py} + 3 \text{Hed}$
 8: $\text{Alm} + 3 \text{En} = \text{Py} + 3 \text{Fsl}$
 9: $\text{aQz} + \text{Py} + \text{Di} = \text{An} + 4 \text{En}$
 10: $\text{Py} + 3 \text{Di} = \text{Gr} + 6 \text{En}$
 11: $3 \text{aQz} + 2 \text{Py} + \text{Gr} = 3 \text{An} + 6 \text{En}$
 12: $3 \text{Hed} + 4 \text{Py} + 3 \text{aQz} = 12 \text{En} + 3 \text{An} + \text{Alm}$
 13: $\text{aQz} + \text{Py} + \text{Hed} = \text{An} + \text{Fsl} + 3 \text{En}$
 PT INTERSECTION: 1 7 6069.71 728.76
 PT INTERSECTION: 1 8 6131.35 732.65
 PT INTERSECTION: 1 9 6161.46 734.55
 PT INTERSECTION: 1 12 6131.17 732.64
 PT INTERSECTION: 2 4 7728.09 735.03
 PT INTERSECTION: 2 5 7306.12 712.68
 PT INTERSECTION: 2 7 7728.13 735.03
 PT INTERSECTION: 2 8 7870.36 742.52
 PT INTERSECTION: 2 9 6623.38 676.27
 PT INTERSECTION: 3 5 7832.91 711.33
 PT INTERSECTION: 3 7 8109.62 736.46
 PT INTERSECTION: 3 8 8196.73 744.37
 PT INTERSECTION: 3 10 7013.87 627.78
 PT INTERSECTION: 4 5 7573.70 711.99
 PT INTERSECTION: 4 7 7728.10 735.03
 PT INTERSECTION: 4 8 7774.79 741.98
 PT INTERSECTION: 4 9 7013.86 627.78
 PT INTERSECTION: 4 10 7013.84 627.78
 PT INTERSECTION: 5 9 6313.43 715.33
 PT INTERSECTION: 6 7 6202.83 729.26
 PT INTERSECTION: 6 8 6314.14 733.69
 PT INTERSECTION: 6 9 6203.05 729.27
 PT INTERSECTION: 7 9 6203.11 729.26
 PT INTERSECTION: 8 9 6174.38 732.89
 PT INTERSECTION: 8 13 6130.98 732.65
 PT INTERSECTION: 9 10 7013.88 627.78
 PT INTERSECTION: 10 11 7013.86 627.78

Tot	Ints	# Used	Yavg	Ydev	Xavg	Xdev
27	27	7396.78	852.30	721.30	42.75	

INTERSECTIONS OUTSIDE DIAGRAM LIMITS = 40
 # INTERSECTIONS DISCARDED DUE TO PARALLELISM = 0

Reaction	Intersection use	dS	dV	dSdV/RlnK"
1	4	-27.4	-2.67	2.6468
2	5	-152.9	-7.19	8.3675
3	4	-55.7	-2.22	1.0770
4	6	-123.3	-6.85	3.3636
5	4	3.5	0.02	0.0022
6	3	-41.5	-2.76	0.7260
7	6	-29.6	-0.34	0.0640
8	7	-19.1	-0.27	0.0335
9	8	-11.8	-2.42	0.1543
10	4	43.9	-0.21	0.0327
11	1	-79.4	-7.06	1.5635
12	1	-5.9	-6.93	0.0656
13	1	-8.3	-2.40	0.1257

