

03095

1
Luj



Universidad Nacional Autónoma de México

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
Posgrado en Ciencias de la Tierra

EDAD, CINEMATICA E IMPLICACIONES
TECTONICAS DE LOS EVENTOS DE DEFOR-
MACION DE LA ZONA DE CIZALLA DE OAXACA
MEXICO.

T E S I S

que para obtener el grado de
DOCTORA EN CIENCIAS (GEOLOGIA)

presenta

SUSANA ALICIA ALANIZ ALVAREZ

1996

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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 está 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.

RESUMEN

En esta tesis se propone que las fallas mayores pueden constituirse en zonas de debilidad cortical susceptibles de tener actividad recurrente bajo diversos sistemas de esfuerzo. Esta propuesta se basa en el estudio de una de las fallas más grandes del sur de México y en el análisis tridimensional de la reactivación de planos de debilidad preexistentes usando una generalización del criterio de Coulomb-Navier.

La zona de cizalla de Oaxaca (ZCO) ubicada en el sur de México, constituye el límite tectónico entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco. Está compuesta por el complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ), la falla de Oaxaca, ambas con orientación NNW-SSE y la falla de Donají con orientación WNW-ESE.

El Complejo Oaxaqueño, del Proterozoico Medio, es el basamento del terreno Zapoteco, y constituye el protolito de las milonitas básica, granítica, pelítica y calcárea que se encuentran en la margen occidental del CMSJ. Se estableció un origen distinto y probablemente más joven para los protolitos de las milonitas básicas y ultrabásicas que se encuentran en el núcleo del CMSJ, presumiéndose que provienen de rocas del basamento del terreno Cuicateco. Asimismo, se documentó la presencia de cuerpos graníticos emplazados sintectónicamente y cuerpos básicos emplazados post o sintectónicamente.

Las relaciones estratigráficas, fechamientos isotópicos y el estudio de las meso y microestructuras indican que la zona de cizalla de Oaxaca fue originada por un evento compresivo ocurrido antes del Jurásico Medio. Durante el Jurásico Medio, la ZCO actuó como falla de desplazamiento lateral; entre el Jurásico Medio y el Valanginiano (Cretácico Temprano) como falla de tipo normal, y en el Cenozoico nuevamente se reactivó como falla de tipo normal.

Las fallas de Oaxaca y Donají son contemporáneas con una tectónica extensional cenozoica, forman los límites occidental y meridional del CMSJ, respectivamente, y ponen en contacto las rocas miloníticas del CMSJ con rocas precámbricas granulíticas del Complejo Oaxaqueño. La falla de Oaxaca está compuesta por más de cincuenta fallas con rumbo NNW-SSE e inclinaciones variables hacia el poniente, su movimiento fue principalmente de tipo normal. El contacto entre el Complejo Oaxaqueño y el CMSJ está formado por una falla inclinada 35° hacia el poniente, paralela a la foliación milonítica local. La falla de Donají está compuesta por fallas con orientación WNW-ESE, con movimiento preponderante de tipo normal. La falla principal tiene una inclinación de 25° hacia el sur, también es paralela a la foliación local. Las fallas de Oaxaca y Donají representan la última etapa de deformación de la zona de cizalla de Oaxaca; se formaron al reactivarse el contacto entre el CMSJ y el terreno Zapoteco en un régimen extensional debido probablemente a un ajuste cinemático intraplaca.

Se fechó el segundo de los eventos de milonitización por tres métodos isotópicos distintos, U-Pb para zircones y monazitas de un granito sintectónico, y ^{40}Ar - ^{39}Ar y K-Ar en una muscovita sincinemática. Las tres edades obtenidas corresponden al Jurásico Medio (ca. 172 Ma). La evolución del CMSJ se determinó a través de la diferenciación de las estructuras formadas en los eventos de deformación D1, D2, D3 y D4. El evento D2 deformó las milonitas a temperaturas superiores a los 450°C , reactivando la zona de cizalla con un movimiento lateral durante el desplazamiento jurásico del bloque de Yucatán hacia el sureste.

Se determinó las condiciones bajo las cuales ocurre la reactivación utilizando un criterio general de fallamiento. Dado que se conoce la orientación de los planos de debilidad y varios paleotensores de esfuerzo calculados para el régimen extensional cenozoico en la falla de Oaxaca, se calcularon las redes estereográficas con los dominios de reactivación-ruptura específicos para los parámetros del material esperados en la corteza superior. Se concluyó que ángulos menores que 20° en la inclinación del plano de debilidad principal, provocaron que en algunas zonas del sector norte ocurriera ruptura en lugar de reactivación.

ABSTRACT

In this thesis it is proposed that the major faults could constitute a cortical zones of weakness. For that reason these faults remain active under different stress systems. This proposal is based on (1) the study of one of the largest faults in southern Mexico and, (2) the three-dimensional analysis of reactivation of preexisting planes of weakness using a generalization of the Coulomb-Navier criterion.

The Oaxaca shear zone (OSZ), located in southern Mexico, constitutes the boundary between the Zapoteco and Cuicateco terranes. It is composed of the Sierra de Juárez mylonitic complex (SJMC), the Oaxaca fault, both with NNW-SSE trend, and the WNW-ESE Donaji fault.

The Oaxacan Complex (Middle Proterozoic in age), basement of the Zapoteco terrane, is the protolith of the basic, granitic, pelitic and calcareous mylonites located in the western edge of the SJMC. The basic and ultrabasic mylonites located in the core of the SJMC have different and probably younger protolith, presumably belonging to the uicateco terrane basement. Also, there are syntectonic granitic bodies and post or syntectonic basic intrusive bodies.

The stratigraphic relationships, isotopic dates and meso and micro-structures show that the OSZ originated with a pre-Middle Jurassic compressional event. During Middle Jurassic the OSZ acted as strike-slip fault; between the Middle Jurassic and the Valanginian (Early Cretaceous) it acted as normal fault, and it was reactivated again as normal fault in the Cenozoic.

The Oaxaca and Donaji faults developed contemporaneously in an Cenozoic extensional tectonic event. They bounded the SJMC at west and south respectively, and both are the contact between the Precambrian granulites belonging to the Oaxacan Complex, and the mylonites. The Oaxaca fault is composed by more than fifty NNW-SSE faults with variable dips toward the west with mostly normal-slip. The main one is parallel to the local mylonitic foliation and dips 35° west, its displacement forms the contact between the SJMC and the Oaxacan Complex. The WNW-ESE Donaji fault is composed of structures with movements mainly normal-slip. The major fault dips 25° south, also parallel to the local mylonitic foliation. The Oaxaca and Donaji faults record the last deformation event along the Oaxaca shear zone. Both faults were formed when the contact between the Zapoteco terrane and the SJMC acted as a major plane of weakness during an intraplate kinematic adjustment.

The second mylonitic deformation event was dated by three different isotopic methods: U-Pb on igneous zircon and monazite in a syntectonic granite, and ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar on synkinematic muscovite. The three dates correspond to Middle Jurassic (ca.

172 Ma). The kinematics of the SJMC was determined separating the structures developed during the D1, D2, D3 and D4 deformation events. D2 event took place near 450°C, deforming mylonitic rocks and reactivating the shear zone as strike-slip fault during the Jurassic southeast displacement of the Yucatan block.

Taking advantage of some of the stress paleotensors calculated for the Cenozoic extensional regime, and the orientations of planes of weakness, stereograms were calculated with reactivation-rupture domains, employing material parameters expected in the upper crust. It is concluded that rupture in the northern sector of the mylonite belt occurred when the dip of the main plane of weakness was $<20^\circ$.

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO I. STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SIERRA DE JUAREZ MYLONITIC COMPLEX, STATE OF OAXACA, MEXICO

ABSTRACT

RESUMEN

INTRODUCTION

REGIONAL GEOLOGIC SETTING

Zapoteco terrane

Cuicateco terrane

LITHOLOGY

GROUP 1. Ultramafic rocks (hornblende)

GROUP 2. Amphibolite

GROUP 3. Granitic rocks

GROUP 4. Calcareous-pelitic rocks

METAMORPHISM

STRUCTURE

DISCUSSION

CONCLUSIONS

ACKNOWLEDGMENTS

BIBLIOGRAPHICAL REFERENCES

CAPÍTULO II. ESTRUCTURA INTERNA DE LA FALLA DE OAXACA (MÉXICO) E INFLUENCIA DE LAS ANISOTROPIAS LITOLÓGICAS DURANTE SU ACTIVIDAD CENOZOICA

RESUMEN

ABSTRACT

INTRODUCCIÓN

DESCRIPCIÓN DE LA MEGAESTRUCTURA

ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL

La Falla de Oaxaca

La Falla de Donaji

Estructuras Precenozoicas

RELACIÓN ENTRE EL FALLAMIENTO CENOZOICO Y LOS PLANOS DE
DEBILIDAD PREEXISTENTES

Principios teóricos del deslizamiento sobre planos de debilidad

Aplicación al caso de estudio

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

AGRADECIMIENTOS

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

**CAPÍTULO III. RADIOMETRIC AND KINEMATIC EVIDENCE FOR MIDDLE
JURASSIC STRIKE-SLIP FAULTING IN SOUTHERN MEXICO RELATED
TO THE OPENING OF THE GULF OF MEXICO**

ABSTRACT
INTRODUCTION
THE SIERRA DE JUÁREZ MYLONITIC COMPLEX
 Geologic Setting
 Structural Setting
 Kinematics
GEOCHRONOLOGY
 San Felipe Granite
 Granitic Strips
DISCUSSION AND CONCLUSIONS
ACKNOWLEDGMENTS
REFERENCES CITED

**CAPÍTULO IV: REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS DOMINIOS DE
RUPTURA Y DESLIZAMIENTO: APLICACIÓN A LA FALLA DE OAXACA,
MÉXICO**

RESUMEN
ABSTRACT
INTRODUCCIÓN
GRÁFICAS RUPTURA-DESLIZAMIENTO
 Fundamentos teóricos del fallamiento frágil
 Elaboración de las gráficas ruptura-deslizamiento
 Efecto de diversos parámetros en el límite ruptura-deslizamiento
 Profundidad
 Fricción
 Cohesión
 Presión de fluidos
 Razón de esfuerzos
CASO DE ESTUDIO: LA FALLA DE OAXACA
 Marco geológico
 Determinación de la orientación de los esfuerzos principales
CONCLUSIONES
AGRADECIMIENTOS
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

CONCLUSIONES GENERALES

RESUMEN

En esta tesis se propone que las fallas mayores pueden constituirse en zonas de debilidad cortical susceptibles de tener actividad recurrente bajo diversos sistemas de esfuerzo. Esta propuesta se basa en el estudio de una de las fallas mas grandes del sur de México y en el análisis tridimensional de la reactivación de planos de debilidad preexistentes usando una generalización del criterio de Coulomb-Navier.

La zona de cizalla de Oaxaca (ZCO) ubicada en el sur de México, constituye el límite tectónico entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco. Está compuesta por el complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ), la falla de Oaxaca, ambas con orientación NNW-SSE y la falla de Donaji con orientación WNW-ESE.

El Complejo Oaxaqueño, del Proterozoico Medio, es el basamento del terreno Zapoteco, y constituye el protolito de las milonitas básica, granítica, pelítica y calcárea que se encuentran en la margen occidental del CMSJ. Se estableció un origen distinto y probablemente más joven para los protolitos de las milonitas básicas y ultrabásicas que se encuentran en el núcleo del CMSJ, presumiéndose que provienen de rocas del basamento del terreno Cuicateco. Asimismo, se documentó la presencia de cuerpos graníticos emplazados sintectónicamente y cuerpos básicos emplazados post o sintectónicamente.

Las relaciones estratigráficas, fechamientos isotópicos y el estudio de las meso y microestructuras indican que la zona de cizalla de Oaxaca fue originada por un evento compresivo ocurrido antes del Jurásico Medio. Durante el Jurásico Medio, la ZCO actuó como falla de desplazamiento lateral; entre el Jurásico Medio y el Valanginiano (Cretácico Temprano) como falla de tipo normal, y en el Cenozoico nuevamente se reactivó como falla de tipo normal.

Las fallas de Oaxaca y Donaji son contemporáneas con una tectónica extensional cenozoica, forman los límites occidental y meridional del CMSJ, respectivamente, y ponen en contacto las rocas miloníticas del CMSJ con rocas precámbricas granulíticas del Complejo Oaxaqueño. La falla de Oaxaca está compuesta por más de cincuenta fallas con rumbo NNW-SSE e inclinaciones variables hacia el poniente, su movimiento fue principalmente de tipo normal. El contacto entre el Complejo Oaxaqueño y el CMSJ está formado por una falla inclinada 35° hacia el poniente, paralela a la foliación milonítica local. La falla de Donaji está compuesta por fallas con orientación WNW-ESE, con movimiento preponderante de tipo normal. La falla principal tiene una inclinación de 25° hacia el sur, también es paralela a la foliación local. Las fallas de Oaxaca y Donaji representan la última etapa de deformación de la zona de cizalla de Oaxaca; se formaron al reactivarse el contacto entre el CMSJ y el terreno Zapoteco en un régimen extensional debido probablemente a un ajuste cinemático intraplaca.

Se fechó el segundo de los eventos de milonitización por tres métodos isotópicos distintos, U-Pb para zircones y monazitas de un granito sintectónico, y ^{40}Ar - ^{39}Ar y K-Ar en una muscovita sincinemática. Las tres edades obtenidas corresponden al Jurásico Medio (ca. 172 Ma). La evolución del CMSJ se determinó a través de la diferenciación de las estructuras formadas en los eventos de deformación D1, D2, D3 y D4. El evento D2 deformó las milonitas a temperaturas superiores a los 450°C , reactivando la zona de cizalla con un movimiento lateral durante el desplazamiento jurásico del bloque de Yucatán hacia el sureste.

Se determinó las condiciones bajo las cuales ocurre la reactivación utilizando un criterio general de fallamiento. Dado que se conoce la orientación de los planos de debilidad y varios paleotensores de esfuerzo calculados para el régimen extensional cenozoico en la falla de Oaxaca, se calcularon las redes estereográficas con los dominios de reactivación-ruptura específicos para los parámetros del material esperados en la corteza superior. Se concluyó que ángulos menores que 20° en la inclinación del plano de debilidad principal, provocaron que en algunas zonas del sector norte ocurriera ruptura en lugar de reactivación.

ABSTRACT

In this thesis it is proposed that the major faults could constitute a cortical zones of weakness. For that reason these faults remain active under different stress systems. This proposal is based on (1) the study of one of the largest faults in southern Mexico and, (2) the three-dimensional analysis of reactivation of preexisting planes of weakness using a generalization of the Coulomb-Navier criterion.

The Oaxaca shear zone (OSZ), located in southern Mexico, constitutes the boundary between the Zapoteco and Cuicateco terranes. It is composed of the Sierra de Juárez mylonitic complex (SJMC), the Oaxaca fault, both with NNW-SSE trend, and the WNW-ESE Donaji fault.

The Oaxacan Complex (Middle Proterozoic in age), basement of the Zapoteco terrane, is the protolith of the basic, granitic, pelitic and calcareous mylonites located in the western edge of the SJMC. The basic and ultrabasic mylonites located in the core of the SJMC have different and probably younger protolith, presumably belonging to the Cuicateco terrane basement. Also, there are syntectonic granitic bodies and post or syntectonic basic intrusive bodies.

The stratigraphic relationships, isotopic dates and meso and micro-structures show that the OSZ originated with a pre-Middle Jurassic compressional event. During Middle Jurassic the OSZ acted as strike-slip fault; between the Middle Jurassic and the Valanginian (Early Cretaceous) it acted as normal fault, and it was reactivated again as normal fault in the Cenozoic.

The Oaxaca and Donaji faults developed contemporaneously in an Cenozoic extensional tectonic event. They bounded the SJMC at west and south respectively, and both are the contact between the Precambrian granulites belonging to the Oaxacan Complex, and the mylonites. The Oaxaca fault is composed by more than fifty NNW-SSE faults with variable dips toward the west with mostly normal-slip. The main one is parallel to the local mylonitic foliation and dips 35° west, its displacement forms the contact between the SJMC and the Oaxacan Complex. The WNW-ESE Donaji fault is composed of structures with movements mainly normal-slip. The major fault dips 25° south, also parallel to the local mylonitic foliation. The Oaxaca and Donaji faults record the last deformation event along the Oaxaca shear zone. Both faults were formed when the contact between the Zapoteco terrane and the SJMC acted as a major plane of weakness during an intraplate kinematic adjustment.

The second mylonitic deformation event was dated by three different isotopic methods: U-Pb on igneous zircon and monazite in a syntectonic granite, and ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar on synkinematic muscovite. The three dates correspond to Middle Jurassic (ca.

172 Ma). The kinematics of the SJMC was determined separating the structures developed during the D1, D2, D3 and D4 deformation events. D2 event took place near 450°C, deforming mylonitic rocks and reactivating the shear zone as strike-slip fault during the Jurassic southeast displacement of the Yucatan block.

Taking advantage of some of the stress paleotensors calculated for the Cenozoic extensional regime, and the orientations of planes of weakness, stereograms were calculated with reactivation-rupture domains, employing material parameters expected in the upper crust. It is concluded that rupture in the northern sector of the mylonite belt occurred when the dip of the main plane of weakness was $<20^\circ$.

INTRODUCCIÓN

Las condiciones de la reactivación de planos preexistentes de debilidad ha sido ampliamente documentada tanto en casos naturales (e.g. Ring 1994, Destro et al. 1994, Hetzel et al. 1994), como con modelados matemáticos (Bott 1959, Sibson 1985, Huyghe y Mugnier, 1992, Ranalli y Yin, 1990, Yin y Ranalli, 1992), y estudios experimentales (Donath 1961, Byerlee 1978). Se conoce que algunos planos de debilidad ofrecen la posibilidad mecánica mas viable para liberar la deformación si éstos se encuentran orientados adecuadamente con respecto al sistema de esfuerzos.

Los planos de debilidad pueden ser contactos litológicos, fallas, fracturas, estratificación, foliación etc. Un bloque cortical sometido a un sistema de esfuerzos será deformado, en gran parte, produciendo deslizamiento sobre dichos planos, reactivando así viejas estructuras. La influencia de la reactivación en la tectónica de una región depende fundamentalmente de la cantidad de esfuerzo que se pueda liberar a lo largo de los planos de debilidad preexistentes.

En la Sierra de Juárez, en el sur de México, se localiza la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO). Está compuesta de un cinturón milonítico, nombrado aquí como el Complejo milonítico Sierra de Juárez (CMSJ) y zonas de deformación frágil conocidas como la falla de Oaxaca (FO) (Ortega-Gutiérrez, 1983, Centeno-García, 1988) y la falla de Donají (Nieto-Samaniego et al., 1995). La ZCO constituye el límite entre los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco cuyos basamentos corresponden, respectivamente, a una corteza continental con metamorfismo granulítico grenvilleano (Bloomfield y Ortega-Gutierrez 1975) y a corteza con afinidad oceánica de edad paleozoica (Carfantan 1986, Ortega-Gutiérrez et al. 1990). La zona de cizalla de Oaxaca es un laboratorio natural para el estudio de la reactivación como proceso mecánico de la deformación y de sus implicaciones en la tectónica del sur de México.

En esta tesis se presenta el estudio de una zona de cizalla cortical que ha sido reactivada en numerosas ocasiones. Además de documentar la reactivación con base en el trabajo en el campo, se hace el análisis teórico para probar la viabilidad mecánica del deslizamiento sobre planos preexistentes y se ejemplifica la relevancia de la reactivación de la ZCO durante un evento tectónico en particular. La tesis está compuesta de cuatro capítulos en formato de artículos, los cuales muestran el avance progresivo del proyecto

doctoral: **Capítulo I: *Structural evolution of the Sierra de Juarez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico*** (Alaniz-Alvarez et al., 1994), **Capítulo II: *Estructura interna de la Falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica*** (Nieto-Samaniego et al., 1995), **Capítulo III: *Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico*** (Alaniz-Alvarez et al., en prensa) y el **Capítulo IV, Representación estereográfica de los dominios de ruptura y deslizamiento y su aplicación en la zona de cizalla de Oaxaca** (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, en arbitraje).

El **Capítulo I** describe detalladamente las características litológicas de las rocas miloníticas que se encuentran en el sector meridional del CMSJ. Con base en el trabajo de campo, el estudio petrográfico y el análisis isotópico de tres milonitas del sector sur del cinturón milonítico, se estableció que las milonitas se formaron en una zona de cizalla intensa a temperaturas mayores que 450 °C, en el límite de las facies esquistos-verde y anfibolita. Las rocas forman un complejo heterogéneo de milonitas pertenecientes a cinco grupos mineralógicos distintos. Se presentan evidencias que indican que gneises del Complejo Oaxaqueño constituyen el protolito de algunas milonitas; además, se muestra que rocas intrusivas básicas se milonitizaron pre y sintectónicamente. Se presume que algunas de las milonitas pudieron pertenecer al basamento del terreno Cuicateco; sin embargo, no se tienen evidencias directas que lo sustenten.

Las evidencias de campo (Alaniz-Alvarez, 1994) sugieren que el cinturón milonítico se formó antes del Jurásico Medio como falla de cabalgadura uniendo los basamentos de los terrenos Zapoteco y Cuicateco. Dado que la ZCO es una estructura poliorogénica, las estructuras y las características primarias de las rocas involucradas en el cabalgamiento están oscurecidas por las deformaciones posteriores. Un aspecto importante que no se pudo resolver fue determinar si los basamentos del terreno Cuicateco y del terreno Zapoteco son iguales, lo que implicaría que ambos constituyen un solo terreno. Por una parte, no se ha establecido satisfactoriamente las características del basamento del terreno Cuicateco (Barboza, 1995), y por otra, los datos que se presentan en este capítulo no son suficientes para descartar que las rocas básicas milonitizadas (que se presume pertenecen al basamento del terreno Cuicateco) se hayan emplazado en las primeras etapas de la deformación.

El **Capítulo II** documenta el proceso de reactivación de la ZCO con base en la medición de fallas, foliación y estratificación en una sección bien expuesta del sur de la Sierra de Juárez. En este sitio se cruzan dos sistemas de fallas ortogonales contemporáneos: la falla de Oaxaca (NNW-SSE) y la falla de Donají (WNW-ESE). La presencia de la falla de Donají en el único sitio del CMSJ, donde la inclinación de las foliaciones es casi constante hacia el sur, no solo documenta la reactivación sino también explica la ausencia de afloramientos del CMSJ hacia el sur de la ciudad de Oaxaca.

La primera evidencia de campo directa de las zonas de transcurrencia jurásicas durante la apertura del Golfo de México se documenta en el **Capítulo III**. Dos grupos de grandes fallas han sido propuestos desde hace más de dos décadas como recurso geométrico para las reconstrucciones paleotectónicas de México para el Mesozoico. Un grupo de fallas hipotéticas (e.g. *Megashear* de Mojave-Sonora) se propone con orientación NW-SE paralela a las fallas transformes del Golfo de México y del Atlántico (e.g. Klitgord y Schouten, 1986). El segundo grupo se propone con orientación N-S con base en evidencia estratigráfica (e.g. Pindell, 1985). En este capítulo se propone que una zona de debilidad cortical definió el estilo de la deformación en el sur de México al reactivarse durante la apertura del Golfo de México.

En el **Capítulo IV** se sustenta, desde un punto de vista mecánico, por qué la zona de cizalla de Oaxaca permaneció activa aún después de que el sistema de esfuerzos sufrió grandes rotaciones. Para determinar la viabilidad mecánica, se siguió un procedimiento similar al de Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez (1995) para identificar dominios de ruptura y de reactivación, pero en este capítulo se grafican estos dominios en redes equiareales. Se asume que el criterio de Coulomb-Navier describe el fallamiento y se aplican las ecuaciones de Yin y Ranalli (1992) para hacer el cálculo numérico del esfuerzo diferencial necesario tanto para fracturar la roca como para que ocurra deslizamiento sobre un plano preexistente. Los estereogramas reactivación-ruptura fueron diseñados para poder establecer los planos de debilidad cuya orientación, con respecto al sistema de esfuerzos, permite que se reactiven bajo diversas condiciones corticales y para distintos regímenes tectónicos.

Se evaluó los efectos de la profundidad, presión de fluidos, cohesión y fricción tanto de la roca como del plano de debilidad, la orientación del plano, y la razón de esfuerzos, para determinar los dominios de reactivación y ruptura para los tres

regímenes *Andersonianos*. Se aplicaron algunos de estos estereogramas reactivación-ruptura al evento extensional Cenozoico de la zona de cizalla de Oaxaca, concluyéndose que la reactivación fue el mecanismo principal de deformación; sin embargo, la ruptura ocurrió en algunas zonas donde el ángulo de inclinación de la ZCO era menor que 20°.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., y Ortega-Gutierrez, F., 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 11, núm. 2, 1994, p. 146- 155.
- Alaniz-Alvarez, S. A., van der Heyden, P. Nieto-Samaniego, A. F., y Ortega-Gutiérrez, F., en prensa, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*.
- Barboza J. R., 1994, Regionalgeologische Erkundungen entlang der GEOLIMEX-Traversal in Südmexiko, unter besonderer Berücksichtigung der Sierra de Juárez, Oaxaca. Tesis de doctorado, Universidad de Clausthal, p.139.
- Bloomfield, K., y Ortega-Gutierrez, F., 1975, Notas sobre la petrología del Complejo Oaxaqueño: Univ. Nal. Autón de México, Instituto de Geología, Boletín núm. 95, p. 23-48.
- Bott, M.H. P., 1959, The mechanics of oblique slip faulting: *Geol. Mag.* vol. XCVI No. 2, p. 11-117.
- Byerlee, J., 1978, Friction of Rocks: *Pageoph*, vol. 116, Birkhäuser Verlag, Basel, p. 615-626.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la Falla de Oaxaca durante el Cenozoico: Universidad Nacional Autónoma de México, Fac. de Ciencias, tesis de Maestría, 156 p. inédita.
- Destro, N., Szatmari, P., y Ladeira, E. A., 1994, Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil: *Journal of Structural Geology*, vol. 16, No. 1, p35-45.
- Donath, F. A., , 1961, Experimental study of shear failure in anisotropic rocks: *Geological Society of America Bulletin*, vol. 72, p. 985-990.
- Hetzel, R., Manfred, R., y Strecker, R., 1994, Late Mozambique Belt structures in western Kenya and their influence on the evolution of the Cenozoic Kenya Rift: *Journal of Structural Geology*, vol., 16, No. 2, p. 189-201.
- Huyghe, P. y Mugnier, J. L., 1992, The influence of depth on reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime: *Journal of Structural Geology*, vol. 14, p. 991-998.
- Klitgord, K. D. and Schouten, H., 1986, Plate kinematics of the central Atlantic: in Vogt, P. R., and Tucholke, B. E. eds., *The Geology of North America, Volume M, The Western North Atlantic Region*: Geological Society of America, p. 351-378.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1995, Estructura interna de la Falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías

- litológicas durante su actividad cenozoica: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol 12, núm 1, p. 1-8.
- Nieto-Samaniego, A. F., y Alaniz-Alvarez, S. A., 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1571-1577.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1983, La Falla de Oaxaca, una discontinuidad tectónica fundamental del sur de México. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana (resumen).
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., y de la Fuente, M., 1990, North-American Continent-Ocean Transect Program, Transect H-3-Acapulco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico: Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, scale 1:500,000, 9p. map and sections.
- Ring Uwe, 1994, The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African rift system): *Tectonics*, vol. 13, núm. 2, p. 313-326.
- Sibson, R. H., 1985, A note on fault reactivation: *Journal of Structural Geology*, vol. 7, p. 751-754.
- Yin, Z. M. y Ranalli, G., 1992, Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. *Journal of Structural Geology*, vol. 14, p. 237-244.

CAPÍTULO I

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SIERRA DE JUAREZ MYLONITIC COMPLEX, STATE OF OAXACA, MEXICO

STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SIERRA DE JUÁREZ MYLONITIC COMPLEX, STATE OF OAXACA, MEXICO

Susana Alicia Alaniz-Álvarez,¹
Ángel Francisco Nieto-Samaniego¹ and
Fernando Ortega-Gutiérrez²

ABSTRACT

The western side of Sierra de Juárez, State of Oaxaca, Mexico, is characterized by a N-S trending structural complex more than 130 km long and 10 to 15 km wide, constituting a mylonitic belt that is the largest in Mexico. In the southern part of this belt, the mylonite protolith is formed by: (1) gneiss, granulite, anorthosite, and marble from the basement of the Zapoteco terrane (Oaxacan Complex); (2) leucocratic granitic rocks consisting in the mylonitized granite near San Pablo and San Pedro Etla, which is correlated with the Permian "Etla Granite", and the granite close to San Felipe del Agua, near the city of Oaxaca, which is considered syntectonic; (3) ultramafic basement units of the Cuicateco terrane, such as hornblende and gabbro; (4) basic volcanic or subvolcanic rocks; and (5) sedimentary rocks of unknown origin. The mylonitization took place under metamorphic conditions in the boundary greenschist/amphibolite facies with temperatures near 500°C.

The stratigraphic relationships and a 180 ± 4 Ma muscovite K-Ar age indicate a major event of mylonitization with a Late Permian-Middle Jurassic age. The kinematic indicators and the structural detail suggest that the juxtaposition of both terranes be by thrusting of the Oaxacan Complex over the Cuicateco terrane basement to the east; later, this shear zone was reactivated many times until late Cenozoic time.

Key words: Tectonics, mylonite, Sierra de Juárez, Oaxaca, Mexico.

