

00364

1

24

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

PALEOGEOGRAFIA Y PALEOMAGNETISMO PRECENOZOICOS
DEL TERRENO MIXTECO

TESIS

Que para obtener el grado de maestro en ciencias
(Geología)

presenta:

DANTE JAIME MORAN ZENTENO

1987

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.

CONTENIDO

RESUMEN	1
INTRODUCCION	4
-Planteamiento del problema y objetivos	
-Antecedentes	
-Metodología	
I. ESTRATIGRAFIA PRECENOZOICA DEL TERRENO MIXTECO Y SUS IMPLICACIONES PALEO GEOGRAFICAS	12
I.1 Resumen estratigráfico del Paleozoico y Mesozoico	13
Eratema Paleozoico	
Complejo Acatlán	
Formación Matzitzí	
Formación Los Arcos (Olinalá)	
Eratema Mesozoico	
Sistema Triásico	
Ignimbrita las Lluvias	
Formación Diquiyú	
Sistema Jurásico	
Grupo Consuelo	
Grupo Tecocoyunca	
Formación Tecomazuchil	
Caliza con Cidarís	
Caliza Chimeco	
Formación Mapache	
Formación La Virgen	
Sistema Cretácico	
Formación Tlaquiltepec	
Grupo Sabinal	
Formación San Vicente	
Formación San Isidro	
Formación Zapotitlán	
Formación San Juan Raya	
Formación Zicapa	
Anhidrita Huitzuco	
Caliza Teposcolula	
Formación Cipiapa	
Formación Morelos	
Formación Cuautla	
Formación Yucunama	
Formación Mexcala	
Formación Tetelcingo	
I.2 Principales problemas de interpretación en relación al registro estratigráfico del Terreno Mixteco	37
I.3 Consideraciones generales acerca de a la evolución geográfico-ambiental precenozoica del Terreno Mixteco.	

II.	ESTRUCTURA TECTONICA DEL TERRENO MIXTECO Y SUS EFECTOS POSIBLES EN EL REGISTRO PALEOMAGNETICO	56
II.1	Los efectos generales de los procesos orogénicos en el registro paleomagnético	57
II.2	Límites del Terreno Mixteco	68
II.3	Las estructuras tectónicas del basamento	70
II.4	Descripción de las estructuras de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteco	73
III.	RESULTADOS PALEOMAGNETICOS	83
III.1	Paleomagnetismo del Complejo Acatlán y del Tronco de Totoltepec, área de Acatlán, Puebla	85
III.2	Paleomagnetismo de la Formación Matzitzí, área de Los Reyes Metzontla-Coatepec, Puebla.	87
III.3	Paleomagnetismo de la secuencia del Paleozico Superior de Olinalá, Guerrero.	108
III.4	Paleomagnetismo de la secuencia de la Formación Yucuñutí en el área de Tezoatlán, Oaxaca.	119
III.5	Paleomagnetismo de la Caliza con Cidarís en el área de Tlaxiaco, Oaxaca.	129
IV.	INTERPRETACION Y DISCUSION SOBRE LOS DATOS PALEOMAGNETICOS PRESENTADOS	137
IV.1	Estado general del registro paleomagnético	137
IV.2	Implicaciones paleogeográficas y tectónicas de los resultados paleomagnéticos	142
V.	SUMARIO Y CONCLUSIONES	159
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	164

RESUMEN

La porción continental del sur de México, correspondiente al Terreno Mixteco, fué sometida a una investigación paleomagnética con objeto de reconstruir sus posibles movimientos relativos con respecto a Norteamérica y de relacionar las inferencias paleomagnéticas sobre su procedencia con las reconstrucciones de su paleogeografía interna.

El Terreno Mixteco es una entidad geológica caracterizada por la presencia de un basamento cristalino del Paleozoico Inferior y por sus límites tectónicos con terrenos vecinos. El origen de dicho basamento cristalino ha sido relacionado, en anteriores interpretaciones, con episodios de sedimentación, magmatismo y tectonismo vinculados al proceso de apertura y cierre de una cuenca oceánica ocurrido del Cámbrico al Devónico.

Sobre el basamento cristalino descansa una secuencia precenozoica principalmente sedimentaria. Esta secuencia presenta, en ciertos niveles, variaciones laterales importantes y contiene discordancias que atestiguan, por lo menos, dos periodos prolongados de levantamiento y erosión con deformación tectónica moderada.