Refining average by discarding intersections outside of 1.5 sigma

Tot Ints #	Used	Yavg	Ydev	Xavg	Xdev
27	21	7426.54	917.22	727.22	14.92

Eqm # Ycalc at Xavg Xcalc at Yavg

1	6030.88	813.69
---	---------	--------

Outlier: Eqm # 1: $Alm + Hed + aQz = 4 Fsl + An$

2	7580.05	719.07
---	---------	--------

3	0.00	719.07
---	------	--------

4	7674.31	689.95
---	---------	--------

5	1689.27	712.37
---	---------	--------

6	6150.32	776.93
---	---------	--------

7	5655.86	733.89
---	---------	--------

8	5172.47	740.01
---	---------	--------

9	6219.31	574.75
---	---------	--------

10	-18524.43	626.18
----	-----------	--------

Outlier: Eqm # 10: $Py + 3 Di = Gr + 6 En$

11	8535.07	632.77
----	---------	--------

12	6202.84	632.77
----	---------	--------

13	6204.05	636.36
----	---------	--------

Results based on independent set of reactions

Tot Ints #	Used	Yavg	Ydev	Xavg	Xdev
27	17	7703.26	971.90	735.03	11.59

Eqm # Ycalc at Xavg Xcalc at Yavg

1	6149.48	830.75
---	---------	--------

Outlier: Eqm # 1: $\text{Alm} + \text{Hed} + \text{aQz} = 4 \text{ Fsl} + \text{An}$

2 7728.11 733.71

3 8093.84 699.56

4 7728.09 731.33

5 -1502.37 711.66

Outlier: Eqm # 5: $\text{En} + \text{Hed} = \text{Di} + \text{Fsl}$

6 6113.71 926.13

Outlier: Eqm # 6: $\text{aQz} + 4 \text{ Di} + \text{Alm} = \text{An} + 3 \text{ Hed} + 4 \text{ En}$

7 7727.82 734.94

8 6548.26 741.58

9 6157.71 536.99

Outlier: Eqm # 9: $\text{aQz} + \text{Py} + \text{Di} = \text{An} + 4 \text{ En}$

10 -20530.80 625.10

Outlier: Eqm # 10: $\text{Py} + 3 \text{ Di} = \text{Gr} + 6 \text{ En}$

11 8626.76 656.34

12 6080.30 658.66

Outlier: Eqm # 12: $3 \text{ Hed} + 4 \text{ Py} + 3 \text{ aQz} = 12 \text{ En} + 3 \text{ An} + \text{Alm}$

13 6106.15 581.81

Outlier: Eqm # 13: $\text{aQz} + \text{Py} + \text{Hed} = \text{An} + \text{Fsl} + 3 \text{ En}$

Results based on independent set of reactions

Tot Ints # Used Yavg Ydev Xavg Xdev

27 7 7731.35 233.27 735.16 5.18

Results based on independent set of reactions

Reaction	Intersection	use	dS	dV	dSdV/RlnK"
1	0	-27.4	-2.67		2.6468
2	3	-152.9	-7.19		8.3675
3	2	-55.7	-2.22		1.0770
4	3	-123.3	-6.85		3.3636
5	0	3.5	0.02		0.0022
6	0	-41.5	-2.76		0.7260
7	3	-29.6	-0.34		0.0640
8	3	-19.1	-0.27		0.0335
9	0	-11.8	-2.42		0.1543
10	0	43.9	-0.21		0.0327
11	0	-79.4	-7.06		1.5635
12	0	-5.9	-6.93		0.0656
13	0	-8.3	-2.40		0.1257

Equilibria more than 1.5 sigma outside average P-T

1: $\text{Alm} + \text{Hed} + \text{aQz} = 4 \text{ Fsl} + \text{An}$

5: $\text{En} + \text{Hed} = \text{Di} + \text{Fsl}$

6: $\text{aQz} + 4 \text{ Di} + \text{Alm} = \text{An} + 3 \text{ Hed} + 4 \text{ En}$

9: $\text{aQz} + \text{Py} + \text{Di} = \text{An} + 4 \text{ En}$

10: $\text{Py} + 3 \text{ Di} = \text{Gr} + 6 \text{ En}$

11: 3 aQz + 2 Py + Gr = 3 An + 6 En
 12: 3 Hed + 4 Py + 3 aQz = 12 En + 3 An + Alm
 13: aQz + Py + Hed = An + Fsl + 3 En
 -----Exclusion Analysis-----