RESUMEN

El frente occidental de la sierra de Juárez, Estado de Oaxaca, está caracterizado por un complejo estructural de más de 130 km de longitud por 10 a 15 km de anchura, de alineación N-S, que constituye el cinturón milonítico más grande de México. La parte meridional de este cinturón está compuesta por rocas miloníticas cuyos protolitos son: (1) gneis, granulita, anortosita y mármol, pertenecientes al basamento del terreno Zapoteco (Complejo Oaxaqueño); (2) rocas graníticas leucocráticas que consisten en los cuerpos de granito milonitizado que están localizados en San Pedro y San Pablo Etla, que se correlaciona con el "Granito Etla" de edad permiana, y el granito de San Felipe del Agua en la ciudad de Oaxaca, que se considera sintectónico; (3) gabro y hornblendita del basamento del terreno Cuicateco; (4) rocas básicas volcánicas o subvolcánicas; y (5) rocas sedimentarias de origen desconocido.

Las relaciones estratigráficas y una edad K-Ar de 180 ± 4 Ma de una muscovita indican un evento mayor de milonitización entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Medio. El estudio de las estructuras y los indicadores cinemáticos observados sugieren que la juxtaposición de los terrenos ocurrió por cabalgamiento hacia el oriente del Complejo Oaxaqueño sobre el terreno Cuicateco; posteriormente, esta zona de cizalla fue reactivada varias veces hasta el Cenozoico tardío. La milonitización se formó en condiciones metamórficas en el límite entre las facies de esquistos verde y anfibolita a temperaturas cercanas a 500°C.

Palabras clave: Tectónica, milonita, Sierra de Juárez, Oaxaca, México.

INTRODUCTION

The basement geology of southern Mexico is characterized by multiple tectonostratigraphic provinces known today as terranes (Coney *et al.*, 1980). The six terranes (Plate 1) distinguished in southern Mexico (Campa-Uranga and Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990) comprise basement rocks whose ages span from Precambrian—Zapoteco terrane—to Cretaceous—Chatino terrane—and whose overlapping formations include sedimentary, volcanic and plutonic rocks of Ordovician to late Cenozoic age.

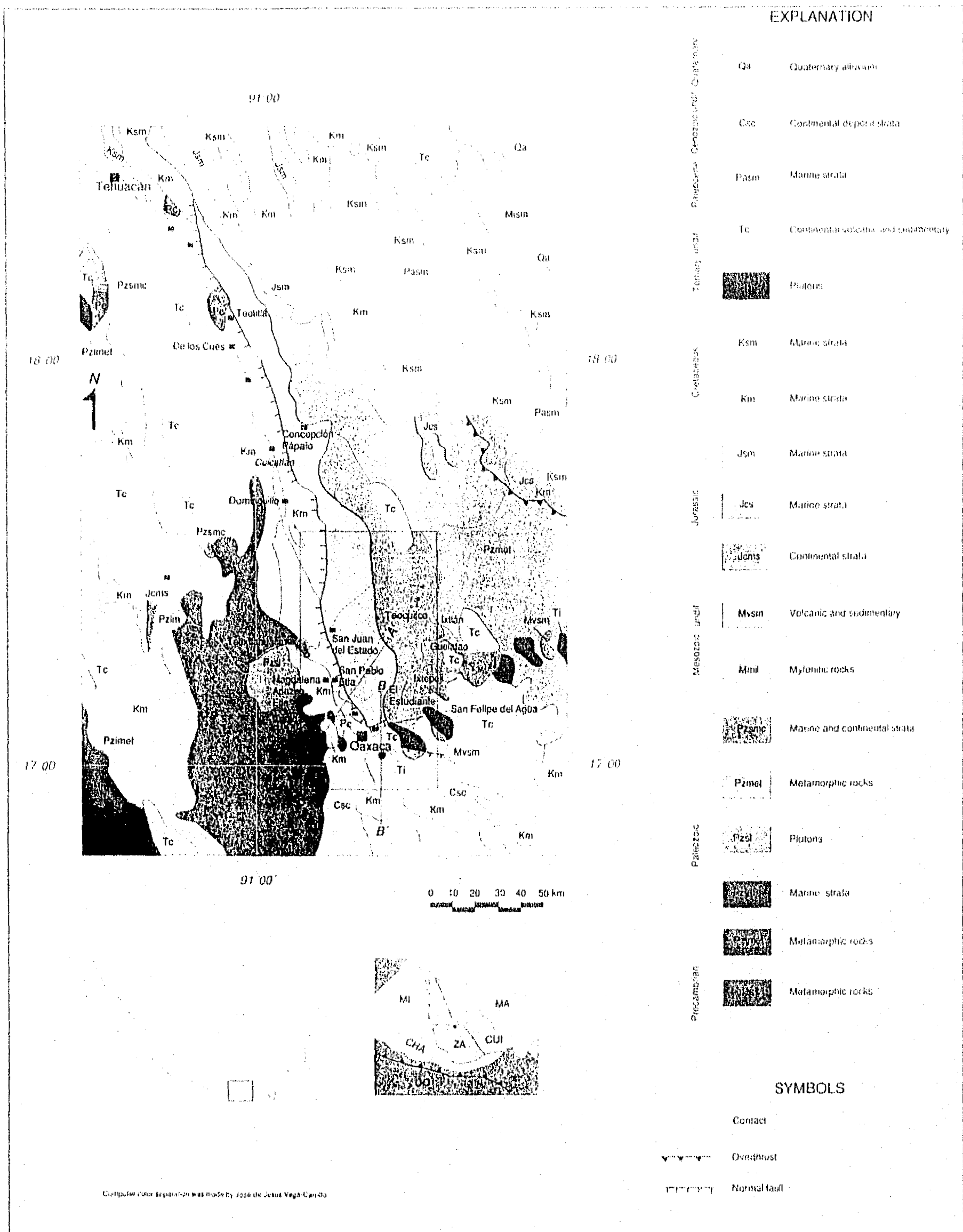
Although the geology and evolution of some of these terranes is well known—*i. e.*, Mixteco terrane—the nature of their boundaries (Ortega-Gutiérrez, 1980) was unknown until

recently (Robinson *et al.*, 1990; Ratschbacher *et al.*, 1991; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1991). One of the most spectacular boundaries among terranes in southern Mexico is exposed in central Oaxaca, separating Precambrian gneisses of the Zapoteco terrane from younger igneous and sedimentary rocks of the Cuicateco terrane (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990). The present morphotectonic expression of this boundary is the north-south trending Oaxaca Fault, showing normal displacements as young as late Cenozoic (Centeno-García, 1988).

The tectonic significance of this boundary rests on the following considerations: (1) it constitutes the largest mylonite complex in Mexico and probably one of the largest in the North American Cordillera; (2) it is the limit between two terranes, in one of which Grenvillian gneisses crop out and, in the other, thin transitional or oceanic lithosphere of Paleozoic and Mesozoic ages; (3) its possible Middle Jurassic age is anomalous in the framework of southern Cordilleran orogenic evolution; and (4) it is the present site of Cenozoic tectonic rejuvenation.

¹Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto., México

²Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F., México



Computer color separation was made by José de Jesús Vega-Candía

GEOLOGIC MAP OF SOUTHERN MEXICO

The kinematics, age, protolith, tectonic significance, and indeed, the geological nature of this fundamental structural belt of southern Mexico, have been virtually unknown. This research, based on detailed field work, and structural and petrologic studies of a sector 15 km long between the city of Oaxaca and Telixtlahuaca (Plate 1), where the mylonites are exposed in the western Sierra de Juárez, adds new elements to the understanding of the tectonic evolution of this critical part of southernmost North America.

REGIONAL GEOLOGIC SETTING

The mylonitic belt separates the Zapoteco and Cuicateco terranes, which have a different basement and, in parts, a different cover. The main geologic characteristics of both terranes are as follows.

ZAPOTECO TERRANE

The oldest and lowest unit of the Zapoteco terrane is the Oaxacan Complex (pE in Plate 1), consisting of meta-anorthosite, quartzofeldspathic orthogneiss, paragneiss, marble, and charnockite (Ortega-Gutiérrez, 1984). Granulite-facies metamorphism occurred at $710 \pm 50^\circ\text{C}$ and at 7 kb (Mora *et al.*, 1986), and between 1,100 and 1,000 Ma BP (Anderson and Silver, 1971; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1977; Patchett and Ruiz, 1987). Fold axes and lineation in the Oaxaca Complex consistently trend north-northwest and plunge 5 to 30° .

The Oaxacan Complex is unconformably covered by shale, sandstone, limestone and siltstone of the Tiñú Formation (Pzim in Plate 1), with early Tremadocian trilobites (Pantoja-Alor and Robison, 1967). Overlying Paleozoic strata include marine shale and sandstone of the Santiago and Ixtaltepec Formations, both of Carboniferous age (Pantoja-Alor, 1970), and a heterogeneous mixture of conglomerate, sandstone and siltstone of the Yododeñe Formation of Permian age (Pzsmc in Plate 1). The Oaxacan Complex in the type locality, in Telixtlahuaca area, is intruded by a granitoid named here Etlá Granite (Pzsi in Plate 1) 272 ± 8 Ma old (Ruiz-Castellanos, 1979) and further north is covered by continental deltaic sedimentary rocks of the Matzitzi Formation containing *Glossopteris* sp. of Permian age (Weber *et al.*, 1987).

The coverture is also composed of Upper Jurassic-Lower Cretaceous rocks which include continental and marine clastic rocks, and platform limestone (Jems and Km in Plate 1). The Paleogene consists of red beds, the Neogene of volcanic rocks (Tc in Plate 1) and the upper Cenozoic of continental sediments (Csc in Plate 1) (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

CUICATECO TERRANE

The Cuicateco terrane (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Sedlock *et al.*, 1993) is composite and made of Paleozoic, Jurassic and Cretaceous deformed rocks, which originated in

an arc or ocean environment (Delgado-Argote, 1988; Carfantán, 1983, 1986). It overrode the Maya terrane at its eastern edge, and underlies the Zapoteco terrane along the Sierra de Juárez mylonitic complex (SJMC).

The Cuicateco terrane has been divided into three broad structural units dipping gently to the west (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990). The lower and easternmost structural unit is composed of a thick package of mica schist cut by basic dikes and sills, green rock (metatuff), serpentinite lenses, and gabbro (Pzmet in Plate 1); isotopic data suggest a minimum late Paleozoic age for this unit (Carfantán, 1986, p. 361).

The intermediate structural unit is also voluminous; in this area, it consists of deformed sedimentary rocks, only weakly metamorphosed, and is composed of sandstone, black slate and limestone (Mvsm in Plate 1). It contains microfossils of Berriasian-Valanginian age (Carfantán, 1981), and the ammonite *Olcostephanus* sp. of Valanginian age (Ortega-Gutiérrez and González-Arreola, 1985). A K-Ar age of 82.5 Ma obtained from a phyllite (Carfantán, 1983) could indicate incipient metamorphism at the beginning of the Late Cretaceous.

The mylonitic belt (Mmil in Plate 1) was considered the third and highest structural unit and constitutes the suture zone between the Cuicateco and Zapoteco terranes (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990). It has an observed thickness of at least 8 km.

LITHOLOGY

The samples described were obtained along roads crossing the mountain front and at San Felipe del Agua, in the city of Oaxaca (Figure 1) within the SJMC.

The mylonitic foliation has an anastomosed structure surrounding ellipsoidal bodies of rock much less deformed. The diversity of these mylonites includes a variable and complex strain, as well as several chemical protolith groups. These rocks contain ultramafic, mafic, quartzofeldspathic, calcareous and pelitic units.

Field identified protoliths of the mylonites include: pelitic gneiss with abundant biotite and orthogneiss with blue quartz exposed on the road from Cuicatlán to Concepción Pápalo. Marble is present between the city of Oaxaca and San Pablo and San Pedro Etlá which, together with relict textures of meta-anorthosite and mafic orthogneiss, might indicate that they originally belonged to the Oaxacan Complex.

From the preliminary petrology based on over 100 thin-section petrographic studies and some chemical analyses of major elements, four principal groups were determined as follows: Group 1, ultramafic rocks; Group 2, mafic rocks; Group 3, quartzofeldspathic rocks; and Group 4, calcareous-pelitic rocks.

GROUP 1. ULTRAMAFIC ROCKS (HORNBLENDITE)

The rocks of this unit consist almost completely of amphiboles; so, they were classified as hornblendites. The best

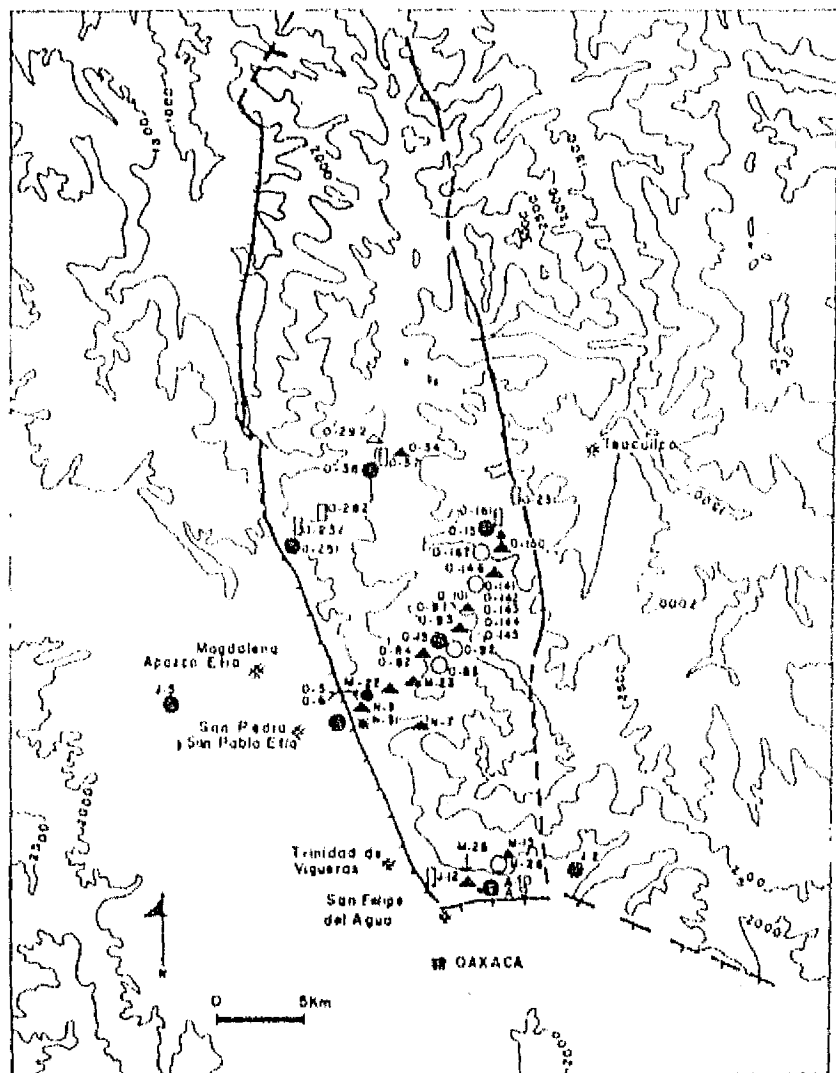


Figure 1.- Topographic map of the study area showing the sample localities. Open circles, ultramafic rocks (Group 1); solid triangles, amphibolite (Group 2); solid circles, granitic rocks (Group 3); rectangles, pelitic rocks (Group 4); asterisks show the location of samples with isotopic analysis.

outcrops are on the road midway between the San Pedro Etla and Teocuilco de Morelos Pérez towns, and in the stream bed that runs down from Cerro La Peña to San Felipe del Agua near the city of Oaxaca (Figure 1).

The rocks are homogeneously dark green, equigranular, with heterogeneous mylonitic deformation, the grain size varying with the intensity of deformation, from one or two centimeters in weakly foliated rocks to tenths of a millimeter in strongly foliated rocks. The outcrops are small and with irregular forms. Table 1 presents, in progressive order of deformation, the principal petrographic characteristics of eight representative samples; this order was established petrographically considering the degree of recrystallization, the size of the grain, and the microstructures.

There are samples with minimum deformation that are unfoliated, have reddish-brown hornblende and exhibit grain size up to many centimeters. Deformation at grain edges, is revealed by zonation of crystals, suturing, and the presence of subgrains.

Increase in the intensity of deformation caused recrystallization in the interior of the grains generating shear bands, core-and-mantle structure, recrystallized grains, reduction of grain size, and reorientation of the crystals.

Samples O-92, O-144, and O-145 (Table 1 and Figure 1) show shear bands. In sample O-83 there are a few relict grains; in general, grains are of the same size—0.05 mm long—and they are oriented in the same direction; frequently they present triple junctions at 120°. According to Simpson and De Paor (1991), this kind of texture evolves in high-temperature and slow-speed deformation systems. There are differences between samples O-83 and O-92, both of which are completely recrystallized; the grains in the first are of the same size, whereas in the second, the difference between the matrix and the porphyroclast size is very large.

Amphiboles—reddish-brown or green hornblende and tremolite/actinolite—constitute more than 85% of the total volume of the rock. Minor minerals are epidote/clinozoisite, chlorite, hematite and titanium-rich phases, such as rutile, sphene and ilmenite.

Despite the degree of deformation, the stable metamorphic associations are:

1. Green hornblende + clinozoisite / epidote + chlorite
2. Actinolite / tremolite + chlorite

Samples O-141, O-142, O-143, O-144 and O-145, in this order, were collected in a single outcrop less than 30 m long (Figure 1), in which the intensity of the strain drastically varies within a few meters and in an irregular way.

The protolith inferred for the samples of Group 1—ultramafic rocks—is an intrusive igneous hornblendite based on the following data:

1. The igneous character of the rock is determined by the red color of the cores of amphiboles, typical of high temperature hornblendes, and there is no evidence of retrogression as to suppose that it comes from a high-grade metamorphic rock.
2. Grain size may be up to many centimeters long, occasionally preserving an intersertal igneous texture.
3. Chemical composition and their mineralogical characteristics correspond to igneous hornblendites (Bogatikov *et al.*, 1981).

Although no hornblendites had been previously reported from the Cuicateco rocks, the hornblendites could be associated with gabbros of their basement.

GROUP 2. AMPHIBOLITE

Group 2 consists of amphibole + plagioclase rocks—amphibolite—such as those cropping out northeast of Magdalena Apasco Etla, along the road San Pedro Etla to Teocuilco and also at San Felipe del Agua (Figure 1). These rocks are dark green with white spots or bands forming tabular zones, a few millimeters thick, that can be continuous or not, folded or microfolds, and sheared or not. They present a phaneritic, protomylonitic, or ultramylonitic texture in complex field relationships with the rocks of this unit and other mylonites.

The rocks of this group can be classified chemically as basalt, trachybasalt and andesitic basalt, according to Le Bas's classification (Le Bas *et al.*, 1986); mineralogically as amphi-

Table 1.- Petrographic characteristics of Group 1 (ultramafic rocks).

Sample	O-162	O-141	O-145	O-143	O-142	O-144	O-83	O-92
Elevation [m.a.s.l.]	2,900	2,740	2,750	2,740	2,740	2,745	2,760	2,800
Mineralogy [%]								
Green hornblende	74	86	68	3.5	2.5	1.5		3
Reddish-brown hornblende	7.5		11.5					1
Actinolite-tremolite		1.5		93.5	86.5	88	92	89
Epidote group	3	1	7.5					
Biotite					0.5		2	
Chlorite	5	6.5	10			1	3.5	5
Quartz								1.5
Ilmenite	6	4			6	7		
Hematite	2.5	0.5		2	4	2.5	1	0.5
Rutile	1			1			0.5	
Sphene	1	0.5	3		0.5		1	
Microstructures								
Porphyroclast size [mm]	3	1-3	0.5-3	0.5	1-1.5	1	0.2-0.5	0.3-1
Matrix size [mm]				0.1	0.2-0.5	0.2-0.5		0.05-0.1
s / c bands					1	1		
Pressure shadows								
Sutured grains	3	3	3	3	3	3	1	
Subgrains	1	1		3	3	3		
Shear bands	1	1	1	1	3	3	1	
Recrystallized new grains				2	3	3	3	3
Core-and-mantle structure				2	3	3		3
Undulatory extinction	1	1		2	3	3	3	3
Zoned crystals	1				2	2		2
Foliation					1	1	3	3
Principal component = 3; minor component = 2; trace component = 1								

bolite, and texturally according to Spry's classification (Spry, 1974), as proto-, ortho-, ultra- and blastomylonite. In this paper, samples O-84, O-93 and N-31 are named protomylonite; samples M-22, N-3, N-7, O-34, M-13 and O-101, mylonitic amphibolite; and samples M-28 and O-146, blastomylonitic amphibolite (Table 2). The progressive mylonitization is noticed in the corresponding decrease of grain size and in the percentage of porphyroclasts and matrix (Table 2).

Unmylonitized amphibolite presents porphyritic texture, with phenocrysts of amphibole, and a matrix of epidote, chlorite, iron oxides, and plagioclase forming needles. The core of all amphiboles is reddish brown and in some cases zoned; the plagioclase has sutured edges, in some cases, with subgrain development. The stable metamorphic association is hornblende + chlorite + epidote + plagioclase.

Protomylonite samples have recrystallized equidimensional plagioclase with hornblende as subhedral crystals and sutured borders. The matrix is composed of small plagioclase grains, epidote and chlorite. The stable metamorphic association is green hornblende + epidote + chlorite + plagioclase, even though sample O-84 shows green biotite in veins. Calcite is present as a secondary mineral.

The mylonitic amphibolite, as can be seen from petrographic data in Table 2, has typical shear textures such as σ grains, s/c surfaces, broken and displaced crystals, and pressure shadows. Deformation at grain margins plays a secondary role. A macroscopic and microscopic foliation is also observed with some mineral segregation. The stable metamorphic associations are hornblende + oligoclase + epidote/clinozoisite + chlorite, and hornblende + oligoclase + epidote/clinozoisite + biotite.

In samples M-28 and O-146 all grains are recrystallized and have the same size (50 μ m). All amphiboles are preferentially oriented and plagioclase, as well as amphibole, have well-defined borders with triple junctions at 120°. The stable metamorphic associations are hornblende + oligoclase + epidote/clinozoisite + biotite, and hornblende + oligoclase + sphene.

The Sm/Nd isotopic analysis of three mylonitic amphibolites is presented in Table 3. Sample N-1 was collected on the road from Cuicatlán to Concepción Pápalo adjacent to the Oaxaca Fault zone, in an outcrop of presumed mylonitized Oaxacan Complex. Location of the other samples is given in Figure 1.

Table 2.- Petrographic characteristics of Group 2 (amphibolite).

Sample	O-91	O-82	M-23	N-31	O-84	O-93	M-22	N-3	N-7	O-34	M-13	O-101	M-28	O-146
Rock type	And		Pmy	Pmy	Pmy	Pmy	My	My	My	My	My	My	Umy	Umy
Elevation (m.a.s.l.)	2,800	2,760	2,300	1,850	2,760	2,800	2,300	1,850	2,000	2,600	1,900	2,800	1,740	2,740
Mineralogy [%]														
Green hornblende	2		6	56	38	32.5	53.5	58.5	73.5	40	46.5	62	65	74.5
Reddish-brown hornblende	35	16.5	20	1										
Actinolite-tremolite		2	2.5			3								
Feldspar	24	18.5	35	4.5	24	39	21	25	24.5	36	15.5	32	21.5	15.5
Epidote	15	32	5	25	17		18.5	13		23				
Clinozoisite		6.5		7					1		35	6	2 + *2	
Chlorite	22	18.5	23	0.5	6	16	2	0.5						
Mica (muscovite, biotite or chlorite)					12	5		2.5					6.5	*3.5
Ilmenite					3	1.5	0.2						1	
Hematite	1						1		0.5					*3
Sphene	1	6	7.5	3		2.5	2			1	2.5			3.5
Apatite			1	0.5		0.5	1.5	0.5	0.5					
Quartz				*1.5			0.3							
Calcite				*1							0.5		*1	
Microstructures														
Porphyroclast size [mm]	1-0.5	0.5	1	1.5	1-0.5	1	1.2	0.6	0.5	0.7	0.4	0.4		
Matrix grain size [mm]	0.1	0.1	0.1	0.02-0.05	0.05	0.05	0.1-0.3	0.1	0.05	0.1	0.05	0.1	0.1	0.05
Porphyroclasts / matrix [%]				80 / 20	40 / 60	35 / 65	60 / 40	60 / 40	30 / 70	30 / 70	20 / 80	20 / 80	100	98 / 2
s / c surfaces							2	3	3	2			3	1
Broken and displaced crystals									1	2				1
Pressure shadows						1	1	1		1		3		1
Mineral segregation									2	3		3	3	3
Sutured grains	1	1	1	3	1	1		1				1	1	
Subgrains		1	1	3	3	1	1	1		1			1	
Shear bands				3			1							
Recrystallized new grains				3	3	1	1	3	3	3			3	3
Core-and-mantle structure														
Undulatory extinction		1		3	3	2	2	1		2			1	
Zoned crystals				1				3						
Foliation							3	3	3	3		3	3	3
Principal component = 3; minor component = 2; trace component = 1														

* secondary component; And, andesite; Pmy, protomylonite; My, mylonite; Umy, ultramylonite.

The Sm-Nd model age (1.3 Ga) and the negative ϵ_{Nd} values determined in samples N-1 and N-3 are similar to the Sm-Nd data obtained by Patchett and Ruiz (1987) in gneisses from the Oaxacan Complex. The values $\epsilon_{Nd} = +2.89$ and the $T_{DM} = 0.82$ of sample O-150 relate it to the Cuicateco terrane basement of oceanic affinity and whose age has been reported as Paleozoic (Carfentan, 1986; Murillo *et al.*, 1992).

This group is genetically associated with both the Zapoteco and the Cuicateco terranes. The amphibolites in the western front of the mylonite belt are correlated with the Precambrian granulite-facies rocks of the Oaxacan Complex

by its proximity with the gneisses of the last one, the exsolution lamellae present in the feldspars, and the isotopic data. On the other hand, the protolith of the amphibolites nearby Teocuilco, was probably an igneous volcanic or subvolcanic sequence of basic composition (basalt, trachybasalt and/or andesite), of the calc-alkaline series from the Cuicateco terrane basement. This assumption is based on: (1) the least deformed amphibolites have relict igneous textures such as phenocrysts of high-temperature hornblende, long prismatic plagioclase, and pyroxene pseudomorphs; (2) the relict intrusive structure; and (3) the oceanic affinity inferred from the isotopic data.

Table 3.- Sm / Nd isotopic analyses of three mylonitic amphibolite samples.

Sample	Sm [ppm]	Nd [ppm]	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	ϵ_{Nd}	T_{DM} [Ga]
N-1	5.7	34.0	0.512060	0.100975	-11.28	1.3
N-3	5.9	36.3	0.512054	0.099738	-11.39	1.3
O-150	1.2	4.7	0.512786	0.161508	+2.89	0.82

$$(^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.513114$$

$$(^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.222$$

$$\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$$

GROUP 3. GRANITIC ROCKS

Group 3 rocks are quartzofeldspathic, holocrystalline and light white-cream in color. These rocks predominate in the San Felipe del Agua region, in the western contact zone from San Pedro Etla to the city of Oaxaca, and in some isolated zones across the mylonitic belt. Location of studied samples is shown in Figure 1, excepting the sample O-522, which was taken on the road of Cuicatlán to Concepción Pápalo. Table 4 presents the petrographic characteristics of some mylonites of this group, a post-Cretaceous granite near El Estudiante (J-2) and one sample from the Permian Etla Granite (J-5).

In the San Pedro and San Pablo Etla area, granitic rocks transitionally pass to a fine-grained, deformed white rock, with thin bands of white mica parallel to foliation. Many samples contain two micas, besides garnet (O-5 and O-6; Table 4). Muscovite is both present as a pre-tectonic minor mineral and a syntectonic phase grown after the feldspars, first as sericite and later as muscovite. Biotite is observed as a pre-tectonic mineral.

Some of these granite mylonites are probably related to numerous granitic bodies that intruded the Oaxacan Complex west of the mylonitic belt; the largest of these plutons, the Etla Granite (Pzsi in Plate 1; J-5 in Table 4), has abundant K-feldspar, few or no ferromagnesian minerals, and some garnet; it was dated at 272 ± 8 Ma (Early Permian) with an initial ⁸⁷Sr/⁸⁸Sr of 0.7047 (Ruiz-Castellanos, 1979). The Etla Granite and the granitic mylonite near San Pedro and San Pablo have similar mineralogy.

Near San Felipe del Agua there is the biggest granite body within the mylonite belt. It has inclusions of basic and granitic mylonites, and is penetratively deformed with development of white mica in the foliation planes. There are many granitic dikes in this zone; in some of them, the foliation is intensively folded and is older than the dikes, with lesser deformation, related to the main granite body. All the dikes had a more rigid behavior during the last mylonitic deformation than the intruded rocks.

The San Felipe granite (SFG1, and SFGA10 in Table 4) contains plagioclase with deformation twinning and, in some cases, K-feldspar developed myrmekite on its margins parallel to the foliation; perthite/antiperthite exsolution lamellae is common. In general, the grain edges are sutured, though some samples have grains with straight edges forming triple points at 120°. Some plagioclase develops a core-and-mantle struc-

Table 4.- Petrographic characteristics of Group 3 (granitic rocks).