Las características estratigráficas de los cuerpos paleozoicos indican que para el intervalo Pensilvánico-Pérmico se desarrolló, sobre el Terreno Mixteco, una plataforma marina con una porción emergida hacia el oriente en la cual ocurrieron episodios de sedimentación fluvial. Entre el final del Pérmico y

la parte alta del Jurásico Temprano la región en su conjunto experimentó un prolongado período de levantamiento, con algunos episodios de magmatismo aparentemente cacialcalino.

Durante gran parte del intervalo Jurásico Medio-Neocomiano se desarrolló un proceso de hundimiento asociado a un régimen tectónico tensional. Este proceso está manifestado por una gruesa secuencia fluvial y palustre, hacia la base, y marina hacia la cima. La polaridad de la sedimentación para el Jurásico y la afinidad paleobiogeográfica de sus amonitas indican claramente una conexión con el Pacífico.

El registro paleomagnético es complejo, ya que las unidades paleozoicas presentan perturbaciones debidas a procesos de remagnetización química y rotaciones locales; por lo tanto sus direcciones no son útiles para la reconstrucción de los desplazamientos tectónicos del Terreno Mixteco en su conjunto. El registro jurásico muestra indicios de representar la magnetización primaria y expresa notables diferencias con las direcciones esperadas con respecto a Norteamérica. Estas diferencias son significativas, sobre todo en los valores de las inclinaciones de magnetización, y pueden ser interpretadas como translaciones del Terreno Mixteco (y el Oaxaca) desde una posición más septentrional en el ámbito pacífico. Las divergencias son mayores aún que los valores de incertidumbre estadística y reflejan una rotación mínima de entre 18 y 30 grados en el sentido contrario a las manecillas del reloj, que se desarrolló entre el Oxfordiano y el Albiano. Sin embargo, los datos paleomagnéticos no muestran la suficiente resolución como

para favorecer alguna de las propuestas específicas de fallas regionales de desplazamiento lateral.

INTRODUCCION

Planteamiento del problema y objetivos.- La estructura tectónica regional del sur de México se caracteriza por la presencia de un mosaico de terrenos que cuentan con diferencias importantes en cuanto a la naturaleza de su registro estratigráfico, al estilo, orientación y distribución de sus estructuras tectónicas, así como de la cronología y condiciones de los eventos magmáticos y metamórficos que manifiestan, principalmente al nivel del basamento. Los contrastes entre los basamentos cristalinos de dichos terrenos fueron resaltados por Ortega-Gutiérrez (1981), quien resumió en forma general las condiciones de presión y temperatura en las que evolucionó cada cinturón metamórfico del sur de México y discutió aspectos relativos a su edad, sus fases de deformación y su ambiente tectónico regional.

Tomando como base los contrastes entre los basamentos, y otras consideraciones relacionadas con la composición de las columnas estratigráficas y la inferencia de discontinuidades tectónicas regionales, Campa y Coney (1983) aplicaron para esta región del País el concepto de terreno tectonoestratigráfico como parte de una zonificación tectónica general de México (Fig 1). El desarrollo de este concepto había surgido en Norteamérica como resultado del reconocimiento de fuertes contrastes estratigráficos y tectónicos para ciertas porciones de la región de la Cordillera de Norteamérica, a partir de los

cuales se ha inferido que la margen occidental pudo haber crecido por agregación de fragmentos alóctonos (Por ejem. Coney et al., 1980).

Si se toma en consideración la idea de que los procesos de intenso acortamiento cortical, metamorfismo y magmatismo, asociados a límites convergentes de placas, quedan impresos en las márgenes continentales en forma de una faja orogénica, entonces, la posición de algunos cinturones metamórficos antiguos del sur de México, relativamente alejados de las márgenes de los cratones mayores, sugiere que estos terrenos han sido transportados a su posición relativa actual.