Tot Ints	# Used	Yavg	Ydev	Xavg	Xdev	
27	8	7018.05	428.56	628.43	51.73	excluding Alm
27	8	7089.30	565.89	639.29	62.26	excluding Hed
27	0	0.00	0.00	0.00	0.00	excluding aQz
27	13	7510.41	767.05	719.85	59.17	excluding Fsl
27	0	0.00	0.00	0.00	0.00	excluding An
27	11	6152.63	78.83	732.95	5.82	excluding Gr

** Results give less than 1/2 standard deviations including all phases **

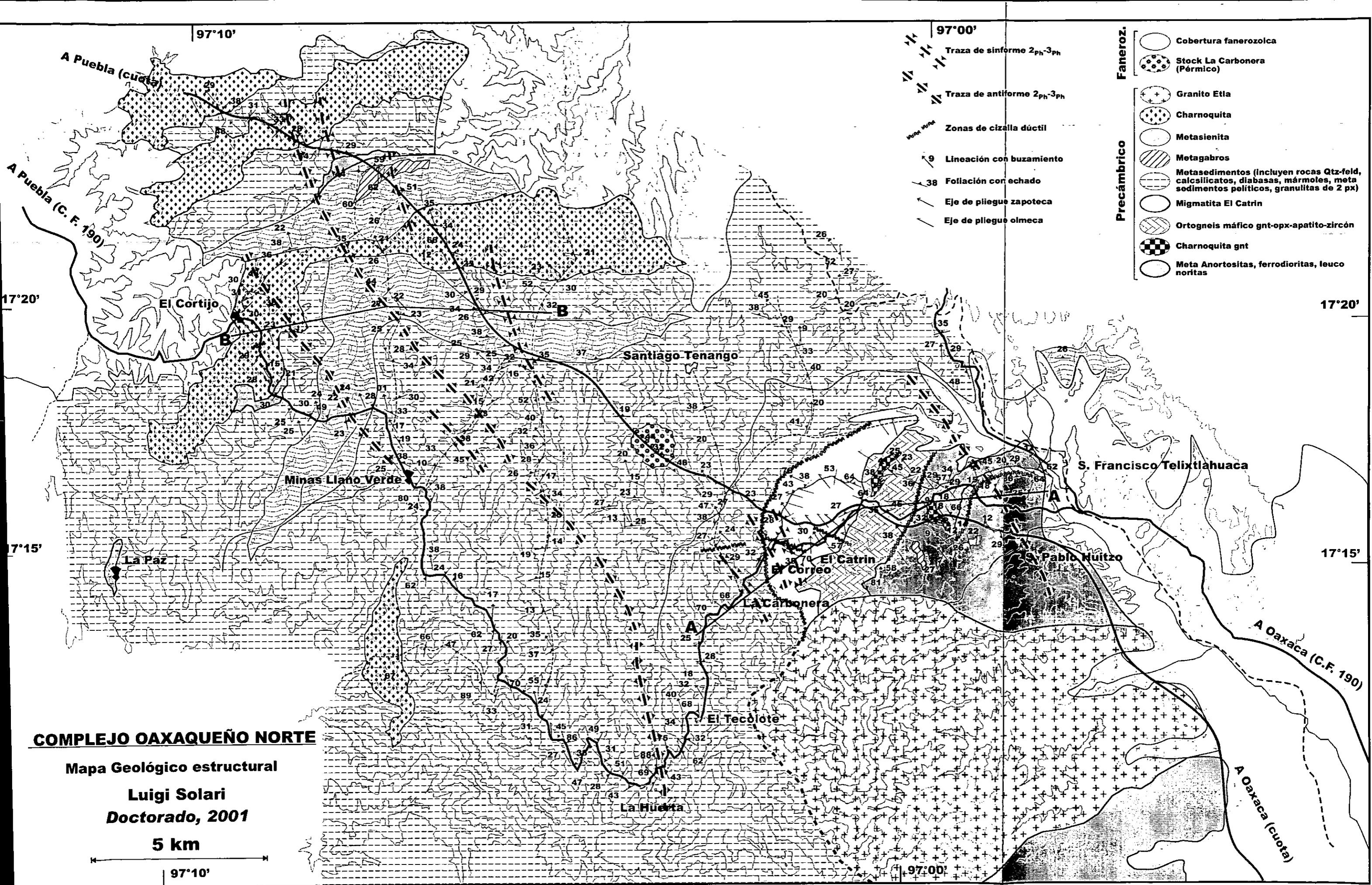
A3. Raw data para los análisis isotópicos de U-Pb reportados en Tabla