Sample	J6 Pzsi	J2 Ti	O-5	O-6	SFG1	SFG A10	SFD A9
Rock type	Mnz	Gr	My	Umy	My	My	Umy
Mineralogy [%]							
Plagioclase	41.5	32					
K-feldspar	45	25					
Quartz	7.5	37	11	20	24.5	30	26
Feldspar in matrix			63.5	67	28.5	25	54
Feldspar as porphyroclast			20		46	44.5	6.5
Myrmekite			1.5				
Chlorite				5.3			
Muscovite	2.5	6	2	1.5	1	0.5	
Biotite			1.5				0.5
Garnet	0.5		0.5	0.2			
Epidote	3			1			
Hematite				4			1.5
Apatite							
Microstructures							
Grain size (mm)	1-2	1					
Porphyroclast size [mm]			0.3		2-3	2-3	0.3
Matrix size [mm]			0.1	0.1	0.1-0.5	0.3	0.05
Foliation (S _n)			S ₁ , S ₂	S ₁ , S ₂	S ₁	S ₁	S ₁ , S ₂

Pzsi, Permian intrusive Etla Granite; Ti, Post-Cretaceous intrusive; SFG, San Felipe granite; SFD, San Felipe dike; Mnz, monzonite; Gr, granite; My, mylonite; Umy, ultramylonite.

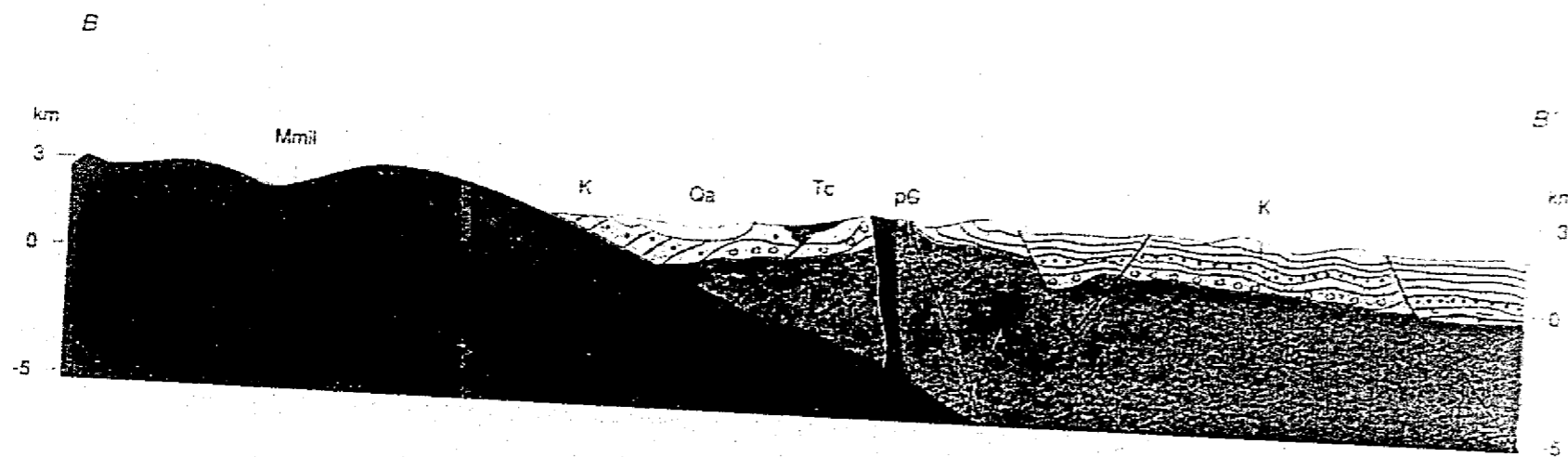
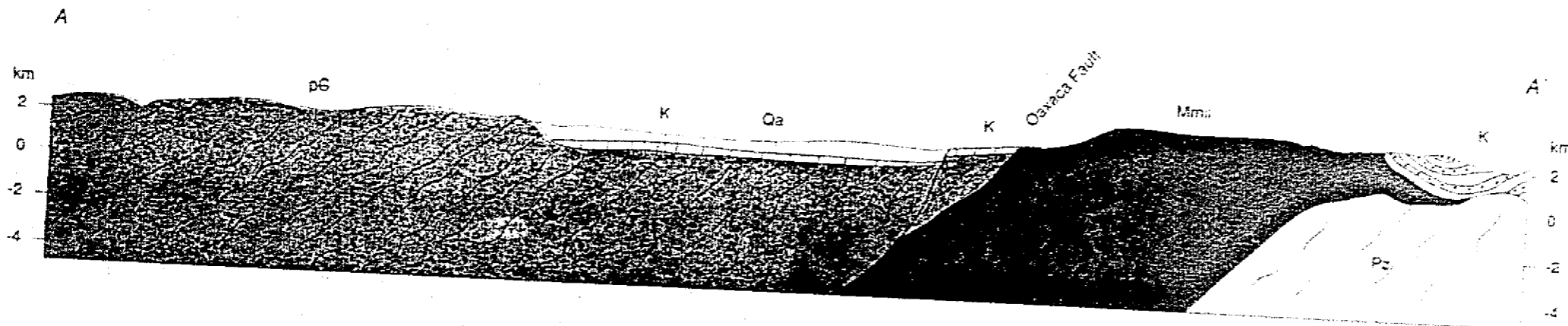
ture. These characteristics denote the plastic behavior of the feldspars, which, according to Simpson and De Paor (1991), occurs only at temperatures above 500°C. A 180 ± 4 Ma K-Ar age was obtained for one syntectonic muscovite from one dike in the proximity of the San Felipe Granite.

GROUP 4. CALCAREOUS-PELITIC ROCKS







This group includes metasedimentary mylonites. At San Juan del Estado several meters of phyllite are exposed. On the road from San Juan del Estado to Cerro Siempre Viva calc-silicates are exposed showing porphyroclasts of apatite and a matrix composed of quartz, calcite, zoisite, epidote and hornblende. On the eastern limits of the belt, near Teocuilco de Morelos Pérez, a crenulated schist with abundant biotite was located; this mylonitic schist is nearby a thick package of basic mylonites of Groups 1 and 2.

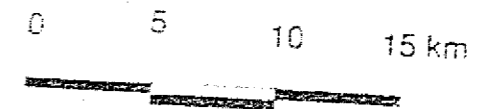
METAMORPHISM

During mylonitization, the rocks were subject to metamorphic conditions in the greenschist-amphibolite facies limit



EXPLANATION

-  Tertiary volcanic rocks
-  Granite bodies (Tertiary)
-  Cretaceous sedimentary rocks
-  Sierra de Juárez mylonitic complex (Mesozoic) granite bodies included
-  Cuicatenco terrane basement
-  Zapoteco terrane basement (Oaxacan complex)



Computer color separation was made by Jose de Jesús Vega-Carrillo

S T R U C T U R A L C R O S S S E C T I O N S

($500 \pm 50^\circ\text{C}$; Essene, 1990). This was determined from the following observations:

1. The samples of Groups 1 and 2 show the associations: hornblende + chlorite + epidote/clinozoisite + plagioclase, or actinolite-tremolite + green biotite + epidote + plagioclase.
2. Albite and oligoclase are coexisting in apparent textural equilibrium, as well as hornblende and actinolite.
3. The plastic deformation of the twin feldspar indicates temperatures about 500°C (Simpson and De Paor, 1991).

The thermal event that accompanied the mylonitization also affected unmylonitized amphibolite dikes, whose primary phases recrystallized to match metamorphic assemblages contemporaneously with the ductile deformation.

STRUCTURE

The SJMC is bounded by two faults. The western one, known as the Oaxaca Fault, with a north-south average direction, is a normal fault, with the downthrown block to the west, and a minimum vertical displacement of 1,700 m in the Domingullo-Teotitlán area (Centeno-García, 1988). At the city of Oaxaca it is orthogonally cut off by another fault trending $\text{N}85^\circ\text{W}$ that limits the belt to the south. In the Trinidad de Vigueras area, the Cenozoic Oaxaca Fault bounds the mylonitic belt along a $\text{N}15^\circ\text{W}$, 35°W trending plane. The mylonite is exposed in the uplifted block, and gneisses from the Oaxacan Complex and a Cretaceous sedimentary sequence in the downthrown block (Plate 2). The sedimentary sequence is formed by interbedded sand, shale and breccia. The breccia contains mainly mylonite, limestone and gneiss clasts.

In the eastern margin of the SJMC, mylonitic rocks underlie marine sediments of Valanginian age (Carfentan, 1986; Ortega-Gutiérrez and González-Arreola, 1985) belonging to the Cuicateco terrane. Near El Estudiante, clasts of mylonite occur in a breccia interbedded with the Valanginian sedimentary sequence.

The mylonitic belt is limited to the south by the normal Donají Fault (Nieto-Samaniego *et al.*, in press), which separates it from Oaxacan Complex gneisses underlying a sedimentary sequence consisting of thin-bedded siltstone, sandstone and shale, probably belonging to the Valanginian sedimentary sequence mentioned above. The fault contact plane measured near San Felipe del Agua trends $\text{N}60^\circ\text{W}$ and dips 25°SW (Plate 2).

The most important mesostructural characteristic of the tectonized belt is the mylonitic foliation seen throughout the belt. Its direction changes gradually, from parallel to the limiting faults, to perpendicular to them in the core of the belt (Plate 3). Inclination of the foliation is variable; on the belt margins, it is predominantly to the west with angles between 20° and 70° , whereas in the core, it is apparently at random.

Lineation measurements were made on axes of mesofolds and mineral lineations. Throughout the mylonitic belt, fold axes are parallel to the direction of foliation; whereas

mineral lineation has a consistently general north-south orientation and an almost horizontal inclination (Plate 3).

Near San Felipe del Agua, there are structures indicative of different phases of mylonitic deformation. Some of these structures reflect contrasting mechanical behavior of the competent mylonitized granite dikes and the host mylonite that is more ductile.

The granite dikes are foliated and cracked, showing a ductile strain overprinted by a brittle strain. Bookshelf sliding (Ramsay and Huber, 1987) produced by brittle strain is parallel to the N-S regional trend of mineral lineation and indicates senses of movement both top to the north and top to the south (Plate 3). In addition, *s/c* surfaces (Simpson and Schmid, 1983) developed in a chlorite-rich mylonite show the same senses of movement. These kinematic indicators show a relative movement in which the upper plate moved over the lower plate along north-south direction during a brittle-ductile transition deformation.

On the other hand, microscopic shear bands measured in the foliated granite do not show a single sense of movement, and the σ structures are deformed. These structures precede the bookshelf sliding structure mentioned above, and therefore they were overprinted by at least two phases of deformation.

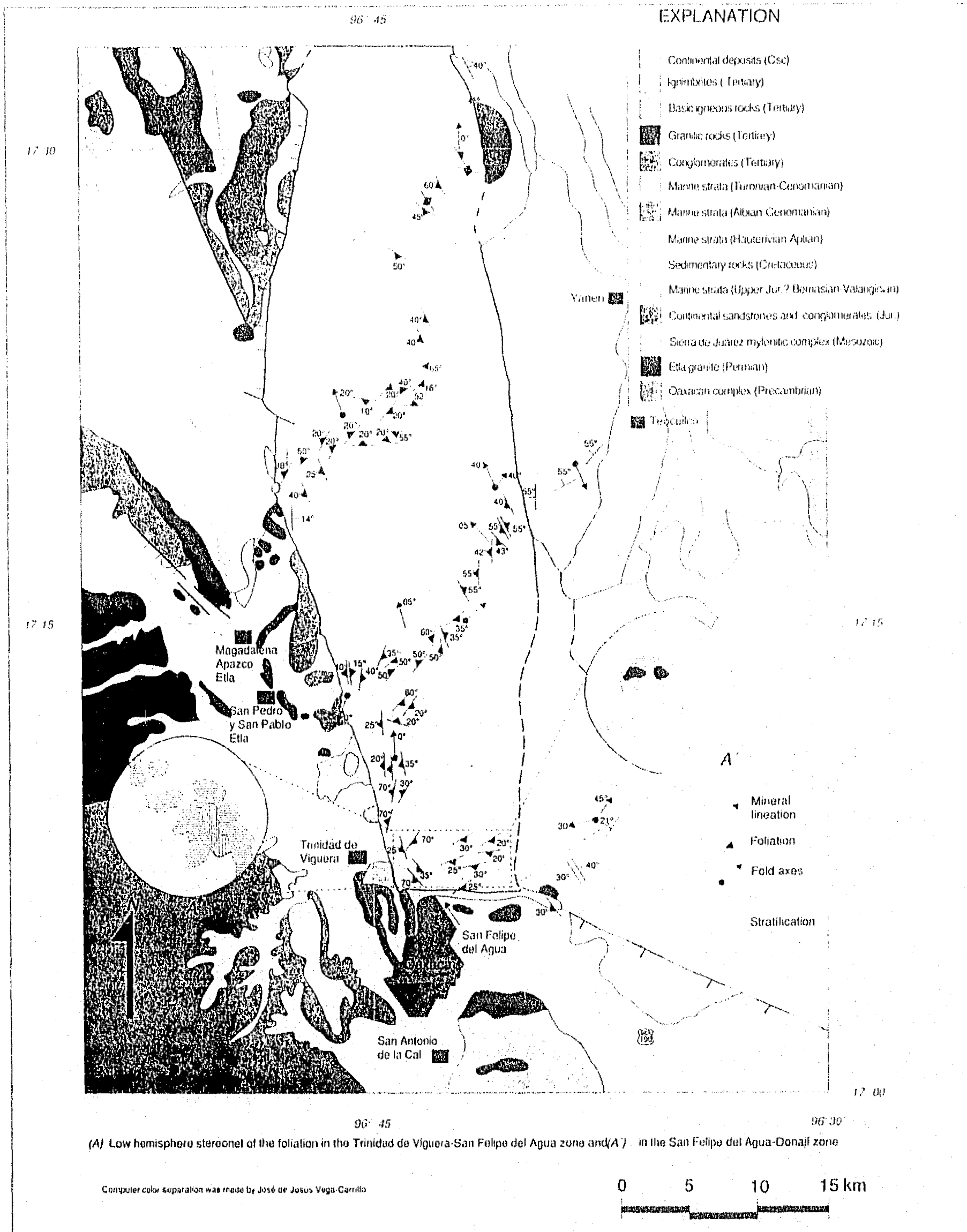
At least two events of ductile and another of brittle-ductile deformation in the Sierra de Juárez mylonitic complex were documented. The first event was proposed by Ortega-Gutiérrez and coworkers (1990) as a major thrust in which the Zapoteco terrane was juxtaposed over the Cuicateco terrane. The observed structures that record the thrust are: (1) the contact between the mylonite and the host rocks dips 30° to the west; (2) the oldest rocks (Precambrian Oaxacan Complex) are in the upper plate; and (3) the mylonite foliation dips 25° - 60° to the west at the western edge of the structural belt.

Some structures record a second event of ductile deformation, such as interference patterns, chaotic foliation in the core of the mylonite belt and ambiguous σ structures. It is suggested that the foliation and σ structures have been formed during the thrust, and then they have changed their direction and have suffered deformation in a later oblique movement.

A posterior event was recorded in asymmetric mesostructures, such as bookshelf sliding, *s/c* surfaces, and the mineral lineation. The measure of these structures in the San Felipe area shows a top to the north and top to the south movement that implies a displacement on the shear zone during a ductile-brittle deformation. Since the main mylonitic foliation in this area is inclined to the south (Plate 3), the asymmetric top to the south structures could be formed in an early movement of the normal type Donají Fault posterior to the mylonitic belt formation.

DISCUSSION

The plate reconstruction of southern Mexico region has been one of the least agreed upon aspects of the reconstruction



STRUCTURAL MAP OF THE SIERRA DE JUÁREZ AREA, OAXACA

collaborated with them on technical aspects of the work described here. We thank Dante J. Morán-Zenteno for making the Sm/Nd isotopic analysis in the University of Munich and for helpful discussions. Gerardo Aguirre made helpful comments on earlier versions of this manuscript. This paper benefited from critical review by Peter Coney and an anonymous reviewer. This work was partially supported by PADEP, UNAM (project No. 030316), and CONACYT (project D112-903637).

BIBLIOGRAPHICAL REFERENCES

- Alaniz-Álvarez, S.A.; Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mújica-Sánchez, Hugo; and Ramírez-Hernández, Alfonso, 1991, Geología y petrología de las tectonitas del frente occidental de la sierra de Juárez, Estado de Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía; y Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la evolución geológica de México, y Congreso Mexicano de Mineralogía, 1, Pachuca, Hgo., Mexico, Memoria, p. 5 (abstract).
- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1971, Age of granulite metamorphism during the Oaxacan orogeny, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 3, p. 492 (abstract).
- Bogatikov, O.A. *et al.*, 1981, Klassifikatsia i nomenclatura magmaticeskix govnix porod spravocnoe posobie: Moscow, Nedra, 160 p.
- Campa-Uranga, M.F., and Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Carfagna, J.C., 1981 (1984), Evolución estructural del sureste de México—paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 207-216.
- , 1983, Les ensembles géologiques du Mexique méridional—Évolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque: Geofísica Internacional (Mexico), v. 22, p. 9-37.
- , 1986, Du système cordilléran nord-américain au domaine Caraïbe—Étude géologique du Mexique méridional: Chambéry, Université de Savoie, Ph.D. dissertation, 558 p. (unpublished).
- Centeno-García, Elena, 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, M. Sc. thesis, 156 p. (unpublished).
- Coney, P.J.; Jones, D.L.; and Monger, J.W.H., 1980, Cordilleran suspect terranes: Nature, v. 299, p. 329-333.
- Delgado-Argote, L.A., 1988, Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlan-Concepción Pápalo, Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 127-135.
- Essene, E.J., 1990, The current status of thermobarometry in metamorphic rocks: University of Michigan, Mineralogical Laboratory, Contribution 453.
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca; parte 1, Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuidán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 97, 185 p.
- Grajales-Nishimura, J.M., 1988, Geology, geochronology, geochemistry, and tectonic implications of the Juchatengo green rock sequence, State of Oaxaca, southern Mexico: Tucson, The University of Arizona, M. Sc. thesis, 145 p. (unpublished).
- , 1991, La franja magmática del Paleozoico tardío en Oaxaca y sur de Puebla y sus implicaciones tectónicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Universidad Autónoma de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra; Sociedad Mexicana de Mineralogía y Secretaría de Educación Pública, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Convención sobre la evolución geológica de México, y Congreso Mexicano de Mineralogía, 1, Pachuca, Hgo., Mexico, Memoria, p. 61 (abstract).
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; and Zanettin, B.A., 1986, Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- Mora, C.I.; Valley, J.W.; and Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1986, The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite-facies metamorphism of the Oaxacan complex, southern Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 222-242.
- Murillo-Muñetón, G.; Tones-Vargas, R.; and Navarrete-R., O., 1992, El macizo de La Mixtequita—redefinición: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 11, Veracruz, Ver., Resúmenes, p. 131 (abstract).
- Nieto-Samaniego, Á.F.; Alaniz-Álvarez, S.A.; and Ortega-Gutiérrez, Fernando, in press, Estructura interna de la falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1980, Algunas rocas miloníticas de México y su significado tectónico: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 5, México, D.F., Resúmenes, p. 99-100 (abstract).
- , 1984, Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite Complex of southern Mexico: Precambrian Research, v. 23, p. 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Anderson, T.H.; and Silver, L.T., 1977, Lithologies and geochronology of the Precambrian craton of southern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 9, p. 1121-1122 (abstract).
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, y González-Ancola, Celestina, 1985, Una edad cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la sierra de Juárez, Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 100-101.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Roldán-Quintana, Jaime; Sánchez-Rubio, Gerardo; and de la Fuente, Mauricio, 1990, North American Continent-Ocean Transect Program, Transect H-3—Acapulco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico: Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, scale 1:500,000, 9 p., map and sections.
- Padilla y Sánchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional (Mexico), v. 25, p. 157-206.
- Pantoja-Alor, Jerjes, 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región septentrional de Oaxaca: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, p. 67-84.
- Pantoja-Alor, Jerjes, and Robison, R., 1967, Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico: Science, v. 157, p. 1033-1035.
- Patchett, P.J., and Ruiz, Joaquín, 1987, Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 96, p. 523-528.
- Pindell, J.L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: Tectonics, v. 4, p. 1-39.
- Ramsay, J.G., and Huber, M.L., 1987, The techniques of modern structural geology; Volume 2, Folds and fractures: London, Academic Press, 462 p.
- Ratschbacher, L.; Riller, U.; Meschede, M.; Herrmann, U.; and Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: Geology, v. 19, p. 1233-1236.
- Robinson, K.L.; Gastil, R.G.; and Girty, M.S., 1990, Eocene intra-arc transtension; the detachment of the Choris block from southwestern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 22, p. 78 (abstract).
- Ruiz-Castellanos, Mario, 1979, Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlán metamorphic areas of southern Mexico: The University of Texas at Dallas, Ph. D. dissertation, 178 p. (unpublished).
- Sedlock, R.L.; Ortega-Gutiérrez, Fernando; and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper, v. 278, 153 p.
- Simpson, Carol, and Schmid, S.M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 1281-1288.

- Simpson, Carol, and De Paor, Deelang, 1991, Deformation and kinematics of high strain zones: Annual Meeting of the Geological Society of America, San Diego, Short Course Notes, 116 p.
- Spry, Alan, 1969, *Metamorphic textures*: New York, Pergamon, 350 p.
- Weber, Reinhard; Centeno-García, Elena; and Magallón-Puebla, Susana, 1987, La formación Matizí (Estado de Puebla) tiene edad permocarbonífera: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología,

Segundo Simposio de Geología Regional de México, México, D.F., Programa y Resúmenes, p. 57-58 (abstract).

Manuscript received: May 31, 1993.

Corrected manuscript received: April 29, 1994.

Manuscript accepted: May 5, 1994.

CAPÍTULO II

ESTRUCTURA INTERNA DE LA FALLA DE OAXACA (MÉXICO) E INFLUENCIA DE LAS ANISOTROPIAS LITOLÓGICAS DURANTE SU ACTIVIDAD CENOZOICA

ESTRUCTURA INTERNA DE LA FALLA DE OAXACA (MÉXICO) E INFLUENCIA DE LAS ANISOTROPÍAS LITOLÓGICAS DURANTE SU ACTIVIDAD CENOZOICA

Ángel Francisco Nieto-Samaniego,¹
Susana Alicia Alaniz-Álvarez¹ y
Fernando Ortega-Gutiérrez²

RESUMEN

Un rasgo geomorfológico lineal de 380 km de longitud y dirección norte-sur, en el que se reconoce tres sectores diferenciados por sus características geomorfológicas, se extiende desde Perote, Estado de Veracruz, hasta Miahuatlán, Estado de Oaxaca. El sector septentrional se reconoció por el alineamiento de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba. La morfología de los sectores central y meridional está dominada por la falla de Oaxaca y la transición entre estos dos sectores la constituye la falla de Donají, la cual tiene dirección este-oeste. Las fallas de Oaxaca y Donají tuvieron actividad sincrónica durante el Cenozoico. En el sector central, el contacto que separa al complejo milonítico Sierra de Juárez, ubicado en el bloque del bajo, del Complejo Oaxaqueño y su cobertura, ubicados en el bloque del alto, es un plano de falla que se inclina 30° al oeste. Se interpreta que este contacto de ángulo de inclinación moderado controló la deformación frágil cenozoica, activándose como falla normal y controlando la orientación de la falla de Oaxaca hasta una profundidad mínima de 10 km. En el sector meridional, donde no afloran las rocas miloníticas, la falla de Oaxaca presenta una traza segmentada por fallas transversales, de las cuales la falla de Donají es la mayor y más septentrional.

Palabras clave: Geología estructural, fallamiento cenozoico, reactivación, falla de Oaxaca, México.

ABSTRACT

A 380-km-long linear physiographic feature in southern Mexico extends from Perote, State of Veracruz, on the north, to Miahuatlán, State of Oaxaca, on the south. Contrasting geomorphology along this prominent physiographic feature indicates that it consists of three segments. The northern one is recognized by the alignment of volcanoes Pico de Orizaba and Cofre de Perote. The geomorphic expression of the northerly striking Oaxaca fault characterizes the central and southern segments. The easterly striking Donají fault marks the transition between the central and southern segments. Brittle slips on the Donají and Oaxaca faults in the Cenozoic are considered to have been contemporaneous. The Oaxaca fault in the central segment is a continuous feature that is localized by the 30° westward dipping tectonic contact separating the mylonitic rocks of the Sierra de Juárez mylonite complex from the suprajacent Oaxaqueño Complex and its cover rocks. This moderately dipping contact is interpreted to have controlled the Cenozoic brittle deformation to depths of 10 km. In the southern segment, mylonitic rocks do not crop out, and the Oaxaca fault is broken by numerous transverse faults, of which the Donají fault is the northernmost.

Key words: Structural geology, Cenozoic faulting, reactivation, Oaxaca fault, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Uno de los rasgos geomorfológicos más prominentes del sur de México consiste en una depresión alargada con relleno fluvio-lacustre, limitada en su parte central, hacia el oriente, por la falla de Oaxaca. Esta falla se extiende desde Tehuacán, Puebla, hasta Oaxaca, Oaxaca, donde se intersecta con otra falla, de dirección oriente-poniente, denominada en este artículo, falla de Donají. Esa intersección fue considerada por Centeno-García (1988) como el límite meridional de la falla de Oaxaca, suponiéndole ahí un desplazamiento nulo. No obstante, más al sur de la ciudad de Oaxaca, la falla de Oaxaca se manifiesta por segmentos de falla interrumpidos por valles transversales que fueron reconocidos hasta Ocotlán, Oaxaca. Además, la depresión alargada descrita persiste hasta Miahuatlán, donde una sierra transversal la limita (Figura 1).

La falla de Oaxaca tuvo actividad principalmente normal durante el Cenozoico (Centeno-García 1988) y su traza coincide con otro rasgo estructural más antiguo, formado por el complejo milonítico Sierra de Juárez. Este complejo constituye una zona de cizalla que tuvo actividad como cabalgadura entre el Paleozoico tardío y el Jurásico Medio (Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego y Ortega-Gutiérrez, 1994) y como falla transcurrente en el Jurásico Medio (Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego, Ortega-Gutiérrez y van der Hyden, 1994).

El complejo milonítico Sierra de Juárez fue interpretado como la zona de yuxtaposición de los terrenos Zapoteco y Cuicateco (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990), lo que le confiere una geometría de cabalgadura con dirección de transporte hacia el oriente (Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego y Ortega-Gutiérrez, 1994).

El estudio teórico de la reactivación de planos de debilidad preexistentes, durante eventos de deformación frágil, ha sido discutido recientemente (Sibson, 1985; Ranalli y Yin, 1990; Huyghe y Mugnier, 1992; Ivins *et al.*, 1990; Yin y Ranalli, 1992). La falla de Oaxaca actuó sobre rocas cuya

¹Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36 000 Guanajuato, Gto., México
²Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D. F., México.

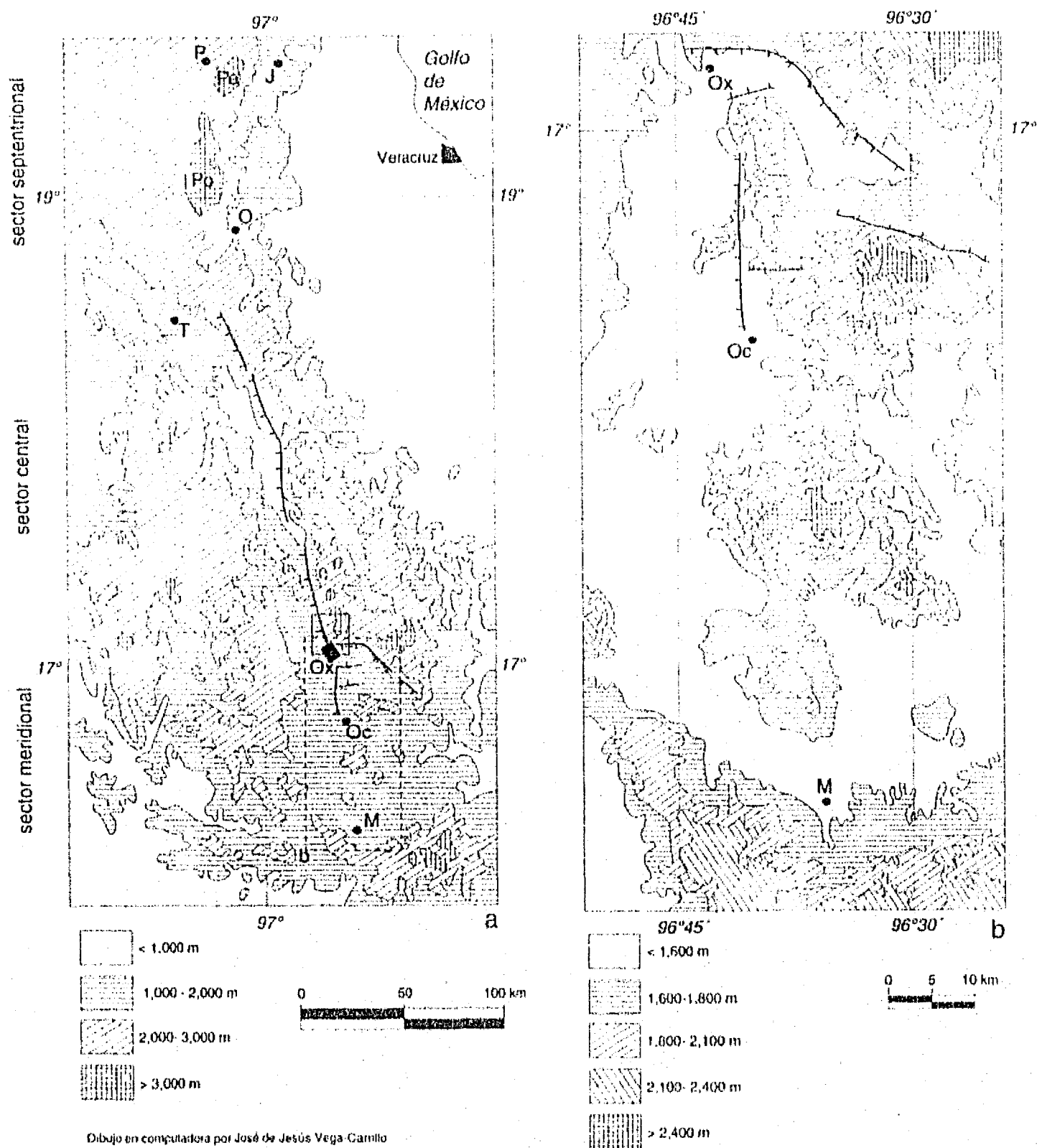


Figura 1. - a, Mapa hipsográfico regional que muestra los tres sectores en los que se dividió la megaestructura estudiada. El rectángulo pequeño en línea sólida muestra el área estudiada a detalle; el de línea interrumpida, el área de la figura b. b, Ampliación del sector sur del mapa hipsográfico regional. J, Jalapa, Ver.; M, Miahuallán, Oax.; O, Orizaba, Ver.; Oc, Ocotlán, Oax.; Ox, Oaxaca, Oax.; P, Perote, Ver.; Pe, volcán Cofre de Perote; Po, volcán Pico de Orizaba; T, Tehuacán, Pue.

estructura está dominada por foliación milonítica, lo que implica su desarrollo en un medio que contiene planos de debilidad. En el estudio presente, se documenta la geometría superficial de la falla de Oaxaca, su estructura interna, su relación con la falla de Donají y se discute la influencia que ejercieron los planos de debilidad preexistentes en su actividad

cenozoica.