En diferentes reconstrucciones globales o parciales de la Pangea se ha puesto de manifiesto el posible traslape de Sudamérica en el espacio del sur de México, para algún momento entre el Pérmico y el Jurásico Medio (Bullard et al., 1965; Van der Voo y French, 1974; Ladd, 1976; Morel e Irving, 1981) (Fig 2). La reconstrucción de Bullard y colaboradores (1965), en la cual se muestra claramente el problema que representa el espacio del sur de México, se basa en el acoplamiento de los bordes continentales alrededor del Atlántico. El modelo de Ladd (1976) se basa en el análisis de las anomalías magnéticas del piso del Océano Atlántico para determinar los movimientos relativos entre Sudamérica y África, y entre Sudamérica y Norteamérica. En los modelos de Van der Voo y French (1974), Van der Voo et al. (1976) y de Morel e Irving (1981) la reconstrucción se basa en las curvas de deriva polar aparente.

A partir de los planteamientos anteriores surgió la

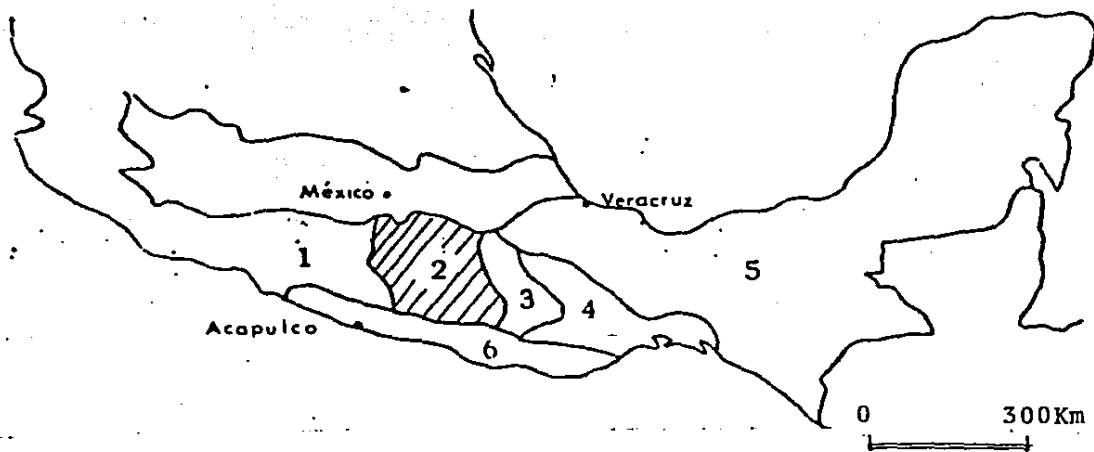


Fig. 1 División tectonoestratigráfica para el sur de México de acuerdo a la propuesta de Campa y Coney (1983). La porción con rayado corresponde al Terreno Mixteco.
 1) Terreno Guerrero, 2) Terreno Mixteco, 3) Terreno Oaxaca, 4) Terreno Juarez, 5) Terreno Maya, 6) Terreno Xolapa.