3.1

Se reportan, en la tabla que sigue, los datos lineares (raw data) medidos en el espectrómetro de masa VG 354 WARP para las muestras analizadas en la porción Norte del Complejo Oaxaqueño. El formato es el requerido por el programa PbDat (Ludwig, 1993) para la reducción de los datos y el cálculo de las edades.

Raw Zircon Data File Template

Sample Name	Sample Wt (g)	Tot. Al (g)	Pb-Uneq'd Al (g)	Pb-Spid Al (g)	Pb Spike (g)	U Spike (g)	Th Spike (g)	206/204 %err	206/205 %err	206/207 %err	Unspiked 206/207 %err	238/235 %err	Unspiked 206/208 %err	232/230 %err	Spiked 206/207 %err	Spiked 206/207 Pb Blank %err	Spiked 206/208 U Blank %err	Spiked 238/235 %err	Pb Blank (Ng)	U Blank (Ng)
208-235 ->																				
Sample Name	16.972	0.01	15.503	0.05	36.514	0.01	0.9	385.1	1.4	9.23434	0.024	0.95597	0.2	7.4785	0.012	0.1033	0.8000	0.02	0.10	
Sample Wt (g)	0.001291	0.796	0.6092	0.1868	0.001	0.001	0													
205-235 ->																				
Sample Name	17.338	0.01	15.501	0.05	36.778	0.01	0.9	173.1	0.32	6.3632	0.2	3.2066	0.12	5.0457	0.34	0.0722	0.0940	0.03	0.02	
Sample Wt (g)	0.0001	0.5558	0.364	0.1918	0.00045	0.000645	0													
L*WC208																				
"208" "235" "PU"																				
"NIT"																				
6598, CK, ab, sphaene																				
66038, md, multilac, S8																				
66038, prsm, S1B																				
66038, bk, 48, CX																				
6898, prsm, sticky, free falling																				
6898, prsm, sticky bunch																				
L*GSC205R2																				
"205" "235" "TU"																				
"NIT"																				
6698, 1, cl, abr																				
6698, 4, cl, abr																				
6698, 4b, cl, abr																				
2a, Sphaene, 6598, abr																				
6598, Base, abr																				
6598, Dom, abr																				
6598, Mod, abr																				
65A98, 3, md, abr, cl																				
65A98, 4, eg, abr, cl																				
66A98, 1, elong																				
66998, 1a, abr, sng																				
66998, 1b, abr, sng																				
66998, 2a, abr, sng																				
66998, 2b, abr, sng																				
66998, W29, sng, S8																				
66998, 1a, abr, sng																				
66098, 2a, abr, sng																				
66098, 2b, abr, sng																				
"NIT"																				
67A98, 5, lng, frag, crk, abr																				
67A98, 6, cl, prm																				
67A98, 7, md, cr, abr																				
67A98, 8, eg, abr, cl																				
67A98, 1, md, resorbed, 5pm, very																				
67A98, 3, sng, prm, frag, prm																				
67A98, 4, prm, prm, crks																				
67B98, W17																				
67B98, W15																				
67B98, W15																				
67B98, W2																				
67B98, W27																				
67B98, W32																				
67B98, W2, abr, 98																				
67B98, W17, abr, 6, 98																				
67B98, W25, abr, 6, 98																				
67B98, 7a, Cl, tp, abr																				
67B98, 8, Cl, abr																				
67C98, W15, 6, 98																				