Dado que el trabajo a escala de mesoestructuras se hizo en un área pequeña, las mediciones hechas y los resultados cuantitativos obtenidos son aplicables de manera estricta solamente al área estudiada; sin embargo, se considera las interpretaciones generales extrapolables a otras regiones.

DESCRIPCIÓN DE LA MEGAESTRUCTURA

El mapa hipsográfico (Figura 1) define un rasgo lineal sobresaliente que se extiende desde Perote, Veracruz, hasta Miahuatlán, Oaxaca. Al norte de Tehuacán, Puebla, se identificó solamente por el alineamiento de los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote. Hacia el sur de Tehuacán y hasta la ciudad de Oaxaca, consiste en una depresión alargada limitada al oriente por la falla de Oaxaca, que presenta un escarpe bien definido. Al sur de la ciudad de Oaxaca y hasta Miahuatlán, Oaxaca, la falla de Oaxaca muestra un escarpe discontinuo, cortado por varias depresiones menores de dirección este-oeste. Este rasgo geomorfológico tiene, así, 380 km de longitud.

No se conoce estudios publicados que describan las características estructurales del límite occidental de la depresión; sin embargo, se le considera un origen tectónico, ya que el contraste hipsográfico que forma es lineal y paralelo al límite oriental y en toda su longitud no se separa de éste por una distancia de más de 20 km (Figura 1).

ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL

LA FALLA DE OAXACA

En el área estudiada a detalle (Figura 1), la falla de Oaxaca se manifiesta como un escarpe rectilíneo de dirección N10°W, que consiste en un grupo de fallas paralelas o que forman ángulos de hasta 25° con esa dirección. En el bloque del bajo, están las rocas del complejo milonítico Sierra de Juárez, cuya edad se ubica entre el Paleozoico tardío y el Jurásico Medio (Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego y Ortega-Gutiérrez, 1994), y en el bloque del alto, rocas pertenecientes al Complejo Oaxaqueño de edad precámbrica y a su cobertura cretácica, o bien rocas volcánicas y sedimentarias continentales terciarias.

La Lámina 1 muestra, de manera esquemática, la disposición de las fallas que en conjunto forman la falla de Oaxaca en una sección transversal. No se pudo determinar la edad relativa de las estructuras mostradas; sin embargo, Centeno-García (1988) realizó un estudio geomorfológico detallado a partir de la ubicación y forma de los abanicos aluviales y del análisis de la sinuosidad y la morfología del escarpe de la falla, concluyendo que se sucedieron fases múltiples de actividad. Dicha autora sugiere que las fallas formadas en las fases más jóvenes estén ubicadas al poniente de las precedentes, observándoseles actualmente en la parte baja del escarpe; apoyó esta idea en la morfología y en la presencia de depósitos aluviales correspondientes al relleno del valle en partes elevadas del escarpe; asimismo, asumió que esos depósitos se formaron durante etapas más antiguas de actividad.

El contacto entre la milonita, ubicada al oriente, y las rocas que forman la cobertura del Complejo Oaxaqueño, ubicadas al poniente, es una falla de actitud N15°W, 35°SW. Hay numerosas fallas asociadas con esta estructura que tienen rum-

bo semejante; sin embargo, por su ángulo de inclinación, pueden separarse en dos grupos: (1) fallas con inclinación > 60°, ubicadas en la cobertura del Complejo Oaxaqueño, y (2) fallas de inclinación < 45°, que predominan en la milonita, aun cuando también hay, en cantidad menor, fallas con ángulos de inclinación más grandes (Lámina 1).

El desplazamiento vertical mínimo de la falla de Oaxaca en el área de estudio está dado por el desnivel medido en el escarpe, que fue de 1,800 m en promedio. Esta deformación ocurrió en un lapso comprendido entre el Mioceno y el Pleistoceno, ya que las rocas miocénicas de la Formación Suchilquitongo (Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1990) rellenan la fosa de Oaxaca y, por otra parte, la morfología del escarpe indica una actividad tan joven como el Pleistoceno (Centeno-García, 1988).

LA FALLA DE DONAJÍ

No hay evidencias que indiquen que la falla de Donají continúe hacia el poniente de su intersección con la falla de Oaxaca, ubicada en los alrededores de San Felipe del Agua (Lámina 1). La traza de la falla de Donají coincide con el límite septentrional de una depresión alargada de dirección oriente-poniente, que tiene un desnivel topográfico de 1,500 m respecto al cerro La Peña. Este frente montañoso es rectilíneo y el pie de monte muestra un escarpe con facetas triangulares bien desarrolladas. Estas características morfológicas son indicativas de la presencia de fallas normales.

La traza de la falla de Donají se ubicó gracias a que los bloques que limita tienen litologías fácilmente distinguibles. En el bloque septentrional afloran rocas perteneciente al complejo milonítico Sierra de Juárez, y en el bloque meridional afloran sedimentos marinos cretácicos (Ortega-Gutiérrez y González-Arreola, 1985), o bien, rocas volcánicas o sedimentarias continentales terciarias. Un plano de falla que pone en contacto sedimentos cretácicos con rocas miloníticas se observó en un afloramiento cercano a San Felipe del Agua, midiéndose un rumbo de N60°W y una inclinación de 25°SW.

Por otro lado, no se encontró marcadores estratigráficos para determinar la magnitud y el sentido del movimiento relativo de los bloques limitados por la falla de Donají, pero se considera que la morfología descrita y la presencia de las rocas más jóvenes en el bloque del alto indican un movimiento de tipo normal. Por otra parte, se observó numerosas estrías horizontales en planos de falla menores dentro de las rocas volcánicas terciarias, ubicadas muy cerca de la estructura principal.

Si la falla de Donají tuvo actividad sincrónica con la falla de Oaxaca, como lo indica la semejanza del relieve formado por ambas estructuras, debió haber movimientos laterales de ajuste en una o ambas estructuras, dada la perpendicularidad de sus rumbos. Esto explica las estrías horizontales observadas, sin tener que suponer movimientos a rumbo importantes, de los cuales, debè señalarse, no hay evidencia morfológica ni estratigráfica. Por este motivo, se considera que el desliza-

miento sobre la falla de Donají fue oblicuo, con una componente mayor de tipo normal.

ESTRUCTURAS PRECENOZOICAS

Las rocas anteriores al Cenozoico presentes en el área de estudio contienen numerosos planos de debilidad, representados, en un caso, por los planos de estratificación de las rocas mesozoicas y, en otro, por los planos de foliación de las rocas miloníticas. Un plano mayor es el cambio litológico entre el complejo milonítico Sierra de Juárez y las rocas ubicadas en el bloque occidental de la falla de Oaxaca.

En el caso de los planos de estratificación, se pudo observar que, a escala regional, su actitud es variable por encontrarse plegados; no obstante, en la sección que se muestra en la Lámina 1, se inclinan en promedio 45° en una dirección que varía de norte a norponiente. La foliación milonítica tiene dos actitudes preferentes, cada una de las cuales se ubica en un sitio específico: hacia el oriente de San Felipe del Agua, la foliación tiene un rumbo que varía entre N10°E y N85°E, con inclinación entre 10 y 30° hacia el SE; hacia el poniente de San Felipe del Agua, el rumbo varía de N10°W a N20°E, con inclinación entre 20 y 35° hacia el W.

RELACIÓN ENTRE EL FALLAMIENTO CENOZOICO Y LOS PLANOS DE DEBILIDAD PREEXISTENTES

PRINCIPIOS TEÓRICOS DEL DESLIZAMIENTO SOBRE PLANOS DE DEBILIDAD

En un sistema de fallamiento que obedezca el criterio de Mohr-Coulomb, un cuerpo homogéneo se fracturará en dos grupos de fallas, cuya línea de intersección tiene la misma dirección que el esfuerzo principal intermedio (σ_2). El cuerpo se romperá cuando el esfuerzo de cizalla (τ) supere a la cohesión del cuerpo (S), más el producto del esfuerzo normal al plano potencial de falla (σ_n), multiplicado por el coeficiente de fricción interna del material (μ), de acuerdo con

$$\tau = S + \mu\sigma_n \quad (1)$$

De manera semejante, el esfuerzo de cizalla requerido para que se produzca deslizamiento sobre un plano de debilidad está determinado por la cohesión (S'), el coeficiente de fricción (μ') y el esfuerzo normal (σ_n); todos ellos sobre el plano de debilidad, según la relación

$$\tau' = S' + \mu'\sigma_n \quad (2)$$

donde la cohesión (S'), el coeficiente de fricción (μ'), o ambos, son menores que S y μ , respectivamente.

El valor de τ' requerido para que se produzca deslizamiento sobre planos de debilidad, calculado con la ecuación (2), podrá ser mayor o menor que el esfuerzo de cizalla (τ) necesario para generar una falla por fractura, calculado mediante la ecuación (1). Si $\tau > \tau'$, se producirá deslizamiento sobre el plano preexistente, y si $\tau < \tau'$, se formará una falla nueva.

La magnitud del esfuerzo normal (σ_n) está determinada por la orientación del plano sobre el cual actúa, ya que este esfuerzo es una solución tensorial sobre dicho plano, según la ecuación

$$\sigma_n = \sigma_i N_i^2 \quad (3)$$

donde N_i es un vector unitario perpendicular al plano y σ_i es el tensor de esfuerzos en función de sus componentes principales.

Si se considera valores fijos de S' y μ' , el esfuerzo de cizalla (τ') requerido para el deslizamiento sobre un plano preexistente estará determinado por la orientación de dicho plano de acuerdo con las ecuaciones (2) y (3). Por otra parte, de acuerdo con las ecuaciones (1) y (3), el valor de τ requerido para formar una falla por fractura estará determinado por el tensor de esfuerzos, ya que la geometría de este tensor define la orientación del plano de fractura. Lo anterior muestra que las orientaciones de los planos de debilidad preexistentes—planos de foliación, diaclasas, planos de estratificación, fallas o contactos geológicos—determinarán si la deformación en un cuerpo de roca será liberada por fractura o por deslizamiento sobre los planos preexistentes.

Varios estudios han abordado el problema de la reactivación de planos de debilidad preexistentes asumiendo que la deformación obedece el criterio de Mohr-Coulomb. Algunos analizan el caso bidimensional (Sibson, 1985; Ranalli y Yin, 1990; Huyghe y Mugnier, 1992) y el caso tridimensional en un sistema andersoniano—con un esfuerzo principal vertical—fue tratado por Ivins y colaboradores (1990).

El sistema más general, donde los esfuerzos pueden tener cualquier dirección, fue tratado por Yin y Ranalli (1992). En su estudio, estos autores dedujeron ecuaciones en las cuales el esfuerzo requerido para producir fractura o deslizamiento sobre planos preexistentes está expresado como la diferencia ($\sigma_1 - \sigma_3$), siendo σ_1 y σ_3 los esfuerzos principales compresivos máximo y mínimo, respectivamente. En sus ecuaciones, esta diferencia es función de las orientaciones del tensor de esfuerzos y de los planos preexistentes. De acuerdo con los mismos autores, considerando que $\sigma_2 = \sigma_3 + \delta(\sigma_1 - \sigma_3)$, donde $0 < \delta < 1$, la fractura se alcanza cuando

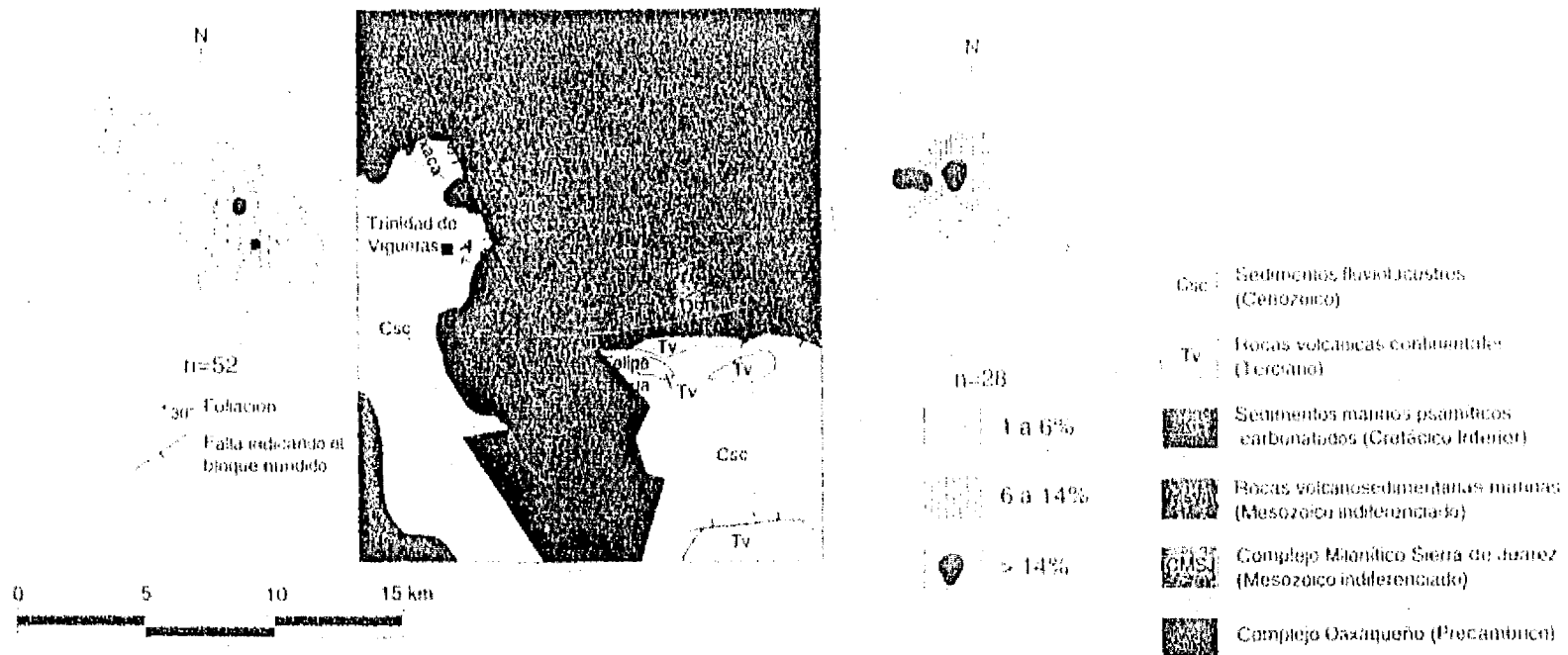
$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{2 \mu \rho g z (1 - \lambda) + 2S}{(\mu^2 + 1)^{1/2} - \mu + 2 \mu (m_1^2 + \delta m_2^2)} \quad (6)$$

donde ρ es la densidad promedio de la columna de roca que yace encima, g es la aceleración de la gravedad, z es la profundidad, λ es la razón presión de fluido intersticial / presión litostática y m_i es un vector unitario perpendicular al plano horizontal. El deslizamiento sobre planos de debilidad es alcanzado cuando

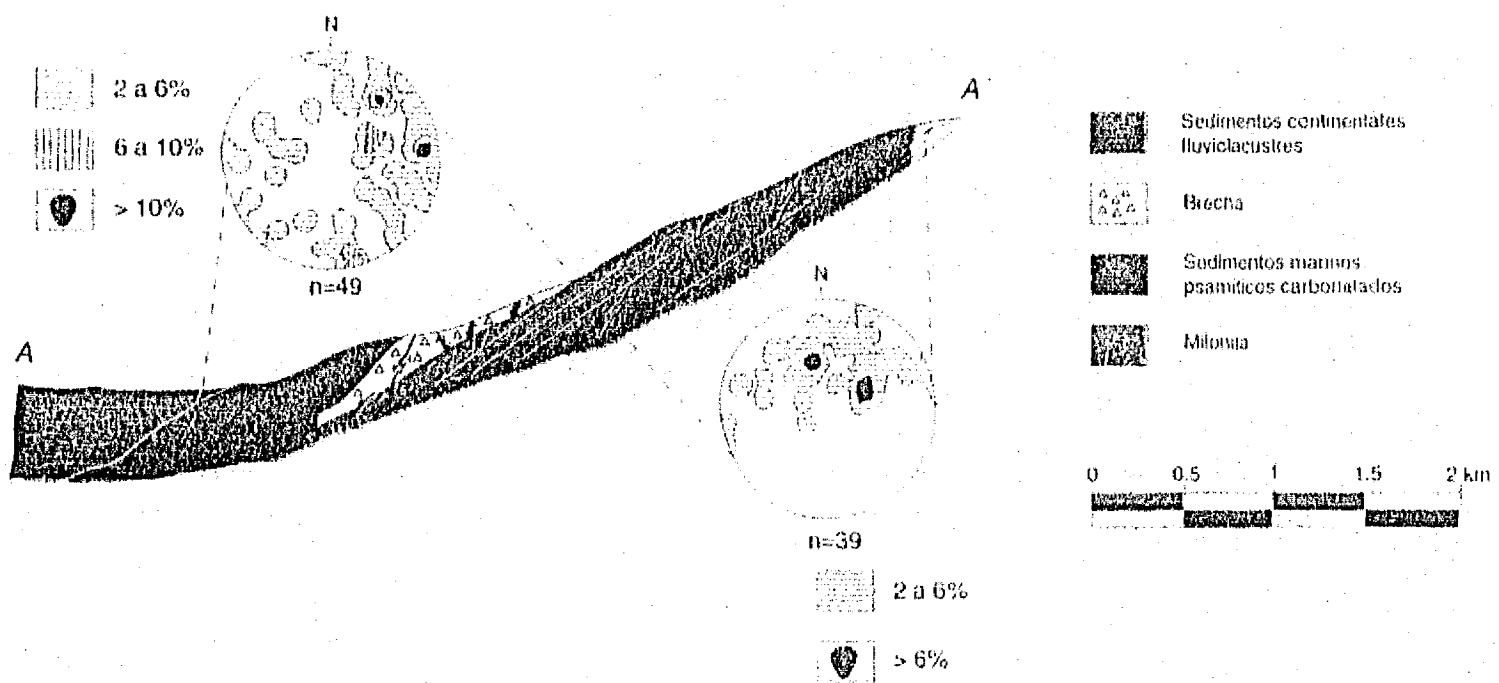
$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{\mu' \rho g z (1 - \lambda) + S'}{[(n_1^2 + \delta n_2^2) - (n_1^2 + \delta n_2^2)^{1/2} + \mu' (m_1^2 + \delta m_2^2) - (n_1^2 + \delta n_2^2)]} \quad (7)$$

donde n_i es un vector unitario perpendicular al plano de debilidad. Se ilustra las relaciones geométricas en la Figura 2. De

Los estereogramas muestran el hemisferio inferior con las concentraciones de los polos de la foliación.



Los estereogramas muestran el hemisferio inferior con las concentraciones de los polos de las fallas.



Proceso completo de selección de nodos por computadora por José de Jesús Vega Castillo

MAPA GEOLÓGICO Y SECCIÓN ESTRUCTURAL ESQUEMÁTICOS DEL ÁREA DE OAXACA

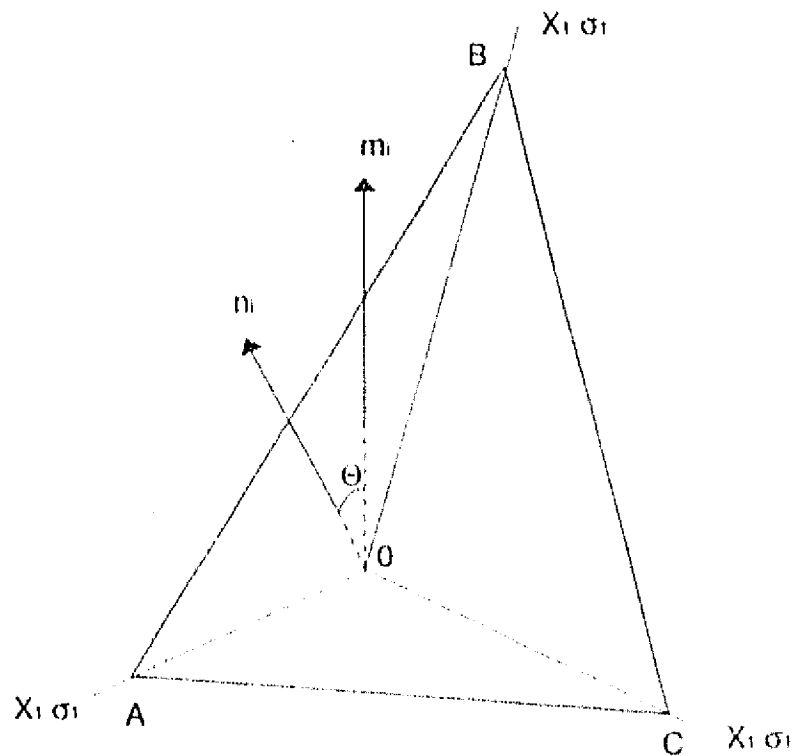


Figura 2.- Relaciones geométricas usadas en las ecuaciones del texto; m_1 y n_1 son vectores unitarios vertical y perpendicular al plano ABC, respectivamente.

acuerdo con estas ecuaciones, para características definidas de la roca (μ , μ' , ρ , S , S' , λ), a una profundidad determinada (z) y a una misma orientación del sistema de esfuerzos, la orientación de los planos de debilidad determinará si se produce deslizamiento sobre ellos, lo que sucede si el valor $(\sigma_1 - \sigma_3)$ de la ecuación (7) es menor que el de la ecuación (6); de lo contrario, la roca se fracturará.

APLICACIÓN AL CASO DE ESTUDIO

En el área de estudio, los dos planos de falla que limitan a las rocas miloníticas tienen inclinaciones de 25° en un caso—falla de Donají— y 35° en el otro—falla de Oaxaca. En esos mismos lugares, la foliación tiene inclinaciones de 25 y 30° , respectivamente, y las direcciones promedio de las trazas de las fallas y de las foliaciones respectivas forman ángulos pequeños ($< 15^\circ$, Lámina 1). Estos hechos indican que el fallamiento cenozoico fue controlado por las foliaciones precenozoicas, ya que en un medio isotrópico, el ángulo mínimo de inclinación de fallas normales formadas por fractura debería ser 45° , lo que excluye la posibilidad de ángulos como los observados.

Por otra parte, dentro de las rocas miloníticas, hay fallas cuya inclinación es $> 60^\circ$ y cortan a los planos de debilidad, mostrando así que los planos preexistentes no tuvieron influencia en el desarrollo de esas fallas.

Si se calcula $(\sigma_1 - \sigma_3)$ en las ecuaciones 6 y 7, usando los valores $\mu = 0.75$, $\mu' = 0.60$, $\rho = 2,650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $g = 9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$, $\delta = 0.5$, $\lambda = 0$, $S = 75 \text{ MPa}$, $S' = 5 \text{ MPa}$, $m_1 = 1$; considerando varias profundidades (z) y la orientación de las foliaciones medidas junto a la falla de Oaxaca ($n_1 = 0.866$, $n_2 = 0.0436$, $n_3 = 0.4981$), se observa que los planos de debilidad preexis-

tentes controlarán la dirección del fallamiento hasta una profundidad cercana a los 10 km; y si se introduce un valor para la presión de fluidos de $\lambda = 0.4$, con el fin de observar el comportamiento de la gráfica, la profundidad a la que se preferirá la fractura aumenta a 14 km (Figura 3).

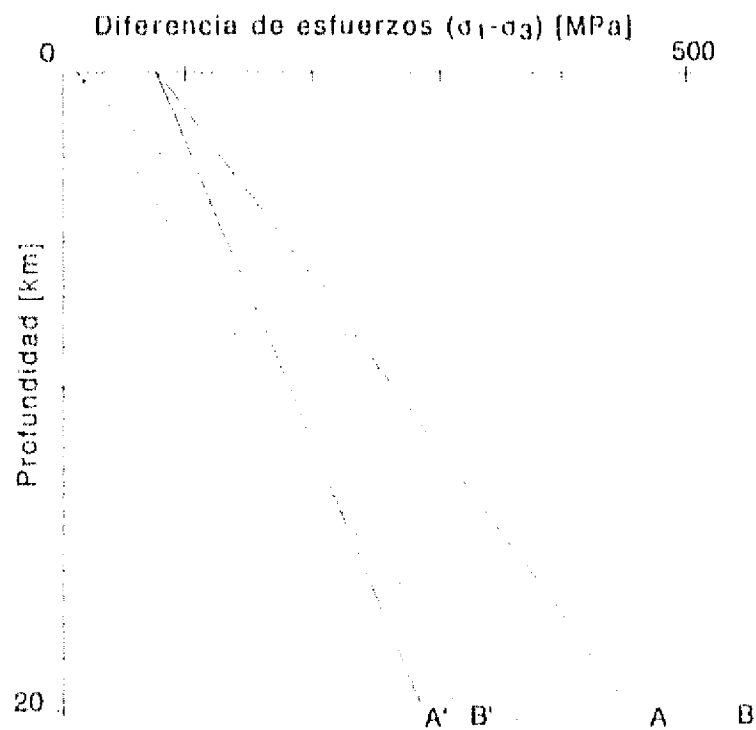


Figura 3.- Gráfica que muestra la diferencia de esfuerzos $(\sigma_1 - \sigma_3)$ requerida para iniciar el fallamiento en la falla de Oaxaca. A y A' fueron calculadas de la ecuación (6), que corresponde a la ruptura del material, usando los valores siguientes: $\mu = 0.75$, $\rho = 2,650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $g = 9.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$, $\delta = 0.5$, $S = 75 \text{ MPa}$, $m_1 = 1$. B y B' fueron calculadas usando la ecuación (7), que corresponde al deslizamiento sobre el plano de debilidad medido en la falla de Oaxaca, utilizando los valores siguientes: $\mu' = 0.60$, $S' = 5 \text{ MPa}$, $n_1 = 0.866$, $n_2 = 0.0436$ y los mismos valores de ρ , g , δ , y m que fueron empleados para calcular A y A'. Para las líneas A' y B' se usó $\lambda = 4$; para las líneas A y B, $\lambda = 0$. En ausencia de presión de fluidos (líneas A y B), se observa que, hasta una profundidad de 10 km, se requiere una menor diferencia de esfuerzos $(\sigma_1 - \sigma_3)$ para reactivar el plano de debilidad que para romper el material; por lo tanto, la deformación será producida por deslizamiento sobre el plano preexistente. A mayor profundidad, se requerirá una menor diferencia de esfuerzos $(\sigma_1 - \sigma_3)$ para romper el material que para producir deslizamiento sobre el plano; por lo tanto, la deformación será liberada por ruptura abajo del punto de intersección. En presencia de presión de fluidos (líneas A' y B'), aumenta la profundidad hasta la cual se prefiere el deslizamiento sobre el plano de debilidad.

Tomando la ecuación (7), dándole los valores ya mencionados de μ , μ' , ρ , g , δ , λ , S , S' , m_1 , una profundidad (z) de 0.1 km y variando los valores de n_2 , se obtiene la gráfica de la Figura 4a. De ella, se deduce que en superficie, asumiendo σ_1 vertical y mientras se mantenga el ángulo de 30° de inclinación del plano de debilidad, la rotación sobre el eje vertical, ya sea del plano de debilidad o de los esfuerzos principales σ_2 y σ_3 , no generará ruptura. Si en las mismas condiciones se hace variar n_1 se obtiene la gráfica de la Figura 4b, la cual muestra que ocurrirá la ruptura cuando la foliación tenga ángulos de inclinación menores que 24° .