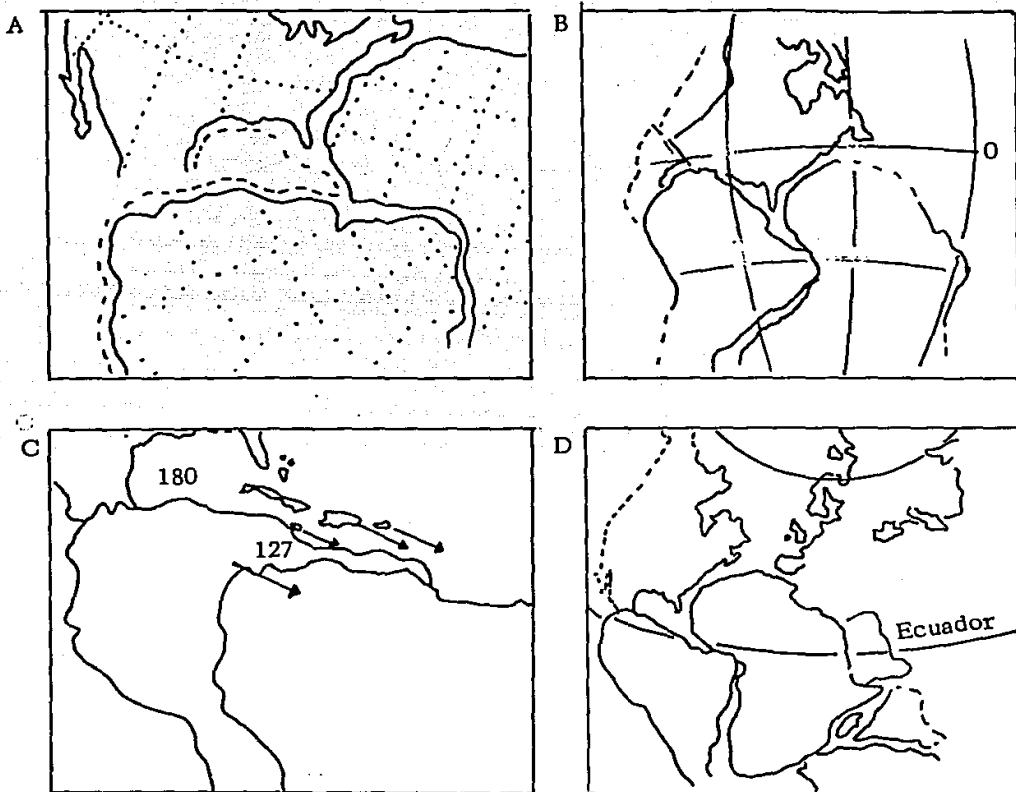


Fig 2. Diferentes reconstrucciones de la Pangea para su porción occidental. A) Modelo de Bullard et al. (1965) para hace 200 M.A.. B) Modelo de Van der Voo y French (1974) y Van der Voo et al. (1976) para el Pérmico. C) Modelo de Ladd (1976) para el Jurásico Medio y el Cretácico Temprano. D) Modelo de Morel e Irving (1981) para el Jurásico Medio.

iniciativa en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de someter a los terrenos del sur de México a una investigación geológico-paleomagnética, con el propósito de conocer la naturaleza de su registro paleomagnético y de evaluar su utilidad en la reconstrucción de los movimientos relativos de esta porción de México. Para tal efecto se eligió como primera parte de la investigación al Terreno Mixteco, que cuenta con las mejores condiciones estratigráficas, estructurales y de estudios previos, para seleccionar cuerpos de roca como objetivos paleomagnéticos.

De acuerdo a la concepción de Campa y Coney (1983), el Terreno Mixteco es una entidad geológica constituida por un basamento metamórfico, representado por el Complejo Acatlán, y por su cubierta sedimentaria. El detalle de los límites de este terreno no fue discutido por dichos autores, pero en su planteamiento general los consideran tectónicos. En la tabla 1.1 y en la figura 2.6 se indican los segmentos en donde los límites tectónicos han sido reconocidos y en el apartado 2.2 se discuten sus características.

En el presente trabajo de tesis se presentan los resultados de esta primera etapa, relativa al Terreno Mixteco, y en él se discuten las relaciones entre las inferencias paleogeográficas derivadas de las características estratigráficas y aquellas obtenidas del registro paleomagnético. Como todo estudio paleomagnético con enfoque a la paleogeografía debe estar sustentado en un análisis estratigráfico y tectónico previo, en los dos primeros capítulos se afronta la revisión y discusión del registro estratigráfico precenozoico y de las características de

las estructuras tectónicas de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteco. Las inferencias paleogeográficas derivadas de este análisis son el punto de partida para la interpretación paleomagnética, además, el conocimiento de las estructuras tectónicas de la cubierta es esencial para discriminar entre los rotaciones tectónicas locales y las regionales.

Antecedentes.- En la región correspondiente al Terreno Mixteco se han desarrollado numerosos trabajos de investigación relacionados con su estratigrafía y su paleontología. Dentro de las publicaciones antiguas que contienen algunos de los resultados de estas investigaciones se pueden mencionar a: Felix (1891), Felix y Lenk (1899), Aguilera (1898, 1906), Flores (1900), Birkinbine (1911), Wieland (1913) y Burckhardt (1927; 1930). Dentro de los trabajos relativos a la estratigrafía del Terreno Mixteco, desarrollados mas recientemente, se puede mencionar a: Salas (1949), Guzmán (1950), Cortez Obregón et al. (1954), Erben (1956a; 1956b), Calderón (1956), Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965), Cárdenas Vargas (1966), Cserna (1970), Ruiz Castellanos (1970; 1979), Rodríguez Torres (1970), Ferrusquía Villafranca (1970; 1976), Ortega-Gutiérrez (1975; 1978; 1979; 1981a; 1981b;), Corona Esquivel (1981; 1985); Flores de Dios y Buitrón (1982; 1984). Existen además reportes modernos relativos al registro fósil, dentro de los que se encuentran los producidos por Alencaster (1956; 1966), Alencaster y Buitrón (1965); Buitrón (1970), Silva Pineda (1970; 1977), Westerman et al. (1984). En relación a los trabajos exploratorios de Petróleos Mexicanos, se han desarrollado numerosos proyectos y se han perforado dos pozos,

sin embargo los resultados permanecen inéditos y con caracter de confidencial. Solo algunos resultados son comentados por Lopez Ramos (1979).