- 97°00'
- Traza de sinforme 2_{ph}-3_{ph}
- Traza de antiforme 2_{ph}-3_{ph}
- Zonas de cizalla dúctil
- 9 Lineación con buzamiento
- 38 Foliación con echado
- Eje de pliegue zapoteca
- Eje de pliegue olmeca

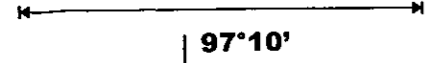
- Faneroz.**
- Cobertura fanerozoica
 - Stock La Carbonera (Pérmico)
- Precámbrico**
- Granito Etla
 - Charnoquita
 - Metasienita
 - Metagabros
 - Metasedimentos (incluyen rocas Qtz-feld, calcilicatos, diabasas, mármoles, meta sedimentos pelíticos, granulitas de 2 px)
 - Migmatita El Catrín
 - Ortogneis máfico gnt-opx-apatito-zircón
 - Charnoquita gnt
 - Meta Anortositas, ferrodioritas, leuconoritas

COMPLEJO OAXAQUEÑO NORTE

Mapa Geológico estructural

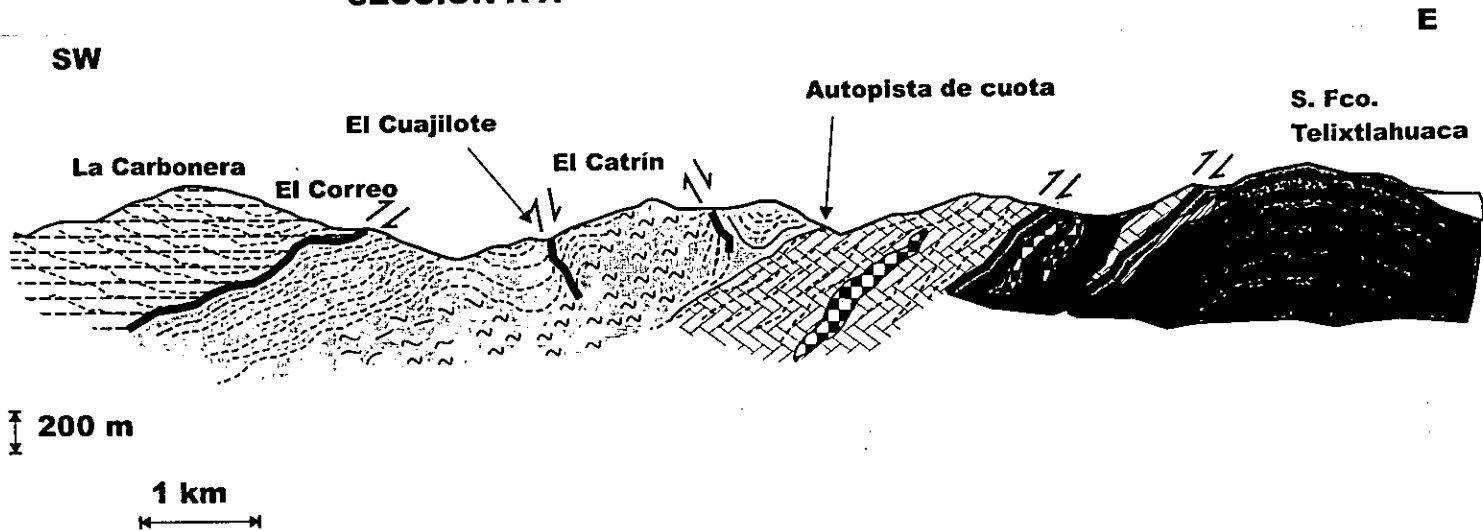
Luigi Solari
Doctorado, 2001

5 km



SECCIONES REPORTADAS EN EL MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL
(patrones de relleno como de leyenda en el mapa)

SECCIÓN A-A



SECCIÓN B-B