Se desconoce el comportamiento del contacto entre las milonitas y las rocas adyacentes a profundidad; sin embargo, por tratarse de la zona de acreción de dos terrenos tectono-

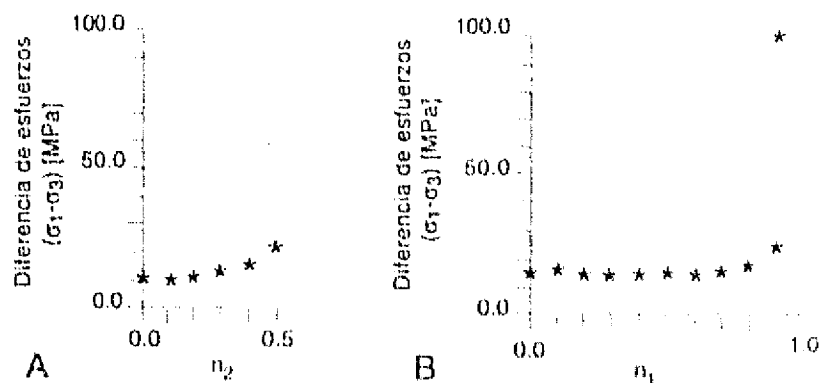


Figura 4.- Gráficas que muestran la variación de la diferencia de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) necesaria para el deslizamiento sobre el plano medido cerca de la falla de Oaxaca, al hacerlo rotar: (A) alrededor de un eje horizontal paralelo a su rumbo; (B) alrededor de un eje vertical. Nótese que al girar sobre el eje horizontal nunca se alcanza los 75 MPa necesarios para la ruptura, y al girar sobre el eje vertical este valor es alcanzado cuando los ángulos de inclinación son menores que 24° . Se usó los parámetros indicados en el texto.

tratigráficos, cabe esperar que afecte a la totalidad o a la mayor parte de la corteza; se supone, también, que la orientación observada en superficie se mantenga con poca variación a profundidad. Por otra parte, en zonas profundas de la corteza es difícil suponer que la deformación sea frágil, lo que hace inadecuado el uso del criterio de Mohr-Coulomb en que se basó el desarrollo de las ecuaciones usadas.

Las fallas normales con ángulos de inclinación grandes fueron observadas tanto en la milonita como en las rocas adyacentes; su presencia en las rocas no milonitizadas se explica porque éstas carecen de planos de debilidad—como en el caso de la brecha masiva que aflora en la sección estudiada—o porque los planos que contienen no son adecuados para que se dé deslizamiento sobre ellos, ya sea por ser pequeños, no penetrativos o por tener orientaciones que se distribuyen aleatoriamente, como los observados en los sedimentos mesozoicos (Lámina 1).

En las rocas miloníticas, hay fallas con inclinación grande que no siguen los planos de debilidad; algunas son pequeñas y afectan sólo a espesores que varían entre metros y decenas de metros de roca milonitizada. Se considera que estas fallas menores se hayan formado para acomodar la deformación interna que no pudo ser liberada por deslizamiento a lo largo de los planos de foliación en las capas de milonita. También hay fallas mayores con ángulos de inclinación grandes; su orientación y distribución indican que son estructuras simétricas y antitéticas de las fallas de Oaxaca y Donají; se cree que se deban a varias causas no excluyentes: (1) que se hayan formado en fases antiguas de deformación, cuando los planos de debilidad tenían orientaciones no adecuadas para que se diera el deslizamiento sobre ellas y que posteriormente hayan sufrido rotación hasta presentar las orientaciones actuales; (2) que la dirección de los esfuerzos principales haya variado, ya sea en el espacio, presentando distintas orientaciones en lugares diferentes, o en el tiempo, teniendo orientaciones distintas durante fases de deformación diferentes; y (3) que se hayan formado por sistemas de esfuerzos secundarios, cuya orientación no fue adecuada para reactivar los planos de debilidad.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La megaestructura analizada presenta un comportamiento diferente en los distintos sectores que la constituyen. En la parte meridional del sector central, el límite oriental de la megaestructura es la falla de Oaxaca, la cual se desarrolló sobre rocas miloníticas que ejercieron un control fundamental durante el fallamiento cenozoico. En contraparte, en el sector meridional no aflora la milonita, sino sedimentos marmos plegados y rocas volcánicas y sedimentarias continentales. En este sector, el bloque oriental presenta varias depresiones topográficas transversales, de las cuales fueron visitadas dos; a ambas se reconoció un origen tectónico. La mayor de ellas es una fosa tectónica limitada al norte por la falla de Donají; en la otra, más pequeña, se observó fallas transversales a la falla de Oaxaca, ubicadas cerca de los límites de la depresión (Figura 1).

Es probable que las depresiones transversales a la falla de Oaxaca ubicadas al sur de la falla de Donají sean fosas tectónicas, dada la morfología que presentan y la orientación de las fallas observadas en el campo; de ser así, esto significaría que el estilo de la deformación cambia radicalmente al pasar del sector central al meridional, ya que en el central el tipo de fosas transversales no fue reconocido. Las fosas tectónicas con simetría ortorrómbica, como las que se infiere que existen en el sector meridional, implican una deformación tridimensional de la corteza, ya sea que las fosas se hayan formado sincrónicamente en un solo evento de deformación triaxial, como el descrito por Reches (1978), o por la sobreposición de varios eventos de deformación plana en los que hubo rotación de las direcciones principales de esfuerzo σ_2 y σ_3 . A diferencia de lo anterior, en el sector central sólo se observa la fosa del valle de Oaxaca, sin fosas transversales u oblicuas identificables, lo que indica que la deformación fue bidimensional. Los autores presentes consideran que la coincidencia del cambio litológico en los afloramientos y el cambio en el estilo de la deformación, al pasar del sector central al meridional, responda a una anisotropía mayor de la corteza involucrada.

La transición entre los sectores central y meridional es la falla de Donají, estructura que también coincide con un cambio en la orientación de la foliación en las rocas miloníticas. Las foliaciones no se cortan una a otra, sino que cambian su orientación gradualmente, de paralelas a la falla de Oaxaca a perpendiculares a ella y paralelas a la falla de Donají (Lámina 1), sugiriendo que se formaran sincrónicamente. Se sabe que el primer evento de milonitización tuvo lugar entre el Paleozoico tardío y el Jurásico Medio (Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego y Ortega-Gutiérrez, 1994; Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego, Ortega-Gutiérrez y van der Hyden, 1994), lo cual descarta la posibilidad de que el cinturón milonítico se deba al levantamiento cenozoico o a la compresión laramfídica. Estas observaciones indican que la coincidencia entre las orientaciones de las fallas cenozoicas de Oaxaca y Donají y las foliaciones miloníticas se deba a la reactivación de planos de

debilidad preexistentes, por lo que el desarrollo de la falla de Donají se debe al cambio en la dirección de las foliaciones.

La geometría descrita para las foliaciones puede deberse a: (1) una relación de tipo *lateral ramp* entre ambas direcciones de foliación, durante el cabalgamiento Paleozoico tardío - Jurásico Medio, y (2) plegamiento posterior a la formación de las milonitas, presumiblemente durante su exhumación en el Neocomiano (Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego y Ortega-Gutiérrez, 1994; Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego, Ortega-Gutiérrez y van der Hyden, 1994).

Una observación importante es que la falla de Donají se ubica en el límite meridional de los afloramientos de milonita; la ausencia de afloramientos de estas rocas más al sur, puede explicarse por el hundimiento relativo del sector meridional durante el Cenozoico, o porque la falla de Donají se ubique en el límite meridional del cinturón milonítico. Se considera la primera interpretación como más probable, debido a que en el sector meridional la falla de Oaxaca persiste, indicando la continuidad de la dirección estructural N10°W, la cual es controlada por el cinturón milonítico en el sector septentrional. Si este razonamiento es correcto, la milonita debe continuar hacia el sur en el subsuelo, cubierta por rocas mesozoicas y cenozoicas.

En una escala menor, a nivel de afloramiento, las fallas que siguen los planos de debilidad preexistentes no tienen la misma dirección ni inclinación que los planos de debilidad medidos en esos mismos lugares. Se cree que esto se deba a variaciones locales provocadas por las ondulaciones de los planos de debilidad, que en el caso presente comúnmente muestran una estructura trenzada, lo que provoca que las mediciones hechas en lugares cercanos arrojen valores distintos. Estas variaciones locales en la dirección e inclinación de los planos de debilidad pueden llegar a producir localmente la formación de fallas nuevas que corten a dichos planos, extendiéndose hasta el punto donde se encuentre otro plano de debilidad en posición adecuada para que ocurra deslizamiento sobre él.

El grado de incertidumbre al hacer estimaciones de los valores de $(\sigma_1 - \sigma_3)$ usando las ecuaciones (6) y (7) para profundidades mayores que 10 km es muy grande, por lo que no se cree razonable hacer un modelado cuantitativo del control ejercido por los planos de debilidad preexistentes en el fallamiento cenozoico a profundidades mayores. Sin embargo, los cálculos hechos son considerados indicadores cualitativos adecuados para establecer un modelo conceptual de la relación del fallamiento cenozoico con las anisotropías litológicas preexistentes, con base en las observaciones geológicas realizadas.

De los datos y la discusión presentados, se puede concluir que:

1. Los comportamientos estructurales distintos que presentan los sectores central y meridional de la megaestructura descrita, coinciden con cambios litológicos de las rocas que afloran, por lo que se cree que estas anisotropías mayores

de la corteza hayan determinado los estilos estructurales observados.

2. La falla de Donají es de desplazamiento oblicuo con un mayor componente de tipo normal; termina al poniente en su intersección con la falla de Oaxaca. Constituye el límite meridional de los afloramientos del cinturón milonítico Sierra de Juárez y marca la transición entre los sectores central y meridional, que son estructuralmente contrastantes.
3. Aunque al sur de la ciudad de Oaxaca la falla de Oaxaca continúa, cambia su expresión morfológica, observándose que su escarpe está segmentado por depresiones transversales.
4. La estructura interna del sector central de la falla de Oaxaca fue controlada por los planos de debilidad preexistentes. El mayor de estos planos es la zona de contacto entre las milonitas y las rocas adyacentes, por lo que se cree que la falla siga ese contacto al menos hasta profundidades cercanas a los 10 km, sin descartar la posibilidad de que lo haga hasta zonas tan profundas como la parte media o baja de la corteza.
5. La formación de las fallas normales que tienen ángulos de inclinación cercanos o mayores que 60° puede ser explicada cuando se trata de fallas pequeñas, como fallas menores que sirvieron para acomodar la deformación interna de las capas miloníticas. Cuando se trata de fallas mayores, son consideradas fallas sintéticas y antitéticas de las fallas de Donají y Oaxaca. En el caso de la cubierta mesozoica, la fractura se debió a que las rocas afectadas contenían planos de debilidad con orientaciones muy variables o no adecuados para que se diera el deslizamiento sobre ellos. En el caso de las rocas miloníticas, la fractura pudo deberse a la rotación, ya sea de las direcciones principales de esfuerzo, de los planos de debilidad preexistentes, o de ambos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a Fred McDowell y Richard Tosdal las revisiones críticas hechas al manuscrito. Esta investigación forma parte de las actividades desarrolladas por S.A. Alaniz-Álvarez y Á.F. Nieto-Samaniego en el Posgrado en Geofísica de la Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades, Universidad Nacional Autónoma de México, y forma parte de sus tesis doctorales. Se agradece el financiamiento recibido de CONACYT, proyecto 3155T y PADEP, UNAM, proyectos 030347 y 030355.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, Á.F.; y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S.A.; Nieto-Samaniego, Á.F.; Ortega-Gutiérrez, Fernando; y van der Hyden, Peter, 1994, A Middle Jurassic age for the Oaxaca Shear Zone

- and its tectonic interpretation: *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 12, Toluca, Libro de resúmenes, p. 2-3 (resumen).
- Centeno-García, Elena, 1988, *Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría*, 156 p. (inédita).
- Ferrusquía-Villafranca, Ismael, 1990, *Biostratigraphy of the Mexican continental Miocene; Part 2. The southeastern (Oaxacan) faunas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana* 56, p. 60-109.
- Huyghe, Pascale, y Mugnier, J.L., 1992, The influence of depth on reactivation in normal faulting: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 991-998.
- Ivins, E.R.; Dixon, T.H.; y Golomberg, M.P., 1990, Extensional reactivation of an abandoned thrust—a bound on shallowing in the brittle regime: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 303-314.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, y González-Arreola, Celestina, 1985, Una edad cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la sierra de Juárez, Oaxaca: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, p. 100-101.
- Ortega Gutiérrez, Fernando; Mitre-Salazar, L.M.; Ioldán-Quintana, Jaime; Sánchez-Rubio, Gerardo; y De la Fuente-Duch, Mauricio, 1990, North American Continent-Ocean Transect Program, Transect H-3, Acapulco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico: *Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean*, escala 1:500,000.
- Ranalli, Giorgio, 1987, *Rheology of the Earth, deformation and flow processes in geophysics and geodynamics: Londres, Allen and Unwin*, 366 p.
- Ranalli, Giorgio, y Yin, Z.M., 1990, Critical stress difference and orientation of faults in rocks with anisotropies—the two-dimensional case: *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 1067-1071.
- Reches, Ze'ev, 1978, Analysis of faulting in three-dimensional strain field: *Tectonophysics*, v. 47, p. 109-129.
- Sibson, R.H., 1985, A note on fault reactivation: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 751-754.
- Wilson, J.A., and Claibagh, S.E., 1970, A new Miocene formation and a description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca: *Sociedad Geológica Mexicana, libro guía de la excursión México-Oaxaca*, p. 120-128.
- Yin, Z.M., and Ranalli, Giorgio, 1992, Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 237-244.

Manuscrito presentado: 27 de abril de 1992.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 12 de febrero de 1995.

Manuscrito aceptado: 20 de febrero de 1995.

CAPÍTULO III

RADIOMETRIC AND KINEMATIC EVIDENCE FOR MIDDLE JURASSIC STRIKE-SLIP FAULTING IN SOUTHERN MEXICO RELATED TO THE OPENING OF THE GULF OF MEXICO

RADIOMETRIC AND KINEMATIC EVIDENCE FOR MIDDLE JURASSIC STRIKE-SLIP FAULTING IN SOUTHERN MEXICO RELATED TO THE OPENING OF THE GULF OF MEXICO

Susana A. Alaniz-Alvarez

Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. Postal 376, Guanajuato, Gto., C.P. 36000, México

Peter van der Heyden

Geological Survey of Canada, 100 West Pender St., Vancouver, B.C. V6B1R8, Canada

Angel F. Nieto-Samaniego

Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apdo. Postal 376, Guanajuato, Gto., 36000, México

Fernando Ortega-Gutiérrez

Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, México, D.F., Delegación Coyoacán, 04510, México

ABSTRACT

One of the least known aspects of the evolution of the Gulf of Mexico, is the nature and location of shear zones along which the relevant continental fragments were displaced. The Sierra de Juárez mylonitic complex, located in southern Mexico, is a polyorogenic north-northwest trending structure. Here we report U-Pb mylonitization dates of 165 ± 20 Ma for igneous zircon from the syntectonic San Felipe granite, and 169.3 ± 1.7 Ma integrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age from synkinematic muscovite, both of which indicate a Middle Jurassic age for strike-slip event along the Sierra de Juárez mylonitic complex. This event therefore occurred during the opening of the Gulf of Mexico, and we propose that that the shear zone was kinematically related to the southeast displacement of the Yucatan block.

INTRODUCTION

In order to move away the continental blocks that overlapped in the Bullard fit (Bullard et al., 1965), a number of large scale lateral shear zones have been inferred for the early Mesozoic paleotectonic reconstructions of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region. Displacements occurred in Jurassic time when Gondwana moved southward relative to North America. Three hypothetical main shear zones in Mexico with a roughly east-west trend have been proposed, in addition a major north-south dextral megashear was first introduced by

Pindell (1985), in order to accommodate the displacement of the Yucatan block southward from the Texas-Louisiana region.

Paleomagnetic data show a southward movement of southern Mexico in Jurassic time (e.g., Morán-Zenteno et al., 1988; Molina-Garza et al., 1992). Jurassic north-south normal faulting active in eastern Mexico during the opening of the Gulf of Mexico is defined by the stratigraphic record (e.g., Salvador, 1991; McKee et al., 1990). In contrast, offsets along major transcurrent faults are based largely on geometry of plate tectonic models, and there is as yet no field evidence of them.

The Sierra de Juárez mylonitic complex represents one of the few places along the rim of the Gulf of Mexico where mylonitic rocks are well exposed (Fig. 1). Here we report geochronologic and kinematic data that seem to be the first field evidence of large-scale faulting that are consistent with a southward displacement of the Yucatan block in Middle Jurassic time.

THE SIERRA DE JUÁREZ MYLONITIC COMPLEX

Geologic setting

The Sierra de Juárez mylonitic complex is a low-angle, west-dipping, north-northwest trending structure that forms the boundary between the Zapoteco and Cuicateco terranes (Ortega-Gutiérrez et al., 1990) (Juárez suture of Sedlock et al. 1993). It extends over a distance of 160 km and is 8-15 km wide. The mylonite belt is unconformably overlain by Neocomian marine sediments that contain mylonite clasts (Alaniz-Alvarez et al., 1994). Late Jurassic red beds without mylonite clasts unconformably overlain the Grenville-age Zapoteco terrane basement near west to the mylonite belt.

Structural Setting

In the studied area, two superimposed subparallel mylonitic foliations and a group of semibrittle structures record two main events of mylonitic deformation (D1 and D2) followed by a D3 deformation event in the brittle-ductile transition zone. Along the Sierra de Juárez mylonitic complex the foliation strikes north-northwest and dips to the west at the western edge and to the east at the eastern edge. The Cenozoic Oaxaca and Donaji normal faults form the western and southern boundaries of the Sierra de Juárez mylonitic complex, in both cases with

basement rocks of the Zapoteco terrane exposed in the hanging wall (Fig. 1). These faults reactivated the contact between the mylonitic belt and the Zapoteco terrane during a D4 event (Niето-Samaniego et al., 1995). However, neither D1 nor D4 events are related to the opening of the Gulf of Mexico, and are not discussed here in detail.

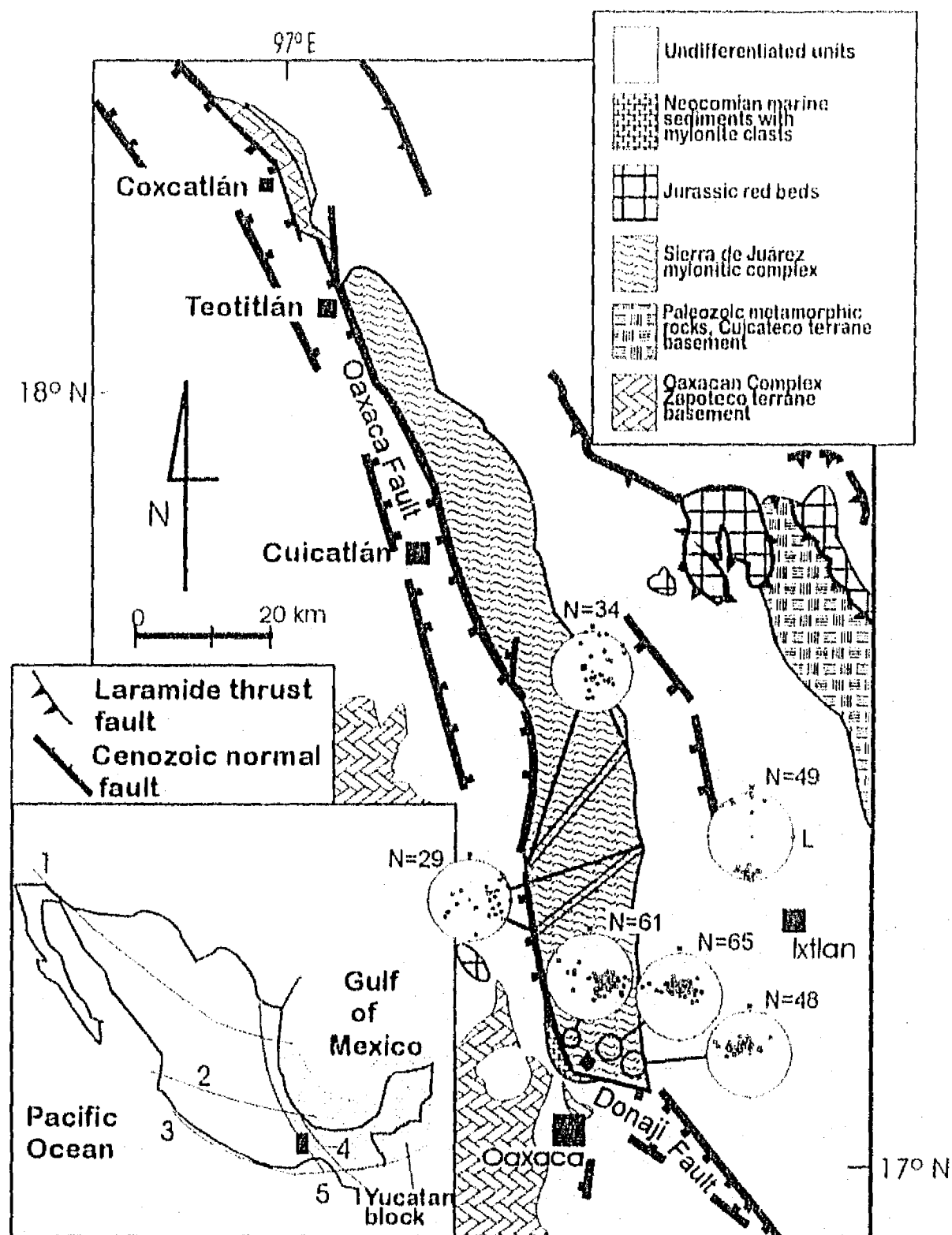


Figure 1. Simplified geologic map in Oaxaca State. Inset shows major faults in Mexico with probable Jurassic displacements: 1. Mojave-Sonora Megashear (Silver and Anderson, 1974). 2. Trans-Mexican Volcanic Belt lineament (Gastil and Jensky, 1973). 3. Acapulco-Guatemala Megashear (Anderson and Schmidt, 1983). 4. Tamaulipas-Golden-Lane-Chiapas fault zone (Pindell, 1985). 5. Tamaulipas-Oaxaca fault (Padilla y Sánchez, 1986). Black rectangle is enlarged area, black diamond shows location of geochronologic samples. Equal-area lower-hemisphere projections with poles of foliations. Note that, although there is considerable scatter in the foliation trends, the stretching lineation (net labeled L) is very consistent with a north-south strike and very shallow dip of $<25^\circ$.

Kinematics

It is clear from our field observations that the main regional structure developed during D1, and that the D2 and D3 events reactivated that megastructure and overprinted its meso- and micro-scale structures.

D1 is related to a major eastward thrust (Alaniz-Alvarez et al., 1994) forming the S1 foliation. D2 formed a S2 foliation statistically oriented parallel to S1, but at outcrop scale S2 and S1 can be differentiated in many cases. Stretching lineations measured independently on S1 or S2 surfaces are invariably subhorizontal and trend north-south nearly parallel to the mylonite belt trend (Fig. 1). This is a strong indication that D2 had a subhorizontal direction of movement.

In an attempt to obtain the D2 sense of shear, we examined kinematic indicators (Simpson and Schmid, 1983). Some feldspar and amphibole formed σ and δ porphyroclasts with curved tails. Some are completely recrystallized or have an irregular shape. The complex geometry of most of the porphyroclast tails is probably due to the superposition of the D2-related recrystallization (Fig. 2), resulting in irregular porphyroclasts, which are unreliable as kinematic indicators. The shear sense deduced from these structures in the mylonites is ambiguous.

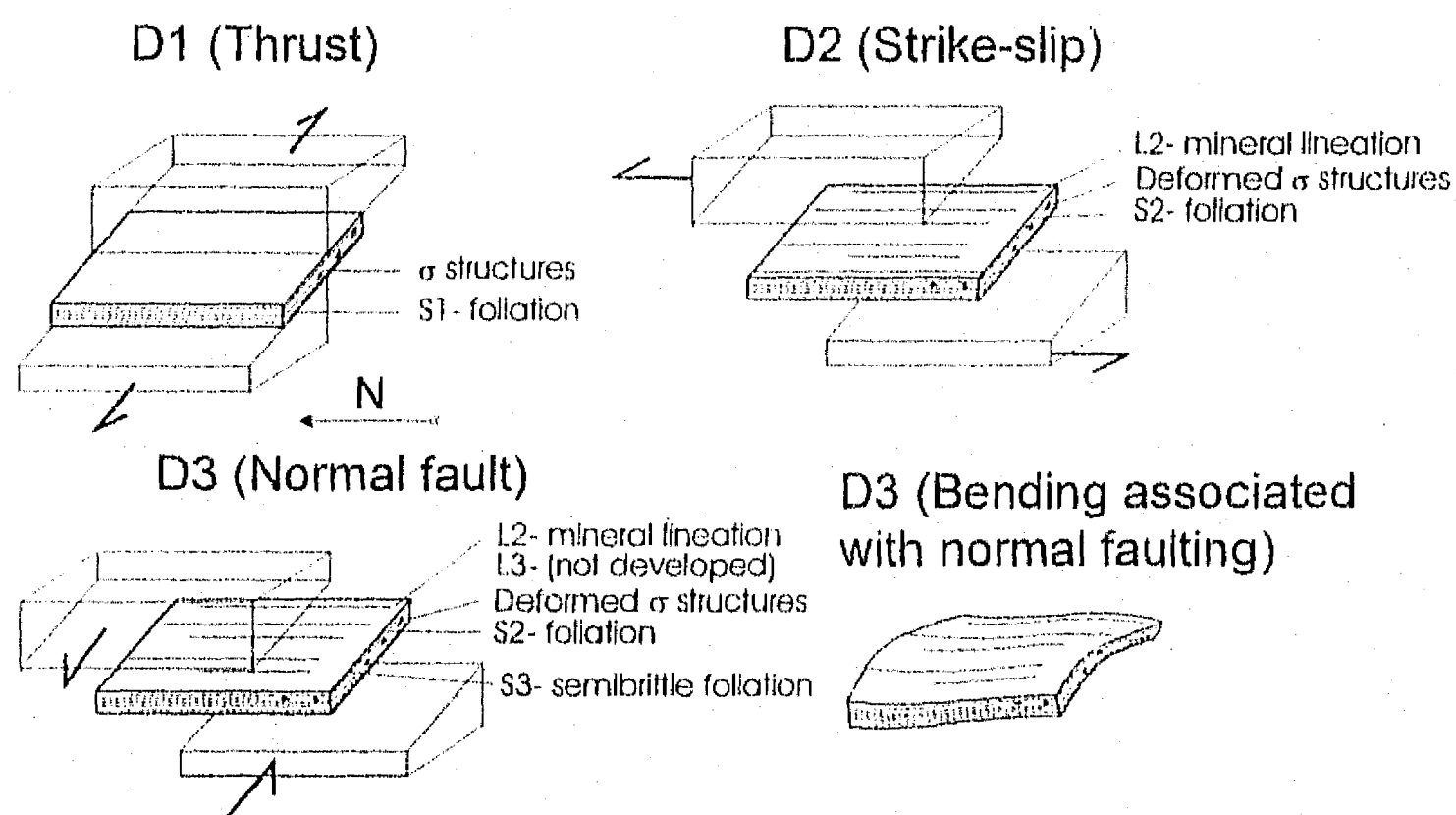


Figure 2. Tectonic overprinting relationships in the Oaxaca area, indicating an event of earlier mylonites (D1) related to thrusting to the east. D2 overprinting is related to the strike-slip event. Later bowing of the shear zone presumably occurred during uplift (D3) of the mylonite belt.

D3 is an extensional event recorded by S-C surfaces and bookshelf sliding structures, they indicate multiple sense of movement. C-surfaces reactivated S2. Their semibrittle behavior and their location near the Oaxaca and Donaji faults strongly suggest that these structures formed during the early exhumation of the mylonite belt.

If we assume that the shear zone boundaries are subparallel to the foliation, the multiple orientations of the foliations measured in the field can be explained by a bending (bowing up) of the mylonite belt along an axis parallel to its trend (Fig. 2). In this model for the structural geometry we show that bending did not produce penetrative lineation. L2 was originally horizontal and the rotation, produced during bending, occurred along an axis parallel to the Sierra de Juárez mylonitic complex trend. This axis was slightly folded changing the foliation attitude in the core of the mylonite belt but without affecting the L2 trend.

GEOCHRONOLOGY

The age of the strike-slip displacement was obtained by dating minerals formed during D2. Zircon and monazite U-Pb dates were determined for the D2-syntectonic San Felipe granite (sample SFG), and a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date was obtained for D2-syntectonic muscovite from a deformed granitic strip (sample J-11). In addition, zircon U-Pb dates were determined for a second D2-pretectonic granitic strip (sample SFD). All analyses were performed at the Ottawa geochronology laboratory of the Geological Survey of Canada. Analytical procedures are summarized in Parrish et al. (1987).

San Felipe Granite

Fabric elements in the San Felipe granite suggest that it was emplaced during D2: (1) it has only one foliation, (2) it contains mylonite xenoliths, (3) its intrusive contact lacks chilled borders, (4) it is heterogeneously deformed, and (5) the granite is elongated parallel to the foliation.

The analytical results for the San Felipe granite are shown in Table 1 and Figure 3A. Linear regression of the discordant zircon data using a modified York (1969) method (see discussion in Parrish et al., 1987) gives a 165 ± 20 Ma lower intercept.

Table 1

U-Pb data

Fraction ¹ μm	Wt. ² mg	U ppm	Pb ³ ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ⁴	Pb ⁵ ppm	²⁰⁸ Pb ⁶ %	Radiogenic ratios (± 1σ, %) ⁷			Ages (Ma, ± 2σ) ⁸		
							²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
SFG. San Felipe Granite												
1 >149 (Z)	0.939	323	18.1	32190	34	5.6	0.057596 ± 0.13	0.515072 ± 0.14	0.064859 ± 0.03	361.0 ± 0.9	421.9 ± 1.0	769.8 ± 1.2
2 149-105 (Z)	0.320	366	20.1	30540	14	7.1	0.055670 ± 0.09	0.504365 ± 0.10	0.065708 ± 0.03	349.2 ± 0.6	414.7 ± 0.7	797.1 ± 1.2
3 105-74 (Z)	1.007	399	18.4	82480	15	6.2	0.047346 ± 0.13	0.408044 ± 0.14	0.062506 ± 0.03	298.2 ± 0.8	347.5 ± 0.8	691.4 ± 1.2
4 <74 (Z)	0.232	461	14.4	2708	82	5.6	0.032468 ± 0.10	0.248331 ± 0.12	0.055471 ± 0.06	206.0 ± 0.4	225.2 ± 0.5	431.3 ± 2.6
5 >250 (M)	0.107	5366	1104	826	914	91.0	0.020285 ± 0.16	0.137504 ± 0.28	0.049164 ± 0.19	129.5 ± 0.4	130.8 ± 0.7	155.7 ± 8.9
6 250-149 (M)	0.184	873	180	857	276	90.0	0.022677 ± 0.11	0.153969 ± 0.23	0.049244 ± 0.17	144.6 ± 0.3	145.4 ± 0.6	159.5 ± 8.1
SFD. Granitic strip												
1 >149 (Z, dark)	0.142	710	116	6929	144	12.2	0.156470 ± 0.09	1.534380 ± 0.11	0.071122 ± 0.04	937.1 ± 1.6	944.3 ± 1.3	960.9 ± 1.4
2 <74 (Z)	0.136	51	8.1	7408	9	10.4	0.154748 ± 0.26	1.508031 ± 0.27	0.070678 ± 0.04	927.5 ± 4.6	933.6 ± 3.3	948.1 ± 1.6
3 149-105 (Z)	0.868	83	13.3	33390	21	12.8	0.151276 ± 0.09	1.460036 ± 0.10	0.069999 ± 0.03	908.2 ± 2.6	914.0 ± 1.2	928.3 ± 1.2
4 105-74 (Z)	0.474	134	20.4	33630	18	9.5	0.150361 ± 0.09	1.445574 ± 0.10	0.069728 ± 0.03	903.0 ± 1.5	908.0 ± 1.2	920.3 ± 1.2
5 >149 (Z)	0.840	26	4.0	1212	17	13.9	0.145151 ± 0.09	1.390351 ± 0.16	0.069471 ± 0.11	873.7 ± 1.5	884.8 ± 1.9	912.7 ± 4.5

¹Fraction number (as in Figure 3a and b) and size. (Z)=zircon; (M)=monazite. All zircon fractions were moderately to strongly abraded, all fractions were non-magnetic at 1.8 Amp. and 1° side slope on a Frantz isodynamic separator. Monazite fractions were magnetic at 1.8 Amp. and 20° side slope.

Zircons separated from the SFG were clear, very light pink, euhedral, prismatic igneous crystals with very minor fluid and opaque inclusions; very pale xenocrystic cores were observed only in a very small percentage of analyzed grains. Monazite from the SFG occurs as relatively coarse (ca. 250 μm), anhedral to subhedral, tan-colored grains. Zircons separated from sample SFD are subhedral to rounded (tectonically abraded), colorless to light pink grains that appear to have been derived from dominantly equant, multifaceted igneous crystals.

²Error on weight = ± 0.001 mg.

³Radiogenic Pb.

⁴Measured ratio corrected for spike and Pb fractionation of 0.09 ± 0.03%/AMU.

⁵Total common Pb on analysis corrected for fractionation and spike.

⁶Radiogenic Pb.

⁷Corrected for blank Pb and U and common Pb (Stacey-Kramers model Pb composition equivalent to the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age).

⁸Corrected for blank and common Pb.

⁴⁰Ar/³⁹Ar data

Sample J-11

inert	L % K ¹	Atmos. Ar ²	age of heating step #2 (% gas) ³	age of heating step #3 (% gas) ³	integrated ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar age ⁴	plateau age (% gas) ⁵
uscovite	.64	.07	71.9 ± 0.9 (55%)	71.3 ± 0.3 (43%)	69.3 ± 1.7	71.6 ± 1.7 (98%)

¹ Based on ³⁹Ar measurement; error is ca. 1-4%.

² Given for the integrated ⁴⁰Ar/³⁹Ar age.

³ Errors are 2 sigma.

⁴ Weighted mean age of all 3 gas fractions; this is equivalent to a conventional K-Ar age. Error is 2 sigma.

⁵ Error is 2 sigma.

Granitic Strips

The granitic strips are fine- to medium-grained bodies that occur as tectonic sills and boudins up to 50 cm wide in strongly foliated amphibolite facies mylonites hosting the San Felipe granite.

The upper intercept of sample SFD (Table 1, Fig. 3B) indicates that the granitic strips are Grenvillian (late Middle Proterozoic) in age. This implies that the enclosing country rocks probably belong to the Zapoteco terrane. The discordia line has a poorly delimited lower intercept of 800 ± 70 –160 Ma; the geological significance of this intercept is unclear.

Sample J-11 is coarse-grained muscovite (~2 cm across) collected from a foliated granitic strip with visible L2. A three-step $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ heating technique was used to date the muscovite, with the temperature of the first step selected to liberate most of the atmospheric Ar. The radiogenic Ar was released in the next steps in ~50 % increments. The ages of the three Ar fractions (Table 1) are in good agreement, yielding an integrated $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of 169.3 ± 1.7 Ma; it is unlikely that there has been a disturbance in the K-Ar system following this time.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The stratigraphic, structural, geochronological, and kinematic analysis of the Sierra de Juárez mylonitic complex presented here shows that this shear zone moved with lateral displacement at ~165 Ma, unfortunately, the sense of shear remains unknown. In addition, roughly between 165 and 140 Ma 15 km of uplift had to occur in order to exposed the mylonites to erosion for the first time.

Models of the of the Gulf of Mexico evolution show that by 180 Ma (Bajocian) the Yucatan block had already started to move south along north-south trending shear zones (e.g. Pindell, 1985; Schouten and Klitgord, 1994). The transform system remained in motion throughout the Jurassic and reached its full lateral extent by earliest Cretaceous. Simultaneously the Mojave-Sonora megashear acted as a left-lateral transform system (Anderson and Schmidt, 1983). The 163-169 Ma age obtained for the lateral movement at the Sierra de Juárez mylonitic complex coincides with the opening of the Gulf of Mexico and roughly with the time when the Mojave-Sonora megashear moved in northern Mexico. It is easy to infer possible genetic links between the timing and kinematics of the Sierra de Juárez mylonitic complex and those major tectonic events related to the break up of Pangea and the

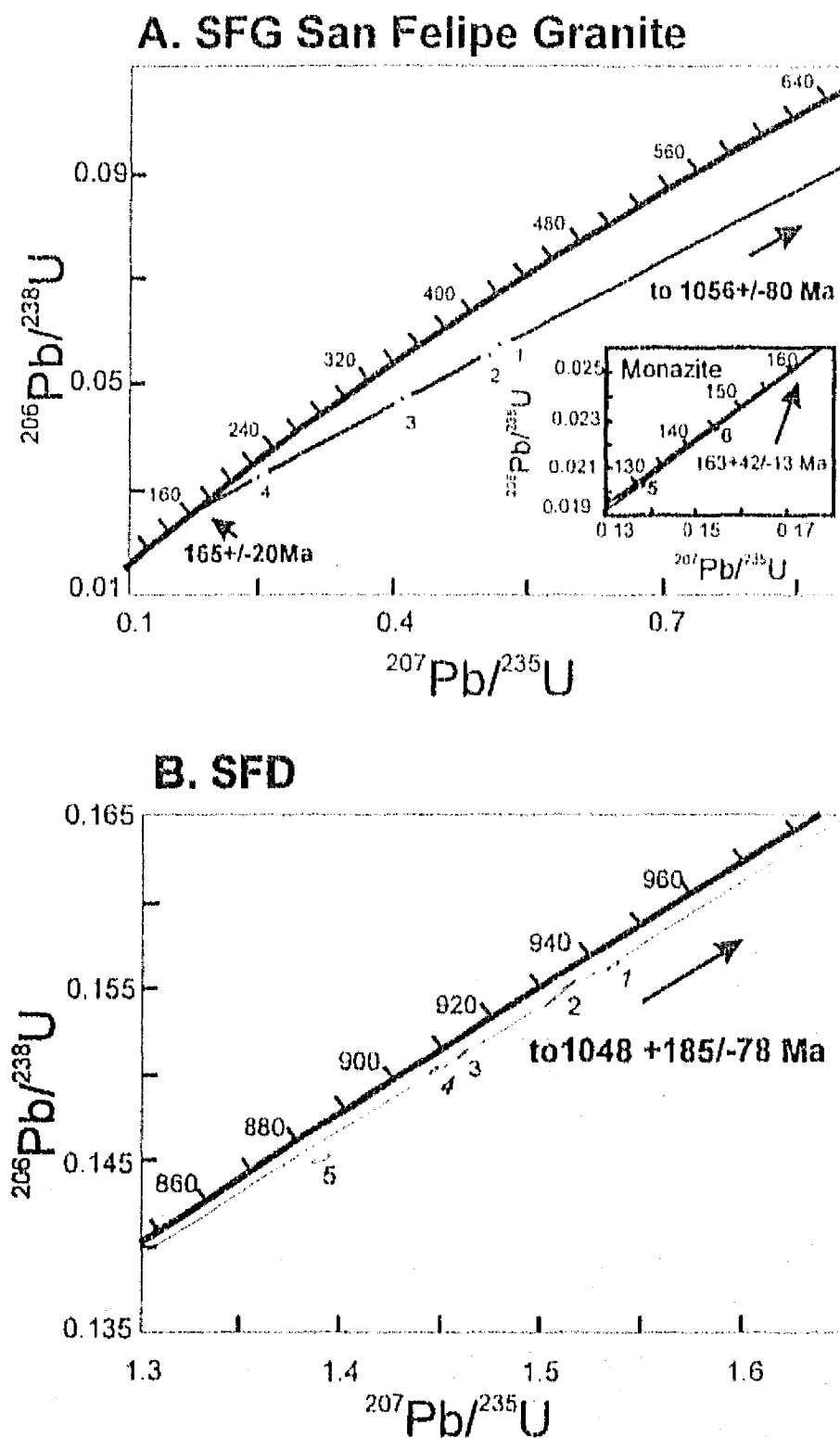


Figure 3. Concordia diagrams. A. D2 deformed San Felipe granite. B. Granitic strips.

The two monazite fractions yield a poorly constrained upper intercept of $163 \pm 42/-13$ Ma (inset, Fig. 3A). The considerable discordance of the four zircon fractions is due to inherited late Middle Proterozoic radiogenic Pb (1056 ± 80 Ma), indicating that the San Felipe granite interacted with or was derived from Grenville-age crust. The monazite discordance is due to postemplacement Pb loss, to which the scatter in the zircon data about discordia can also be attributed. Although the combination of Pb loss and inheritance has resulted in relatively large intercept errors, the results indicate that the San Felipe granite is almost certainly a Middle Jurassic intrusion. Its emplacement age is here interpreted as ca. 165 Ma.

opening of the Gulf of Mexico. Sedlock et al. (1993) placed for Jurassic time a transtensional shear zone along the western side of Chiapas Massif approximately at the location of the Sierra de Juárez mylonitic complex; however, in their reconstruction the relationships between the transtensional shear zone and Juárez suture is unclear.

The long history of deformation of the Sierra de Juárez mylonitic complex reveals that a major north-northwest crustal-scale discontinuity was episodically reactivated during the main tectonics events that affected southern Mexico. We propose that the reactivation of north-northwest trending preexisting structures accommodated the deformation imposed by the opening of the Gulf of Mexico. The strike-slip reactivation along other yet unrecognized low-angle shear zones, probably together allowed the total displacement of the Yucatan block.

From the data and discussion presented here, we conclude: (1) Two ductile events, D1 and D2 acted along the Sierra de Juárez mylonitic complex (Fig. 2). (2) D2 took place with a major strike-slip component during the Middle Jurassic reactivating an ancient thrust formed during D1. (3) D3 was an extensional event that took place later in the Mesozoic during uplift of the mylonite belt. (4) The analytical results for samples SFG and J-11 provide the first numerical constraints on the timing of strike-slip movement along the Sierra de Juárez mylonitic complex; they show that D2 was completed during the 163-169 Ma interval. The results for sample SFD suggest that the mylonitic country rocks are part of the Grenvillian Zapoteco terrane basement. (5) Our data suggest that the Jurassic displacement of the Yucatan block relative to North America was accommodated partially along the Sierra de Juárez mylonitic complex, first southward as revealed by the right(?) lateral displacement and then eastward as implied by the normal movement.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Randy Parrish of the Geological Survey of Canada for permission to use the facilities of the Ottawa geochronometry laboratory and Pat Hunt and Vicky McNicoll for coordinating the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb determinations, respectively. G. Tolson, B. Martiny, Luca Ferrari, Joann Stock, Richard Sedlock and Joaquín Ruiz improved the manuscript with their suggestions. J. T. Vazquez and C. Garduño provided technical assistance. Supported by CONACYT project 3155T.

REFERENCES CITED

- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., and Ortega-Gutiérrez, F., 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 146-155.
- Anderson, T. H., and Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Bullard, E. C., Everett, J. E., and Smith, A. G., 1965, The fit of continents around the Atlantic, in Blackett, P. M. S., et al., eds., *A symposium on continental drift: Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A., v. 258, p. 41-51.
- Gastil, R. G., and Jency, W. A., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic belt, in *San Andreas fault symposium: Stanford University Publications in the Geological Sciences*, p. 171-180.
- McKee, J. W., Jones N. W., and Long, L. E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 593-614.
- Molina-Garza, R. S., Van der Voo, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico: Evidence for rotation of the Maya block and implications for the opening of the Gulf of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1156-1168.
- Morán-Zenteno, D. J., Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H., and Gonzalez-Torres, E., 1988, Paleomagnetismo de rocas jurásicas del norte de Oaxaca y sus implicaciones tectónicas: *Geofísica Internacional*, v. 27, p. 485-518.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., and Ortega-Gutiérrez F., 1995, Estructura interna de la Falla de Oaxaca y su relación con las anisotropías preexistentes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 12, p. 1-8.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., and de la Fuente, M., 1990, Ocean-Continent Transect H3: Acapulco Trench to the Gulf of Mexico: *Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect no. 14, one sheet with text, scale 1:500,000.*
- Padilla y Sánchez, R., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role on the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, p. 157-206.
- Parish, R. R., Roddick, J. C., Loveridge, W. D., and Sullivan, R. W., 1987, Uranium-lead analytical techniques at the geochronology laboratory, Geological Survey of Canada, in *Radiogenic age and isotopic studies: Report 1: Geological Survey of Canada Paper 87*, p. 3-7.
- Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Salvador, A., 1991, Triassic-Jurassic, in Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, geology of North America*, v. J, p. 131-180.
- Schouten, H., and Klitgord, K. D., 1994, Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 22, p. 507-510.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Silver, L. T., and Anderson, T. H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 956.

Simpson, C., and Schmid, S. M., 1983, An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks: *Geological Society America Bulletin*, v. 94, p. 1281-1288.

York, D., 1969, Least squares fitting of a straight line with correlated errors: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 320-324.

CAPÍTULO IV

REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS DOMINIOS DE RUPTURA Y DESLIZAMIENTO: APLICACIÓN A LA FALLA DE OAXACA, MÉXICO

**REPRESENTACIÓN GRÁFICA DE LOS DOMINIOS DE RUPTURA Y DESLIZAMIENTO:
Aplicación a la falla de Oaxaca, México**

Alaniz-Alvarez, S. A.
Nieto-Samaniego, A. F.

Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Centro; Apartado postal 376, Guanajuato, Gto. C.P. 36000, MÉXICO

RESUMEN

En la última década, muchos trabajos han discutido cual es el ángulo de inclinación mínimo que debe de tener un plano de debilidad para reactivarse como falla normal. En este trabajo se calcularon las orientaciones (rumbo e inclinación) que tendrán los planos preexistentes que se reactivarán al ser sometidos a diferentes regímenes de esfuerzo y bajo diversas condiciones corticales. Los dominios de deslizamiento y de ruptura se calcularon utilizando las ecuaciones generales del criterio de Coulomb-Navier desarrolladas por Yin y Ranalli (1992). En nuestro análisis se obtuvo la diferencia de esfuerzos crítica para causar fallamiento, ya sea como una nueva fractura o reactivación de un plano de debilidad preexistente, en función de la profundidad, parámetros del material, presión de fluido en los poros, orientación del campo de esfuerzos y orientación del plano de debilidad. Aplicamos las gráficas desarrolladas a la falla de Oaxaca, ya que en trabajos anteriores se propuso que ésta reactivó un plano de cabalgadura pre-Jurásico durante el Cenozoico. De acuerdo con los datos obtenidos en este trabajo, la reactivación en la falla de Oaxaca debió ocurrir cuando la inclinación de nuestro plano de debilidad principal (el contacto entre el complejo milonítico Sierra de Juárez y el terreno Zapoteco) fue menor que 20°.

ABSTRACT

In the last decade, many people have discussed the minimum dip that a plane of weakness must have to reactivate it as a normal fault. In this study we calculated the ranges of orientations (strike and slip) of the planes of weakness that will reactivate under different stress regimes and diverse cortical conditions. The rupture and reactivation domains were calculated using the general equations of the Coulomb-Navier failure criteria developed by Yin and Ranalli (1992). In our analysis, we obtain the critical stress difference necessary to cause failure as a function of depth, material parameters, pore

fluid pressure, orientation of the stress field and orientation of the plane of weakness. The new proposal of our method is the representation of the reactivating-rupture domains in a equiareal net for stress systems with any orientation.

Previous studies have proposed that the Cenozoic normal Oaxaca fault, reactivated a pre-Jurassic thrust. According to our data, reactivation occurred in the Oaxaca fault when the dip of the main plane of weakness (the contact between the Zapoteco terrane and the Sierra de Juárez mylonitic complex) was less than 20° .

INTRODUCCIÓN

En el estudio de la deformación frágil en la corteza superior se ha utilizado el criterio de fractura de Coulomb-Navier para describir el fallamiento. Con base en este criterio y asumiendo una orientación vertical para uno de los esfuerzos principales, Anderson (1951) caracterizó geoméricamente a tres estilos de fallamiento: normal, transcurrente e inverso. En años recientes se ha documentado en casos naturales la reactivación de estructuras antiguas (e. g. Ring 1994, Destro et al., 1994, Hetzel et al., 1994) y por otro lado se han descrito áreas donde se formaron nuevas fallas en sitios donde había fallas preexistentes que no fueron reactivadas (Wernicke y Burchfield, 1982). La aproximación cuantitativa del límite ruptura-deslizamiento, considerando la orientación de planos preexistentes de debilidad con respecto al sistema de esfuerzos, fue establecida utilizando el criterio de Coulomb-Navier (e. g. Jaeger, 1979) y recientemente por Ranalli y Yin (1990), Ivins y colaboradores (1990), Huyghe y Mugnier (1992), Yin y Ranalli (1992) y Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez (1995). Yin y Ranalli (1992) desarrollaron las ecuaciones generales para determinar la diferencia de esfuerzos crítica para que ocurra ruptura o deslizamiento sobre un plano de debilidad preexistente (reactivación), en función de la cohesión, fricción interna, presión de fluidos y profundidad, y aplicaron dichas ecuaciones para el caso de un sistema de esfuerzos no Andersoniano. Con base en estas ecuaciones, en este trabajo se hizo el cálculo para determinar el límite entre los dominios de fractura y deslizamiento, para distintas condiciones corticales en los tres regímenes de fallamiento Andersoniano.

La representación de los dominios de ruptura y deslizamiento se hizo sobre una red equiareal, ya que ésta presenta las siguientes ventajas: (1) la red equiareal es una herramienta geométrica tridimensional de uso común en geología estructural, que permite la medición directa de relaciones angulares, (2) permite una visualización rápida

de la influencia de diversos parámetros en la competencia ruptura-deslizamiento bajo diferentes regímenes de fallamiento, y (3) con la localización de un plano de debilidad y la identificación de las direcciones principales de esfuerzo es posible determinar rápidamente si ocurrirá deslizamiento sobre dicho plano. La novedad del método que aquí se presenta consiste en conjuntar, el uso de redes equiareales con las ecuaciones para sistemas de esfuerzos de una orientación cualquiera.

La zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), localizada en el sur de México, ha tenido desplazamientos en cuatro eventos orogénicos diferentes desde el Mesozoico hasta el Cenozoico (Alaniz-Alvarez et al. 1994, Nieto-Samaniego et al. 1995, Alaniz-Alvarez et al. en prensa). Los dos últimos eventos de deformación presentan evidencias de ruptura y de reactivación: (1) Durante la Orogenia Larámide, en un régimen tectónico compresivo, ocurrió ruptura en el sector norte de la ZCO y reactivación en el sector sur. (2) Durante la fase más reciente de deformación, correspondiente a un evento extensional Cenozoico, ocurrió reactivación y ruptura.

Meschede (1994) y Nieto-Samaniego (1994) calcularon paleotensores de esfuerzos para las fallas Cenozoicas de la ZCO. En este estudio comparamos las predicciones que hicimos basados en los diagramas ruptura-deslizamiento, con nuestras observaciones de campo y los paleotensores calculados por ellos.

GRÁFICAS RUPTURA-DESLIZAMIENTO

Fundamentos teóricos del fallamiento frágil

El fallamiento por cizalla bajo un estado de esfuerzo compresivo se describe comúnmente con el criterio de Coulomb-Navier en el diagrama de Mohr para esfuerzos. Se puede construir sobre este diagrama una envolvente con los puntos donde ocurre la fractura de cizalla en distintas condiciones de esfuerzo. La línea recta que se aproxima a esta envolvente es conocida como el criterio de fractura de Coulomb-Navier (criterio de Mohr-Coulomb cuando se aplica al círculo de Mohr):

$$|\tau| = c + \mu\sigma_n, (1)$$

siendo

$$\mu = \tan\phi,$$

donde τ es el esfuerzo de cizalla crítico, σ_n es el esfuerzo normal efectivo en el plano de cizalla, μ es el coeficiente de fricción interna que representa la pendiente de la recta, ϕ es el ángulo de fricción interna, y c es la cohesión. Como la ecuación está escrita en términos del valor absoluto del esfuerzo de cizalla crítico, ella describe las dos líneas del criterio de fractura (Jaeger, 1979). El coeficiente de fricción μ , está definido como la relación entre el esfuerzo de cizalla paralelo al plano de deslizamiento y el esfuerzo normal a dicho plano,

$$\mu = \frac{\tau}{\sigma_n} \quad (3)$$

Cuando la roca falla, se rompe en dos juegos de superficies de cizalla, las cuales se intersectan en líneas paralelas a la dirección del esfuerzo principal compresivo intermedio (σ_2), y el ángulo agudo entre estos planos siempre es bisectado por el esfuerzo principal compresivo máximo (σ_1). Los trabajos experimentales (e. g. Griggs 1936) han mostrado que la orientación de la ruptura de cizalla no coincide con los planos que contienen el esfuerzo de cizalla máxima, sino que se rompe en planos que forman ángulos menores que 45° con σ_1 . Se ha establecido que la fricción determina el ángulo θ , formado entre el plano de ruptura y la dirección de σ_1 , de acuerdo con la relación:

$$\theta = 45^\circ - \tan^{-1}(\mu / 2) \quad (4)$$

Anderson (1951) clasificó a las fallas en tres tipos de acuerdo con la orientación de los esfuerzos principales, asumió que el esfuerzo de cizalla en la superficie de la Tierra es cero y por lo tanto, dos de los esfuerzos principales estarán contenidos en la superficie y el tercero deberá ser vertical (Figura 1). En las fallas normales el esfuerzo compresivo máximo (σ_1) es vertical y los esfuerzos principales compresivos intermedio (σ_2) y mínimo (σ_3) están contenidos en un plano horizontal. De acuerdo con la ecuación (4), considerando la clasificación de Anderson y usando el coeficiente de fricción promedio para rocas $\mu=0.6$ (Byrlee, 1978), se puede predecir la inclinación de las fallas producidas por fractura: las fallas normales, donde σ_1 = presión litostática tendrán $\sim 60^\circ$; las fallas inversas o cabalgaduras, donde σ_3 = presión litostática tendrán $\sim 60^\circ$; y las fallas de desplazamiento lateral, donde σ_2 = presión litostática tendrán $\sim 90^\circ$.

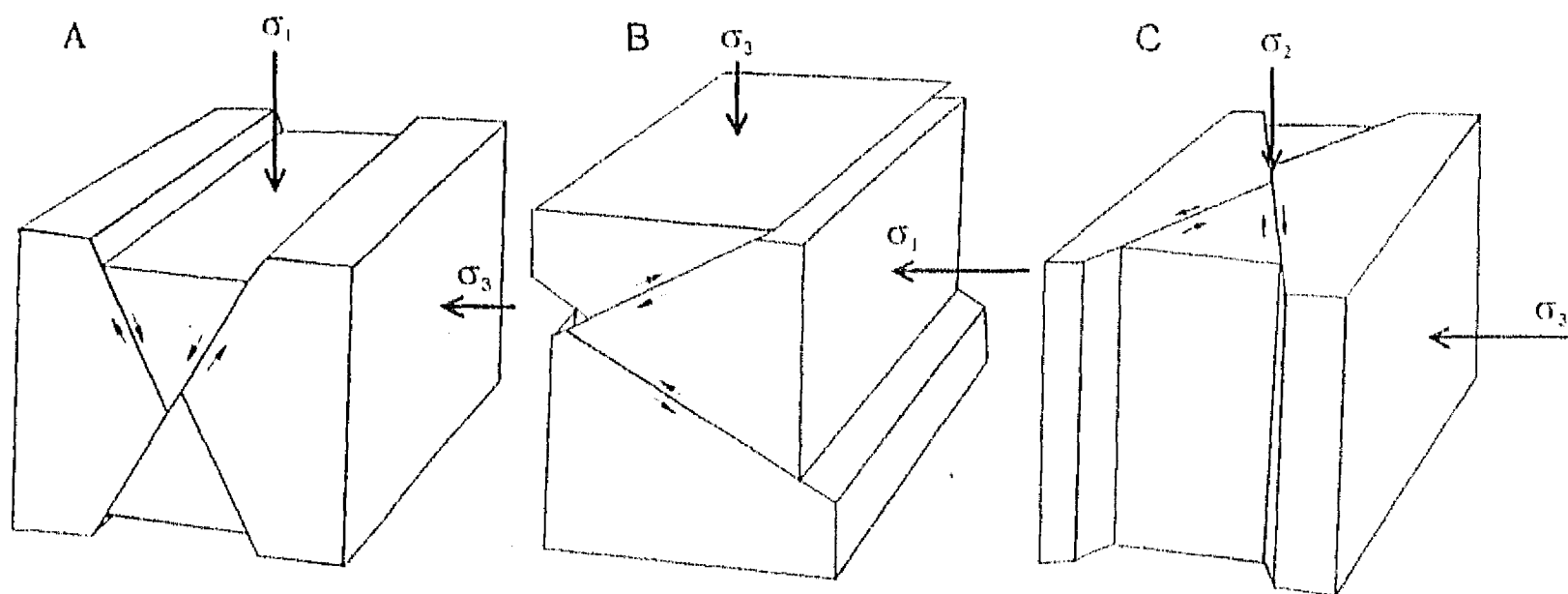


Figura 1. Fallas tipo Anderson: A. Falla normal. B. Falla inversa. C. Falla de desplazamiento lateral.

Ecuaciones generales para calcular la diferencia de esfuerzos necesaria para el fallamiento fueron desarrolladas por Yin y Ranalli (1992). En su análisis, abordaron el caso tridimensional para un sistema de esfuerzos con cualquier orientación de las direcciones principales (caso no Andersoniano), introdujeron en el criterio de Coulomb-Navier la presión litostática, siendo ésta el esfuerzo normal a un plano horizontal, y consideraron que las direcciones de σ_1 , σ_2 , y σ_3 coinciden respectivamente con el sistema Cartesiano de referencia X_1 , X_2 y X_3 . De esta manera, la presión litostática es el esfuerzo vertical y los esfuerzos pueden tener cualquier orientación. La ecuación

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{2\mu\rho gz(1-\lambda) + 2c}{(\mu^2 + 1)^{\frac{1}{2}} - \mu + 2\mu(M_1^2 + RM_2^2)} \quad (5)$$

determina la diferencia de esfuerzos necesaria para romper el material en un medio isotrópico, en función de la cohesión c , fricción μ , densidad promedio de la roca ρ , aceleración de la gravedad g , una razón de presión de fluidos λ (presión del fluido en los poros/ presión litostática), la profundidad z , la orientación de los esfuerzos principales expresada como las componentes de un vector unitario vertical M_1 , y la razón de esfuerzos $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$, la cual es un factor de la forma del elipsoide de esfuerzos.

Cuando el material contiene planos de debilidad puede ocurrir deslizamiento a lo largo de ellos. El criterio de Coulomb-Navier para el deslizamiento sobre un plano preexistente también es una recta:

$$|\tau| = c_0 + \mu_0 \sigma_n \quad (6)$$

Los valores de cohesión c_0 y de fricción μ_0 del plano de debilidad son, en general, menores que los valores correspondientes en la roca intacta. La orientación de cada plano puede ser definida en función de las componentes del vector unitario normal al plano \vec{N} . $N_i = \cos \gamma_i$, donde γ_i es el ángulo entre \vec{N} y los ejes x_i . La ecuación

$$(\sigma_1 - \sigma_3) = \frac{\mu_0 \rho g z (1 - \lambda) + C_0}{\left[(N_1^2 + R^2 N_2^2) - (N_1^2 + RN_2^2)^2 \right]^{\frac{1}{2}} + \mu_0 \left[(M_1^2 + RM_2^2) - (N_1^2 + RN_2^2) \right]} \quad (7)$$

permite calcular la diferencia de esfuerzos crítica para que ocurra deslizamiento sobre un plano de debilidad, con base en el criterio de Coulomb-Navier, y en función de los mismos parámetros de la ecuación (6) y de la orientación del plano.

Elaboración de las gráficas ruptura-deslizamiento

Para representar gráficamente las orientaciones de planos preexistentes que permiten la reactivación, se han utilizado distintos tipos de gráficas: círculo de Mohr bidimensional y tridimensional (e. g. Jaeger 1979, Ranalli y Yin 1990), diagramas X-Y usando ángulos o cosenos directores en los ejes (e. g. Sibson 1985, Nieto-Samaniego y Alaniz-Alvarez 1995), diagramas ternarios usando cosenos directores (Yin y Ranalli 1992), diagramas X-Y-Z (e. g. Ivins et al. 1990, Huyghe y Mugnier 1992) y proyecciones estereográficas para sistemas de esfuerzos Andersonianos (con un esfuerzo principal vertical) (Jaeger and Cook 1979, Gillcrist et al. 1987). Nosotros implementamos un método de representación gráfica utilizando una red equiareal y las ecuaciones (5) y (7), con lo que se obtiene gráficas de uso más general, ya que las ecuaciones usadas consideran sistemas de esfuerzos con cualquier orientación.

Bajo un sistema de esfuerzos determinado, se compara la diferencia de esfuerzos $(\sigma_1 - \sigma_3)$ necesaria para fracturar una roca intacta con la necesaria para producir deslizamiento sobre un plano de debilidad preexistente, obviamente, actuará el mecanismo que necesite menor diferencia de esfuerzos.

Se dio solución numérica a las ecuaciones (5) y (7) para un número grande de orientaciones de planos (8,000 en este caso), utilizando en cada gráfica una combinación de parámetros adecuada para simular las condiciones corticales deseadas.

Se agruparon en el dominio de deslizamiento todos los planos donde $(\sigma_1 - \sigma_3)_6 > (\sigma_1 - \sigma_3)_7$, los subíndices 6 y 7 indican la ecuación utilizada. Los planos que no se deslizarán, donde $(\sigma_1 - \sigma_3)_6 < (\sigma_1 - \sigma_3)_7$, se agrupan en el dominio de fractura. Cada plano, representado por sus cosenos directores N_i , se proyectó como polo en una red equiareal y se dibujó el contorno que separa ambos dominios.

Efecto de diversos parámetros en el límite ruptura-deslizamiento

Las asunciones del análisis siguiente son: 1) El bloque cortical es deformado en un régimen frágil sin cambio de volumen, 2) los planos de falla cortan el bloque completamente, 3) la magnitud del desplazamiento es constante sobre cada punto de la superficie de cada uno de los planos de falla y 4) $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, siendo $\sigma_3 \geq 0$ y considerando la compresión positiva.

Para ejemplificar el análisis que se puede hacer con nuestras gráficas, se presentan por separado redes para los tres regímenes Andersonianos (Figuras 2, 3 y 4). En los tres casos se utiliza como estado de referencia el caso de fallamiento a una profundidad representativa de la base sismogénica de la corteza (10 km), considerando para la roca intacta y los planos de debilidad el mismo coeficiente de fricción ($\mu = \mu' = 0.75$) y la misma presión de fluidos ($\lambda = \lambda' = 0.4$), se asumió que hay interconexión de poros. Se consideró una cohesión baja del plano de debilidad (5 MPa) y alta de la roca intacta (75 MPa) (Figura 2, 3, y 4).

Profundidad

Es sabido que al aumentar la profundidad la resistencia a la fractura aumenta, alcanzando un valor máximo en la zona de la transición frágil-dúctil (Ranalli, 1987). La profundidad de esta zona depende principalmente de la composición cortical y del flujo de calor (e. g. Sibson, 1986). La zona sismogénica cortical está ubicada encima de la transición frágil-dúctil y se ha documentado que los grandes sismos tienden a formarse en la base de esa zona, donde la resistencia a la fractura es mayor (Sibson, 1986).

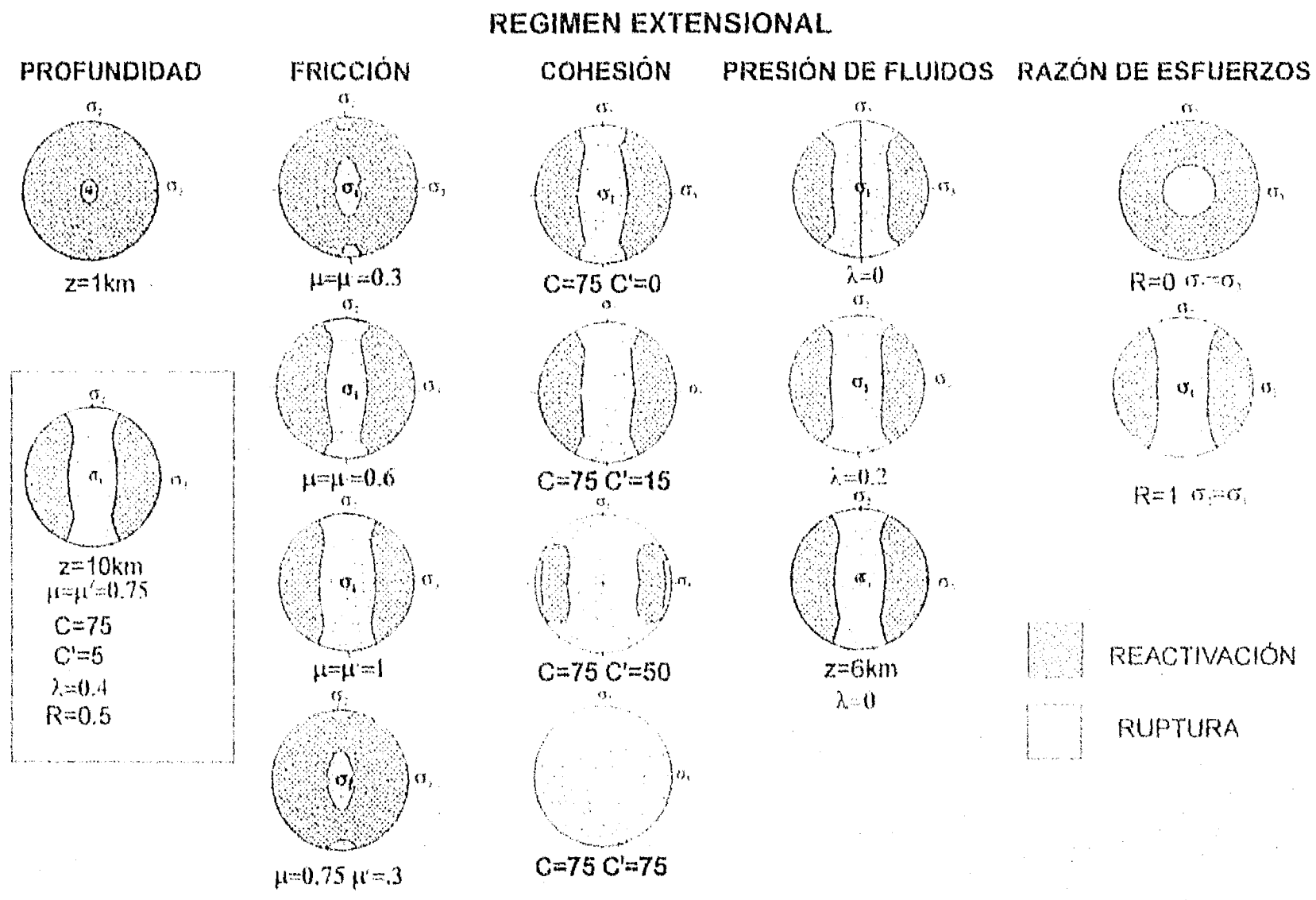


Figura 2. Gráficas ruptura-deslizamiento para un régimen frágil extensional puesto como polos en una red equiareal. En todos los casos analizados se establece como parámetros de referencia los mostrados en el recuadro y se cambió únicamente el (o los) señalado(s) abajo de cada red.

Al igual que en la ruptura, la resistencia al deslizamiento de planos de debilidad aumenta con la profundidad. Considerando que las ecuaciones (5) y (7) representan rectas, con la profundidad como ordenada y la diferencia de esfuerzos como abscisa, si dejamos constantes los valores de todos los parámetros excepto estas dos variables, la pendiente de la ecuación (7) es menor, indicando que, a profundidad, se requiere una diferencia de esfuerzos menor para producir fractura que para reactivar un plano de debilidad.

La influencia de la profundidad en el dominio de deslizamiento se observa con claridad en un círculo de Mohr. En la Figura 5 se muestra el caso bidimensional para fallamiento inverso donde σ_3 es el mismo para fractura y deslizamiento. El aumento de la profundidad produce un aumento en σ_3 . Los planos que se reactivarán son los que se encuentran en el campo de inestabilidad del criterio de Coulomb-Navier para deslizamiento sobre un plano preexistente y en el campo de estabilidad marcado por el criterio para una roca isotrópica. Se puede observar que, conforme aumenta la

profundidad, el rango de orientaciones de planos paralelos a σ_2 susceptibles de reactivarse decrece.

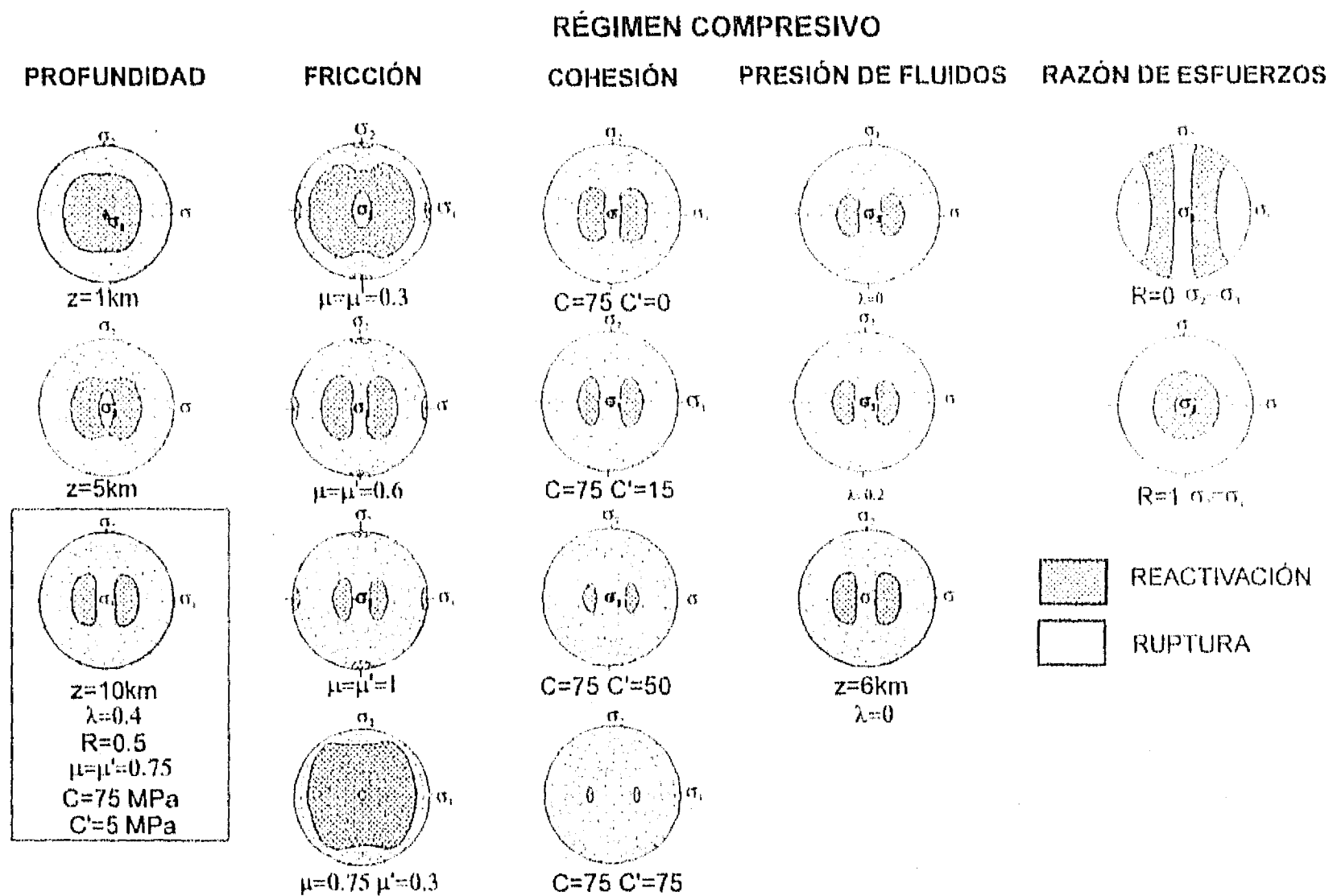


Figura 3. Gráficas ruptura-deslizamiento para un régimen tectónico compresivo. En todos los casos analizados se establece como parámetros de referencia los mostrados en el recuadro y se cambió únicamente el (o los) señalado(s) abajo de cada red.

En las Figuras 2, 3 y 4 se puede calcular la orientación de los planos que están contenidos en los dominios de ruptura y deslizamiento. En las columnas de profundidad se varió la profundidad manteniendo constantes los valores de cohesión, presión de fluidos y razón de esfuerzos, de acuerdo con el estado de referencia. Se puede observar que el número de orientaciones de planos que se reactivarán decrece con la profundidad. En fallamiento normal (Figura 2), a un kilómetro de profundidad, los planos subhorizontales (con inclinaciones menores que 10°) son los únicos que no se reactivarán. Conforme aumenta la profundidad el dominio de ruptura aumenta, observándose que los planos paralelos y subparalelos a σ_3 con cualquier inclinación no sufrirán deslizamiento. De acuerdo con nuestro análisis es factible tener fallas normales con 30° de inclinación a 10 km de profundidad, producidas al reactivarse planos de debilidad paralelos a σ_2 . Es posible reactivar planos de menor ángulo de inclinación a profundidades menores.

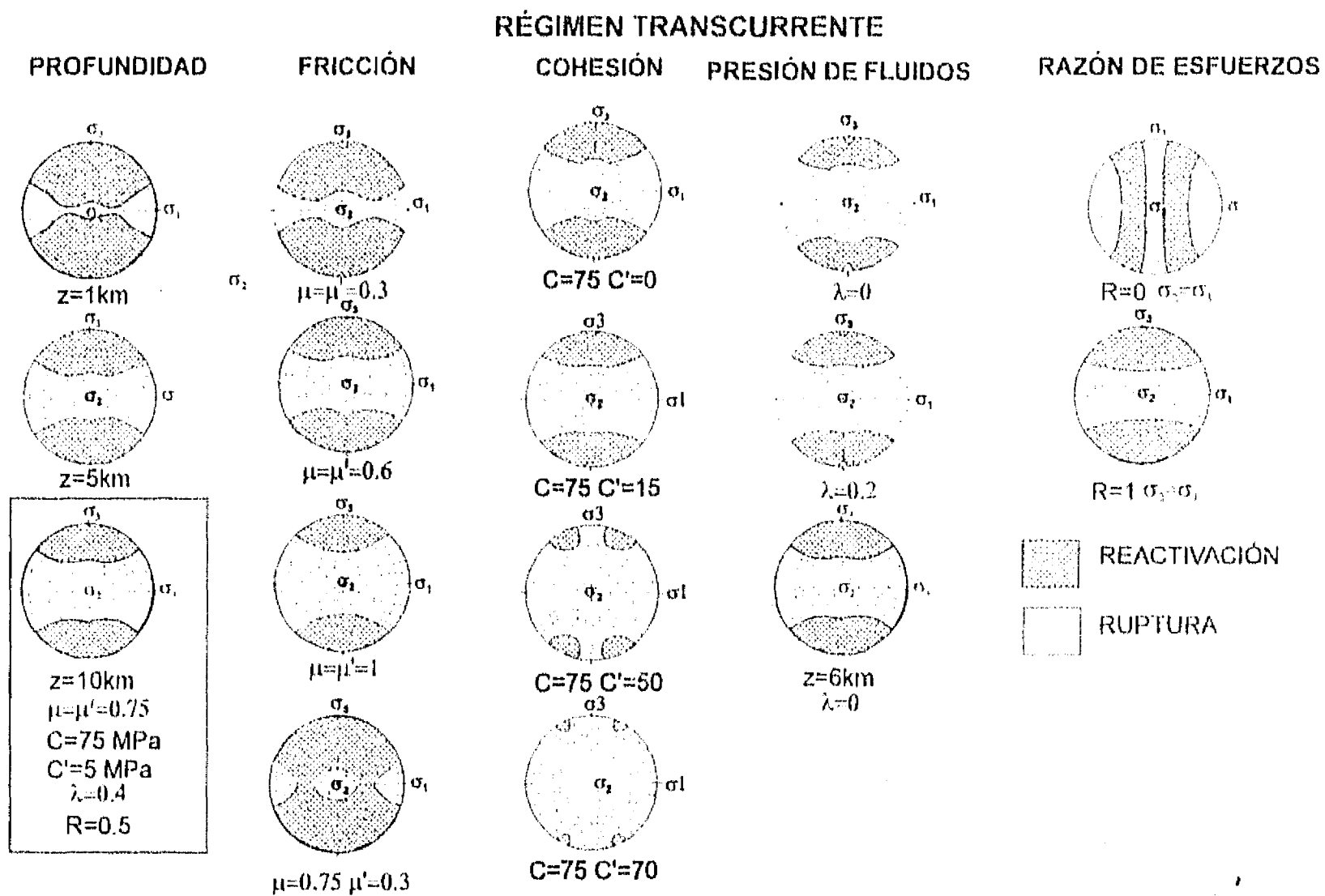


Figura 4. Gráficas ruptura-deslizamiento para un régimen frágil de transcurencia. En todos los casos σ_2 es vertical y se establece como parámetros de referencia los mostrados en el recuadro y se cambió únicamente el (o los) señalado(s) abajo de cada red.

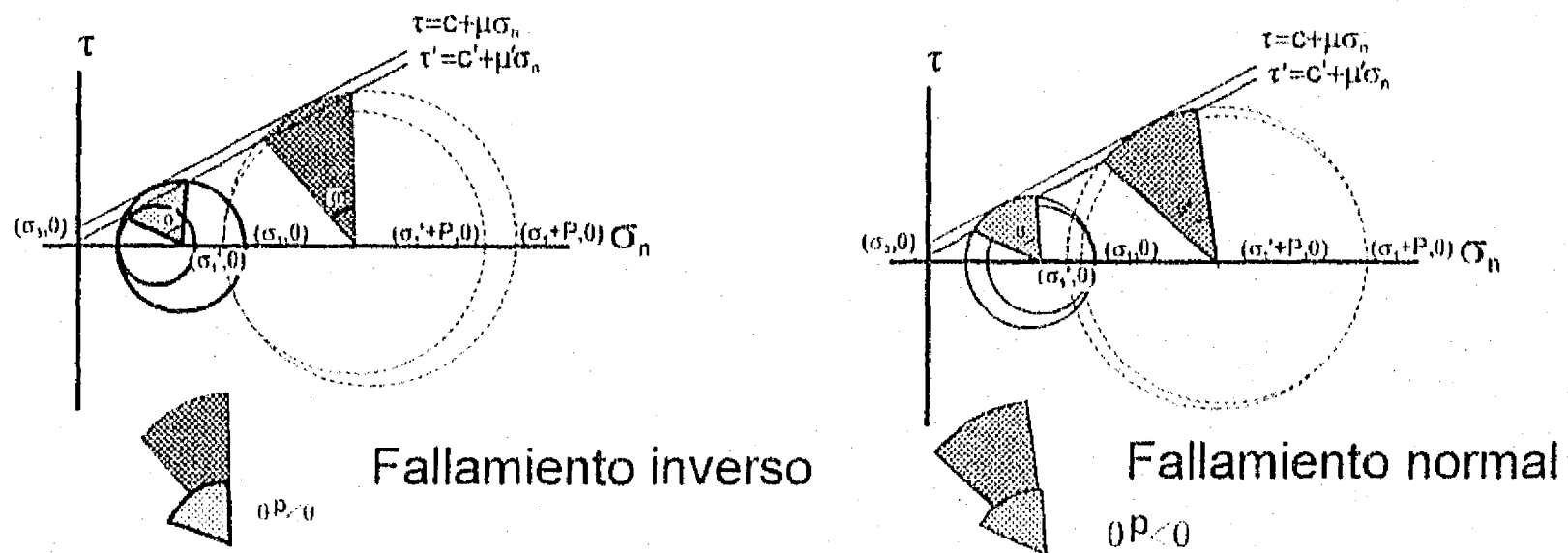


Figura 5. Efecto de la profundidad en el límite ruptura-deslizamiento en un diagrama de Mohr. Los valores primados corresponden al plano de debilidad que tiene menor cohesión y el coeficiente de fricción es igual al de la roca intacta. Los círculos punteados se ubican a una profundidad P . Con pantalla se muestran las orientaciones de los planos que se reactivarán para las dos profundidades.

En un régimen tectónico compresivo (Figura 3) el dominio de deslizamiento está ocupado por todos los planos cuya inclinación es menor que 45° si el fallamiento es somero. A 10 km de profundidad, el dominio de deslizamiento está ocupado principalmente por los planos paralelos a σ_2 con una inclinación entre 15 y 45° .

En un régimen de transcurrencia (Figura 4), los planos de debilidad con un rumbo cercano a la dirección de σ_3 no se reactivarán, y si el fallamiento ocurre a 10 km de profundidad, ocurrirá deslizamiento únicamente en los planos con inclinaciones mayores que 30° y orientados perpendicularmente a σ_3 .

Fricción

La fricción está definida como la relación que existe entre el esfuerzo de cizalla y el esfuerzo normal que actúan sobre un plano, de acuerdo con la ecuación (3). En nuestro análisis, μ corresponde al coeficiente de fricción de Coulomb. Byrlee (1978) estableció que con un esfuerzo normal alto (entre 200 y 2000 MPa) el coeficiente de fricción es independiente de la rugosidad de la superficie y por lo tanto del tipo de roca. Sibson (1985) y Bruhn et al., (1982) propusieron que es posible la formación de fallas normales de bajo ángulo ($<35^\circ$) únicamente si los coeficientes de fricción estática son muy bajos ($\mu < 0.3$). Ivins et al. (1990), proponen que el mínimo ángulo posible que puede tener este fallamiento se da cuando el valor de la fricción del plano de debilidad es $\frac{1}{4}$ del de la roca intacta, bajo estas condiciones sugieren que una cabalgadura abandonada es susceptible de ser reactivada.

Las Figuras 2, 3 y 4 nos muestran el cambio en los dominios variando la fricción de la roca isotrópica junto con la de los planos de debilidad. Conforme aumenta la fricción se incrementa la resistencia de los planos a reactivarse. Si consideramos que los planos de debilidad contienen salbanda rica en minerales arcillosos, la fricción de los planos de debilidad se reduce notablemente y el dominio de deslizamiento alcanza un máximo (Figuras 2b, 3b y 4b). En el caso de fallamiento con desplazamiento lateral no ocurrirá deslizamiento sobre los planos subhorizontales y los planos paralelos a σ_3 con inclinaciones altas.

Con un coeficiente de fricción cercano al cero, los únicos planos de debilidad que no se reactivan son aquellos perpendiculares a los esfuerzos principales. La ruptura ocurrirá siempre si μ es igual a cero y μ' tiene un valor alto.

Cohesión

La cohesión se define como la resistencia a la fractura de cizalla en un plano en el que el esfuerzo normal es cero. Las rocas ígneas intrusivas tienen los valores de cohesión más altos obtenidos en laboratorio (35-55 MPa), le siguen las rocas

metamórficas (20-40 MPa) y después las rocas sedimentarias (1-30 MPa) (Afrouz, 1992, Tabla 1.39). Es evidente que la cohesión en los planos de debilidad dependerá de su naturaleza (planos de foliación, estratificación, contactos litológicos, fallas, diaclasas, etc.). Por otra parte, Byrlee (1978) obtuvo un valor de cohesión de 60 MPa, este valor representa la coordenada al origen de la recta (ecuación de Coulomb) obtenida por él, por lo que su significado físico no es muy claro. Los valores de cohesión asignados al plano de debilidad se pueden considerar relativos con respecto a la cohesión de la roca intacta (Figuras 2, 3, y 4).

Nuestro análisis muestra que la cohesión del plano de debilidad puede inhibir la reactivación de manera significativa. Algún tipo de foliación milonítica puede mostrar una cohesión más alta que la de la roca intacta, en esta situación siempre se formará una fractura nueva. En las últimas redes en las columna de la cohesión, las cohesiones del plano de debilidad y de la roca intacta son iguales, en ese caso los planos que se reactivarán son los que tienen una orientación cercana a la definida por la ecuación (4).

Presión de fluidos

La presencia de fluidos en los poros ocasiona que una roca se comporte como si la presión confinante fuera menor tantas veces como la cantidad de la presión de los fluidos en los poros. En general, el criterio de Coulomb-Navier se describe en función de la presión efectiva, la cual se obtiene al restarle al esfuerzo normal, una cantidad igual a la de la presión del fluido en los poros. La componente de esfuerzo de cizalla no está afectada. En un círculo de Mohr, el tamaño del círculo no cambia, pero se mueve hacia esfuerzos compresivos menores por una cantidad igual a la de la presión del fluido en los poros.

El esfuerzo efectivo normal a un plano horizontal σ_v está dado por

$$\sigma_v = \rho_r gz(1 - \lambda), \quad (8)$$

siendo $\lambda = \frac{P_f}{P_l}$, donde la presión de fluidos P_f y la presión litostática P_l están definidas como

$$P_l = \rho_r gz, \quad (9a)$$

$$P_f = \rho_w gh, \quad (9b)$$

donde ρ_r y ρ_w son las densidades de la roca y del agua respectivamente, g es la aceleración debida a la gravedad, z es la profundidad y h es la columna de agua. Si la presión de fluidos excede la presión litostática o a σ_3 , se producirán fracturas tensionales en las que no se aplica el criterio de Coulomb-Navier. En nuestro análisis, consideramos como situación de referencia a una roca permeable saturada y cuyos poros están interconectados.

El incremento de la presión del fluido en los poros es equivalente a decrecer la profundidad, así podemos definir, de acuerdo con (8) :

$$\rho_r g z_1 (1 - \lambda_1) = \rho_r g z_2 (1 - \lambda_2) \quad , \quad (10)$$

donde los subíndices indican dos condiciones distintas de profundidad y presión de fluidos. Podemos obtener las profundidades equivalentes que satisfacen la ecuación (10) para distintas presiones de fluido en poros

$$z_2 = \frac{(1 - \lambda_1)}{(1 - \lambda_2)} z_1 \quad (11)$$

La variación en los dominios de fractura y deslizamiento debido a la presión de fluidos, representada en las Figuras 2, 3 y 4, muestran que el comportamiento es semejante a variar la profundidad. Se utilizaron valores de $0 < \lambda < 0.4$ los cuales se estiman probables en la corteza.

Un caso especial es cuando se considera $\lambda \neq \lambda'$, lo que equivale a que exista presión de fluidos anómala en el plano de debilidad. Es evidente que cuando $\lambda < \lambda'$, la reactivación es fomentada, sin embargo, los cambios que sufre el límite ruptura-deslizamiento son moderados. Este tipo de condiciones pueden ser frecuentes, ya que es común que en las zonas de falla haya actividad hidrotermal y mayor permeabilidad producida por fracturamiento.

Razón de esfuerzos

Las variaciones moderadas en la razón de esfuerzos tiene poco efecto en los dominios de fractura y deslizamiento, pero cuando las variaciones son grandes, los dominios de fractura y deslizamiento se modifican substancialmente. El deslizamiento sobre un plano de debilidad, o sobre una familia de planos paralelos, puede ser concebido como la migración de material debido a la deformación. Con esto en mente,

es fácil entender el comportamiento de los diagramas fractura-deslizamiento cuando hay variaciones grandes en R . La reactivación será preferida para las orientaciones que facilitan la migración del material hacia las direcciones de presión menor. Debemos aclarar que en nuestro análisis no determinamos direcciones de deslizamiento, por lo que lo esto es un criterio cualitativo.

Obsérvese las Figuras 2E, 3E y 4E, cuando $R=1$ ($\sigma_2 = \sigma_1$). En este caso se reactivarán aquellos planos que facilitan la migración del material hacia la dirección de σ_3 . La migración hacia σ_2 será impedida por ser esa una dirección de presión alta, al igual que σ_1 . Es fácil entonces entender el comportamiento de las gráficas cuando $R=0$ ($\sigma_2 = \sigma_3$), ya que este estado de esfuerzos implica que σ_2 es pequeño y por lo tanto representa una dirección de baja presión al igual que σ_3 . Por lo tanto, se reactivarán indistintamente los planos que producen migración de material hacia las direcciones de σ_2 y σ_3 . En el caso de las Figuras 3E y 4E, el área del dominio de ruptura ocupada por los polos cercanos a σ_1 no parece tener una relación clara con el criterio de la migración del material. Creemos que esas zonas responden a otros factores de las ecuaciones utilizadas ya que son áreas que no se modifican a partir del estado de referencia.

Las condiciones que inhiben la reactivación son: mayor profundidad, mayor cohesión, mayor coeficiente de fricción del plano de debilidad y menor presión de fluidos, considerando $\lambda=\lambda'$. El fallamiento más proclive para la reactivación es el de tipo normal, seguido por el de desplazamiento lateral y por último el fallamiento inverso (Figuras 2, 3 y 4). En todos los casos analizados que la ruptura siempre ocurre en los planos perpendiculares a los esfuerzos principales, ya que ahí el esfuerzo de cizalla es cero.

CASO DE ESTUDIO: LA FALLA DE OAXACA

Marco geológico

El frente occidental de la Sierra de Juárez, en el sur de México, está ocupado por la zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), la cual tuvo varias fases de desplazamiento. Desde el Mesozoico hasta el Neógeno la zona de cizalla de Oaxaca ha sufrido tres eventos orogénicos: (1) la apertura del Golfo de México (fase transcurrente y extensional), (2) la Orogenia Laramídica (fase compresiva) y (3) la extensión Cenozoica. Las rocas y estructuras formadas en esta región registran deformación tanto dúctil (complejo

milonítico Sierra de Juárez) como frágil (fallas de Oaxaca y Donají). El estudio de seis secciones W-E en el frente occidental de la Sierra de Juárez revela lo siguiente:

En el sector sur, desde la ciudad de Oaxaca hasta Cuicatlán (Oaxaca), se formó el complejo milonítico Sierra de Juárez por cabalgamiento. Las rocas miloníticas se deformaron durante el Jurásico Medio al reactivarse la zona de cizalla como falla de desplazamiento lateral. Entre el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano esta zona de cizalla se reactivó como falla de tipo normal. Durante la Orogenia Laramídica la cobertura sedimentaria se deslizó sobre el complejo milonítico. La orientación y las características de las fallas pertenecientes a la falla de Oaxaca, con respecto a la foliación milonítica, sugieren fuertemente que el evento extensional cenozoico se liberó principalmente en el contacto entre el terreno Zapoteco y el complejo milonítico de la Sierra de Juárez el cual tiene una orientación de $345^{\circ}/35^{\circ}$ W (Nieto-Samaniego et al., 1995).

En el sector norte, cerca de Teotitlán del camino, la falla de Oaxaca ($350^{\circ}/60^{\circ}$ SW) pone en contacto lechos rojos Terciarios (Conglomerado Cuicatlán, Centeno-García, 1988) con gneises, presumiblemente precámbricos, por lo que se supone ruptura en este caso.

Desde San José Tilapa hasta Coxcatlán (Puebla), en el sector norte, se observó una franja milonítica de más de 5 km de espesor que varía gradualmente, hacia el poniente, a rocas gnéissicas probablemente pertenecientes al basamento precámbrico del terreno Zapoteco, y al oriente a sedimentos marinos mesozoicos. No obstante que el estudio geológico en este sector es preliminar, nuestras observaciones son consistentes con un cabalgamiento laramídico del basamento sobre los sedimentos mesozoicos. La traza de la falla de Oaxaca está cubierta por sedimentos terciarios aluviales.

Se utilizaron las gráficas ruptura-deslizamiento para determinar la viabilidad mecánica de la reactivación durante el evento extensional cenozoico. Dado que conocemos la orientación de los planos preexistentes de debilidad (foliación, contactos litológicos y fallas) y podemos suponer un rango aproximado de la orientación de los esfuerzos principales para esta fase de deformación (con base en paleotensores de esfuerzo), proyectamos los tensores y los planos en las redes equiareales para comparar nuestras observaciones de campo con lo que predicen las gráficas.

Determinación de la orientación de los esfuerzos principales

Direcciones principales de esfuerzo para el evento de extensión cenozoica en la falla de Oaxaca fueron calculadas por Meschede (1994) y Nieto-Samaniego (1994) por medio del análisis de estrías en falla. Ambos coinciden en que σ_1 es subvertical y que σ_3 es cercano a la perpendicular del graben. En los cálculos, las direcciones σ_3 se encuentran entre 20 y 58° con respecto a la traza principal del graben (Figura 6).

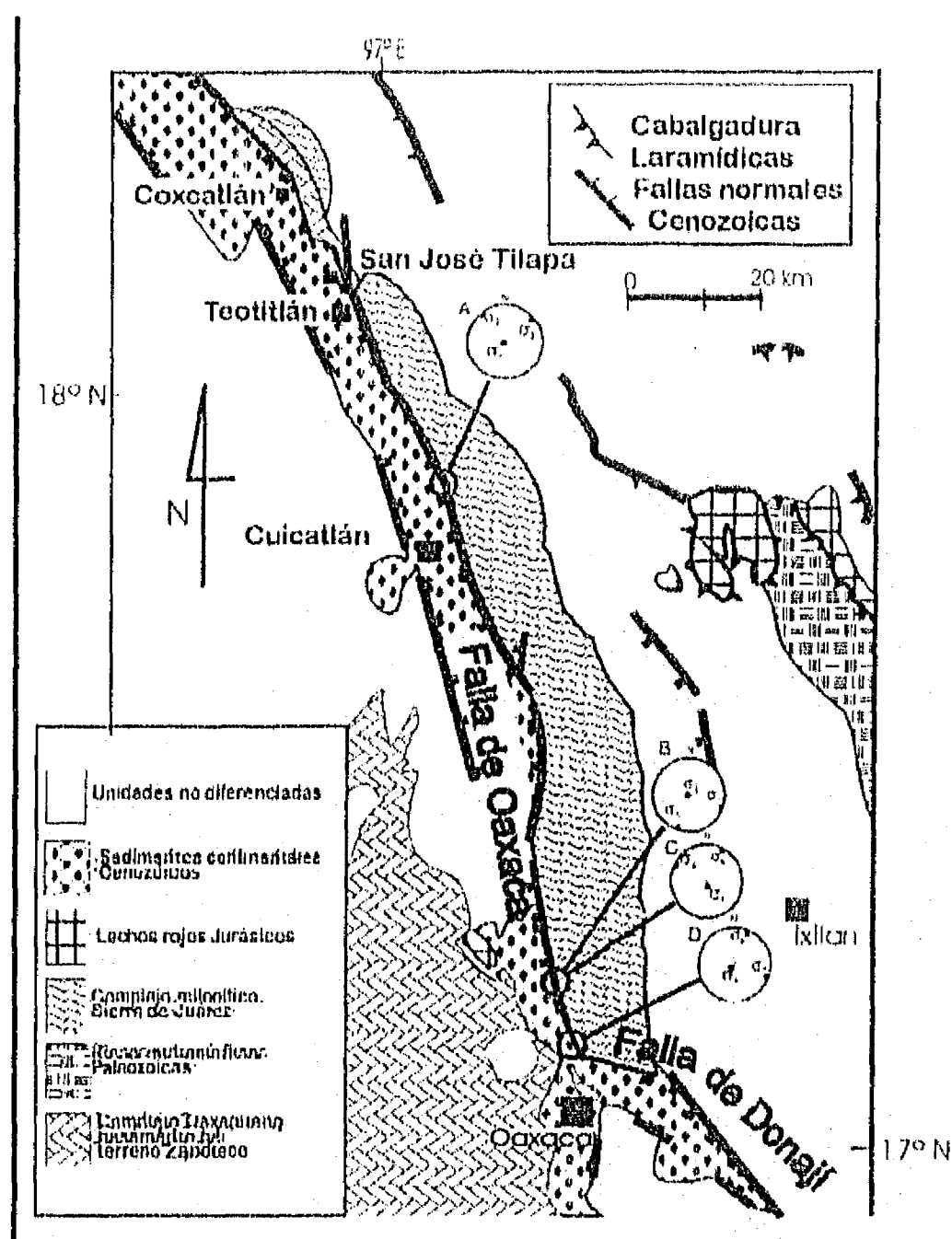
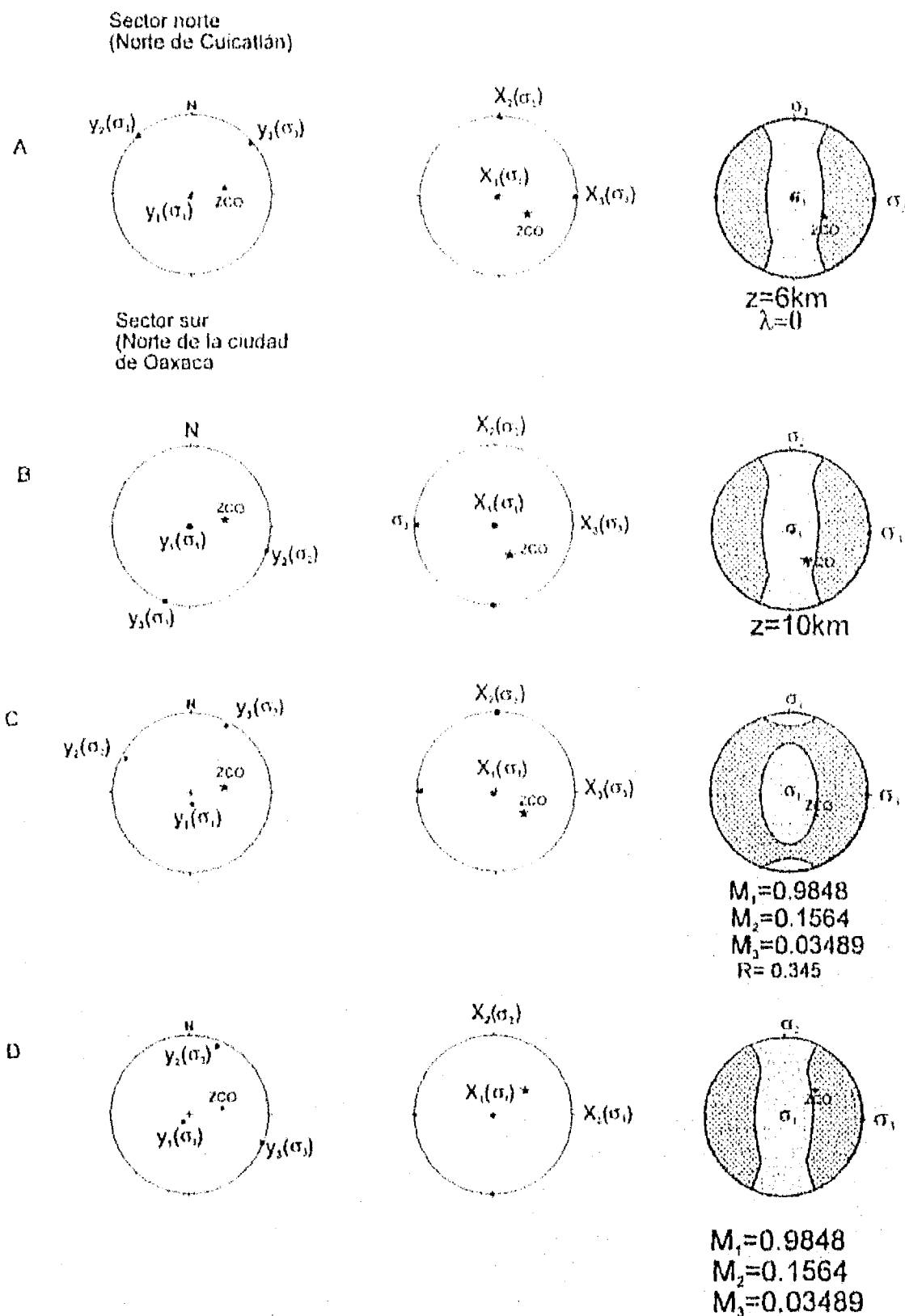


Figura 6. Mapa geológico simplificado del área de estudio. Los círculos son proyecciones equiareales, hemisferio inferior; muestran los esfuerzos principales de los paleotensores calculados por Meschede (1994) (A, B y C) por Nieto-Samaniego (1994) (D).

Al norte de Cuicatlán el paleotensor de esfuerzos para la fase extensiva cenozoica obtenido por Meschede (1994), en fallas sobre lechos rojos terciarios, tiene una razón de esfuerzos $R=0.481$ y $\sigma_1=197^\circ/87^\circ$, $\sigma_2=318^\circ/01^\circ$ y $\sigma_3=049^\circ/03^\circ$ (Figura 7A).



7. Ubicación geográfica, rotación y ubicación en las gráficas ruptura-deslizamiento de algunos de los paleotensores de esfuerzo que han sido calculados para la falla de Oaxaca. A, B y C obtenidos por Meschede (1994), D por Nieto-Samaniego (1994). Los parámetros usados en las gráficas son los del estado de referencia de la Figura 1, únicamente se cambió el señalado en cada red. La estrella representa la ubicación del polo del plano de la falla de Oaxaca, el círculo en B ubica el polo del plano donde ocurriría la ruptura.

Meschede (1994) midió en dos afloramientos, al norte de la ciudad de Oaxaca, estrias en fallas sobre rocas miloníticas. Calculó para las fases más jóvenes dos paleotensores de esfuerzo cuyas direcciones de los esfuerzos principales son $\sigma_1=278^\circ/89^\circ$, $\sigma_2=108^\circ/01^\circ$ y $\sigma_3=198^\circ/00^\circ$ y $R=0.507$ (Figura 7B) y $\sigma_1=170^\circ/78^\circ$, $\sigma_2=297^\circ/07^\circ$ y $\sigma_3=028^\circ/06^\circ$ con una $R=0.354$ (Figura 7C).

El cálculo de Nieto-Samaniego (1994) se basó en 44 fallas medidas pocos kilómetros al norte de la ciudad de Oaxaca sobre la falla de Oaxaca. En su paleotensor

de esfuerzo las direcciones principales son: $\sigma_1=218^\circ/79^\circ$, $\sigma_2=022^\circ/09$, y $\sigma_3=112^\circ/02^\circ$ (Figura 7D).

Las gráficas ruptura-deslizamiento tienen las direcciones principales del tensor de esfuerzos paralelas a los ejes de la red, y éstos a su vez son paralelos a las coordenadas geográficas. Tenemos cinco sistemas cartesianos que coinciden con las direcciones de los esfuerzos principales. X_i ($i=1,2,3$) son los ejes de la red y y_j ($j=A,B,C,D$) son los paleotensores calculados en la falla de Oaxaca. Las direcciones principales horizontales de estos paleotensores no coinciden con las coordenadas geográficas, por lo tanto las gráficas calculados en las Figuras 2, 3 y 4 no son aplicables directamente. El procedimiento seguido para poder hacer el análisis fue el de rotar las direcciones principales y_j "arrastrando" el polo del plano de la falla de Oaxaca, hasta hacer coincidir las direcciones y_j con X_i . Esto se realizó por medio de dos rotaciones sucesivas de los ángulos Eulerianos β entre X_2 y y_2 y ϕ entre X_3 y y_3 (Figura 7).

Los paleotensores de las Figuras 6C y D son de tipo no-Andersoniano ya que σ_1 no coincide con la vertical, por lo que se hizo el cálculo de los dominios de fractura y deslizamiento modificando los valores de M_i , los cuales nos indican cuanto se desvían los esfuerzos principales de la vertical. La gráfica ruptura-deslizamiento, sin embargo, es prácticamente igual. En cambio, la gráfica calculada para $R=0.345$ del paleotensor de esfuerzo de la Figura 7b, se modifica substancialmente.

En tres de las cuatro gráficas ruptura-deslizamiento de la Figura 7, la zona de cizalla de Oaxaca se encuentra cerca del límite de los dos dominios. Nuestras observaciones de campo indican que la reactivación predomina en el evento extensional del Cenozoico, sin embargo la ruptura ocurrió en algunas regiones.

En uno de los casos analizados, la zona de cizalla de Oaxaca se ubica en el campo de la ruptura (Figura 7B). Este paleotensor se obtuvo al norte de la ciudad de Oaxaca. La falla maestra que pone en contacto el complejo milonítico con gneises del Complejo Oaxaqueño tiene la orientación que utilizamos como referencia en la Figura 7. El ángulo entre la dirección de σ_3 y la traza del plano de falla es de 20° . Las gráficas ruptura-deslizamiento de la Figura 2 indican que para la mayoría de las condiciones corticales, los planos que tienen una orientación cercana a σ_3 no se deslizarán sino que ocurrirá ruptura, a menos que los valores del coeficiente de fricción sean muy bajos. Parece poco probable que el paleotensor de esfuerzo de la Figura 7B esté correcto ya

que, de haber ocurrido ruptura acorde con el criterio de Coulomb-Navier, la falla tendría una orientación WNW, paralela a σ_2 , casi perpendicular a la que tiene la falla maestra (Figura 7B).

Cerca de Teotitlán, el conglomerado Terciario está en contacto por falla normal, con 60° de inclinación, con gneises (¿del Complejo Oaxaqueño?), sugiriendo que existe probablemente un control del complejo milonítico a profundidad. El rumbo de la falla de Oaxaca en esta región es muy similar a la observada en el extremo sur de la ZCO. No obstante que no disponemos de un cálculo del paleotensor de esfuerzo en esta región, podemos suponer que es similar al de la Figura 7A. Para que exista reactivación a profundidad y ruptura en niveles superficiales es necesario que las condiciones en los dos niveles corticales sean distintos, dificultando la reactivación en niveles superficiales y facilitándola a profundidad. Huyghe y Mugnier (1992) calcularon las condiciones en las que esto podría ocurrir: la diferencia entre el ángulo de fricción interna de la roca intacta y el ángulo de fricción a lo largo de la falla tiene que ser mayor que 20° (e.g. $\mu=0.75$ y $\mu'=0.3$ Figuras 2, 3 y 4), la razón entre la cohesión de la falla sobre la de la roca intacta tiene que ser no despreciable (sic) y que la presión de fluidos sobre la falla sea limitada. Una explicación alternativa es por un cambio en el ángulo de inclinación de la falla. En el caso de la ZCO se ha observado que las milonitas que la constituyen forman un cinturón plegado con un eje paralelo a la falla de Oaxaca, esa deformación tuvo lugar al exhumarse las raíces de la ZCO (Alaniz-Alvarez et al., aceptado). Debido a este plegamiento la inclinación a lo largo del límite occidental de la ZCO debe ser variable. De acuerdo con la Figura 7 una disminución de tan solo 10° pudo ser la causa de la ruptura en niveles superficiales en el sector norte durante el evento extensional cenozoico.

CONCLUSIONES

El método presentado es una manera sencilla de representar los dominios de ruptura y deslizamiento. El uso de redes equiareales permite una visualización rápida en tres dimensiones de las relaciones geométricas entre planos de debilidad, esfuerzos principales y dominios de ruptura y deslizamiento.

En el régimen extensional los planos de debilidad preexistentes son más susceptibles de reactivarse y en el régimen compresivo se da más fácilmente la ruptura. Las fallas de alto ángulo se pueden reactivar en mayor número de condiciones que las

de bajo ángulo en los regímenes extensional y transcurrente, mientras que en un régimen compresivo los planos de debilidad con inclinaciones pequeñas se reactivarán más fácilmente. Los planos paralelos a σ_3 son los que ofrecen mayor resistencia al deslizamiento cuando la razón de esfuerzos R es cercana a 0.5. La presión de fluidos actúa de manera inversa a la variación de la profundidad.

Es claro en todos los casos analizados que la ruptura siempre ocurre en los planos perpendiculares a los esfuerzos principales, ya que ahí el esfuerzo de cizalla es cero. Las condiciones que inhiben la reactivación son: mayor profundidad, mayor cohesión, mayor coeficiente de fricción del plano de debilidad y menor presión de fluidos, considerando $\lambda=\lambda'$. El fallamiento más proclive para la reactivación es el de tipo normal, seguido por el de desplazamiento lateral y por último el fallamiento inverso (Figuras 2, 3 y 4).

Con la aplicación de los resultados teóricos a la falla de Oaxaca, se determinó que la inclinación hacia el poniente de la zona de cizalla de Oaxaca provocó su reactivación en el régimen extensional cenozoico. Sin embargo, su inclinación menor que 20° en el sector norte pudo provocar que se diera ruptura en niveles superficiales.

Por la sencillez de las gráficas y dado que la comunidad geológica está acostumbrada al uso de las redes equiareales, el método propuesto puede ser utilizado tanto en la docencia, en análisis teóricos y en aplicaciones a casos reales.

AGRADECIMIENTOS

El uso de redes equiareales fue sugerido por Ze'ev Reches, agradecemos las sugerencias hechas por Luca Ferrari y Gustavo Tolson. Este trabajo fue financiado por CONACYT proyecto 3155T.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Afrouz, A. A., 1992, Practical handbook of rock mass classification systems and modes of ground failure, CRC Press.

Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., y Ortega-Gutierrez, A. F., 1994, Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, state of Oaxaca, Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol. 11, núm. 2, p. 146- 155.

Anderson, E. M., 1951, The Dynamics of faulting, 2nd Edición, Oliver & Boyd, Edinburg.

- Bruhn, R. L., Yucas, M. R. & Huertas, F., 1982, Mechanics of low-angle normal faulting: an example from Roosevelt Hot Springs geothermal area, Utah. *Tectonophysics* vol. 86, p. 343-361.
- Byerlee, J., 1978, *Friction of Rocks*: Pageoph, vol. 116, Birkhäuser Verlag, Basel, p. 615-626.
- Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: Universidad Nacional Autónoma de México, Fac. de Ciencias, tesis de Maestría, 156 p. inédita.
- Destro, N., Szatmari, P., y Ladeira, E. A., 1994, Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil: *Journal of Structural Geology*, vol. 16, No. 1, p.35-45.
- Gillcrist, R., Coward, M., and Mugnier, J.-L., 1987, Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps: *Geodinamica Acta*, v. 1, p. 5-34.
- Hetzl, R., Manfred, R., y Strecker, R., 1994, Late Mozambique Belt structures in western Kenya and their influence on the evolution of the Cenozoic Kenya Rift: *Journal of Structural Geology*, vol., 16, No. 2, p. 189-201.
- Huyghe, P. y Mugnier, J. L., 1992, The influence of depth on reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime: *Journal of Structural Geology*, vol. 114, p. 991-998.
- Ivins, E. R., Dixon, T. H. y Golombek M. P., 1990, Extensional reactivation of an abandoned thrust: a bound on shallowing in the brittle regime: *Journal of Structural Geology*, vol. 12, p. 303-314.
- Jaeger, C. 1979, *Rock mechanics and engineering*: Cambridge University Press.
- Jaeger J. C. y Cook, N. G. W., 1969, *Fundamentals of Rock Mechanics*, 3rd Edición, Chapman & Hall, London.
- Meschede, M. 1994, Tectonic evolution of the northwestern margin of the Caribbean Plate in the Light of the Terrane Concept: Structural and geochemical studies in southern Mexico and Costa Rica: *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, A, 22.
- Nieto-Samaniego, A. F., 1994, Deformación tridimensional y patrones complejos de fallas en niveles superficiales de la corteza: Teoría y estudio de tres casos mexicanos: Univ. Nal. Autón. México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Tesis de Doctorado, 85p.
- Nieto-Samaniego, A. F., y Alaniz-Alvarez, S. A., 1995, Influence of the structural framework on the origin of multiple fault patterns: *Journal of Structural Geology*, v. 17, p. 1571-1577.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., y Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 12, p. 1-8.
- Ranalli, G., 1987, *Rheology of the earth*: Allen & Unwin.
- Ranalli, G. y Yin, Z. M., 1990 Critical stress difference and orientation of faults in rocks with strength anisotropies: the two-dimensional case. *Journal of Structural Geology*, vol. 12, p. 1067-1071.
- Ring Uwe, 1994, The influence of preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African rift system): *Tectonics*, vol. 13, núm. 2, p. 313-326.

Sibson, R. H., 1985, A note on fault reactivation: *Journal of Structural Geology*, vol. 7, p. 751-754.

Sibson, R. H., 1986, Earthquakes and rock deformation in crustal fault zones: *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 14, p. 149-175.

Wernicke, B., Walker, J. D., y Beaufait, M. S., 1985, Structural discordance between Neogene detachments and frontal Sevier thrusts, central Mormon Mountains: *Tectonics*, vol. 4, p. 213-246.

Yin, Z. M. y Ranalli, G., 1992, Critical stress difference, fault orientation and slip direction in anisotropic rocks under non-Andersonian stress systems. *Journal of Structural Geology*, vol. 14, p. 237-244.

CONCLUSIONES GENERALES

La zona de cizalla de Oaxaca (ZCO), localizada en el sur de México, es una estructura poliorogénica con cuatro fases de actividad con orientación NNW-SSE. Está compuesta del Complejo milonítico Sierra de Juárez y de las fallas de Oaxaca y Donaji. El protolito de las milonitas incluye rocas pertenecientes al Complejo Oaxaqueño y numerosas intrusiones pre y sintectónicas. El complejo milonítico presenta estructuras formadas en dos eventos de deformación dúctil, cuyas direcciones de movimiento fueron no paralelas, y uno de deformación semifrágil. Existen además dos fallas frágiles ortogonales con direcciones NNW-SSE (la falla de Oaxaca) y WNW-ESE (falla de Donaji), que forman los límites poniente y sur del cinturón milonítico.

El estudio de la zona de cizalla de Oaxaca permite construir la siguiente historia de deformación:

(D1). La ZCO se originó como falla de cabalgadura, con vergencia hacia el este, uniendo a los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco en un tiempo anterior al Jurásico Medio. Este evento de deformación formó la estructura principal y una foliación S1.

(D2). En el Jurásico Medio (165 ± 20 Ma, U-Pb en circones de un granito sintectónico, 169.3 ± 1.7 Ma, $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ y 180 ± 4 Ma, K-Ar ambos en muscovita formada durante esta segunda deformación) se reactivó como falla de desplazamiento lateral. Durante este evento se formó una lineación mineral subhorizontal L2, la cual es muy notable en el sector sur del cinturón, y una foliación S2, estadísticamente paralela a S1. La deformación ocurrió a temperaturas superiores a 450°C .

(D3). Entre el Jurásico Medio y el Valanginiano el cinturón milonítico fue exhumado, exponiendo milonitas formadas a más de 15 km de profundidad. En este evento, el contacto entre el basamento del terreno Zapoteco y el cinturón milonítico actuó como un plano de debilidad mayor reactivándose como falla normal. Hay estructuras semifrágiles, formadas durante este evento, sobrepuestas a S1 y S2.

(D4). Durante el Cenozoico, la ZCO fue reactivada nuevamente como falla de tipo normal. Esta deformación se relaciona con un evento de extensión intraplaca probablemente ocasionado por ajuste isostático. Las estructuras frágiles asociadas a las fallas de Oaxaca y Donaji se formaron durante este evento.

probablemente ocasionado por ajuste isostático. Las estructuras frágiles asociadas a las fallas de Oaxaca y Donaji se formaron durante este evento.

La edad y la cinemática del evento D2 indica un desplazamiento lateral jurásico a lo largo de la zona de cizalla de Oaxaca. No obstante que no se obtuvo el sentido de cizalla ni se conoce la magnitud del desplazamiento, estos datos parecen ser la primera evidencia obtenida a través de trabajo de campo de las fallas truncurrentes jurásicas sugeridas por las reconstrucciones paleotectónicas de Mesoamérica. Se propone que parte del desplazamiento jurásico del bloque de Yucatán con respecto a Norteamérica fue acomodado a lo largo de la ZCO asumiendo un movimiento dextral.

La larga historia de deformación de esta zona de cizalla muestra que la reactivación de estructuras antiguas, fue uno de los mecanismos principales que liberó la deformación impuesta por los eventos tectónicos ocurridos durante el Mesozoico y Cenozoico en el sur de México.

Con base en las gráficas ruptura-reactivación elaboradas, se concluye que la reactivación se inhibe a mayor profundidad, mayor cohesión y fricción del plano de debilidad y menor presión de fluidos. El tipo de fallamiento más propenso a reactivar planos preexistentes es el fallamiento normal, seguido por el de desplazamiento lateral y por último el fallamiento inverso. Por supuesto, la reactivación depende principalmente de la orientación del plano con respecto a la orientación de los esfuerzos principales.

Aplicando las gráficas ruptura-deslizamiento a la falla de Oaxaca (D4), se determinó que cuando el ángulo de inclinación del plano de contacto entre el cinturón milonítico y el terreno Zapoteco era mayor que 20° , el deslizamiento sobre dicho plano fue favorecido durante el evento extensional Cenozoico.

AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer el apoyo brindado a las personas que hicieron posible la realización de esta tesis.

Soledad Medina y Ofelia me auxiliaron en la recopilación bibliográfica e hicieron agradable mis visitas a la Biblioteca del Instituto de Geología con su trabajo tan eficiente y su alegre compañía. De la misma forma Norma Bravo y Maru Malagón facilitaron la carga administrativa del Posgrado en Ciencias de la Tierra.

La idea de estudiar el cinturón milonítico de la Sierra de Juárez fue de Fernando Ortega, quien fue el director de esta tesis.

Zoltan de Cserna, Jaime Urrutia, Dante Morán, Elena Centeno, Peter Coney y Angel Nieto fueron los sinodales del exámen.

Semestralmente recibí el juicio académico de Jaime Urrutia, Peter Coney, Dante Morán, y Fernando Ortega.

Agradezco de manera especial las continuas críticas y aporte de ideas de Angel Nieto.

Este proyecto fue financiado por el Instituto de Geología, UNAM, CONACYT, proyecto 3155T y PADEP, UNAM, proyectos 030347 y 030316.