Los reportes de investigaciones paleomagnéticas desarrolladas en la región correspondiente al Terreno Mixteco son relativamente escasos. Urrutia-Fucugauchi (1983) ha publicado resultados paleomagnéticos de algunos cuerpos intrusivos y volcánicos del área de Xantetelco-Tepexco, en el Estado de Morelos. Urrutia-Fucugauchi y Van der Voo (1983), así como Trevino-Rodriguez (1986) han obtenido direcciones de la Formación Morelos en el área cercana a Chilpancingo. Otros resultados importantes son los presentados en la disertación doctoral de Boehnel (1985) en relación a la secuencia jurásica del sector Petlalcingo-Tezoatlán, en el norte de Oaxaca y sur de Puebla. Finalmente, existe un reporte preliminar sobre las direcciones obtenidas por Urrutia-Fucugauchi y Morán Zenteno (1985) en la secuencia del Paleozoico Superior del área de Olinalá, Guerrero.

Metodología.- La presente investigación se basó en la medición paleomagnética de muestras procedentes de cinco localidades distintas del Terreno Mixteco (Fig 1.1). Se llevaron a cabo, además reconocimientos geológicos previos en dichas áreas, y otras áreas de interés, y se produjeron mapas geológicos de reconocimiento para tres de ellas. Se elaboraron secciones estructurales, un diagrama isométrico general y una serie de mapas paleogeográficos con base en la información previa y los datos obtenidos durante esta investigación.

La elaboración del mapa geológico general del Terreno Mixteco (Fig 1.1) se llevó a cabo a partir de una compilación

cartográfica sobre una base topográfica escala 1:1000,000 y en ella se trato de resaltar la distribución general y las relaciones de los grandes cuerpos de roca. Los mapas geológicos de las diferentes areas muestreadas fueron tomados, en el caso de las áreas de Olinalá y Acatlán, de trabajos previamente publicados, mientras que para las tres áreas restantes se elaboró una cartografía de reconocimiento a partir de una fotointerpretación previa (Fotografías escalas 1:50,000 y 1:80,000). En el trabajo de campo relativo a la verificación de las áreas muestreadas se invirtió un total de dos meses, mientras que la colecta de muestras paleomagnéticas tomo cuatro semanas de trabajo de campo. Los detalles del tratamiento y medición de las muestras paleomagnéticas se discuten en el capítulo III.

I. ESTRATIGRAFIA PRECENOZOICA DEL TERRENO MIXTECO

El Terreno Mixteco comprende una región dentro de la que se puede observar uno de los registros estratigráficos mas completos del sur de México, con unidades que varían, en posición estratigráfica, desde el Paleozoico Inferior hasta el Reciente. Esta condición permite seleccionar cuerpos de roca para muestreo paleomagnético dentro de un amplio alcance estratigráfico y posibilita una más completa reconstrucción en relación a los movimientos relativos de esta porción con respecto a otros segmentos continentales. Adicionalmente, algunas relaciones de paleobiogeografía, inferidas a partir de su registro fósil, hacen de este terreno una de las entidades geológicas del sur de México con mejores características para un examen paleomagnético con aplicación a la reconstrucción paleogeográfica y tectónica

Dentro de los requisitos importantes con los que debe contar un cuerpo de roca para poder utilizar sus direcciones de magnetización en interpretaciones paleogeográficas y tectónicas se encuentra la determinación de su edad con un grado de precisión aceptable. Esta edad debe ser sustentada en su contenido fósil o en fechamientos geocronológicos. Este requisito es importante ya que el reconocimiento de desplazamientos tectónicos relativos se basa en la comparación de direcciones paleomagnéticas probadamente contemporáneas o en la comparación de polos virtuales obtenidos y los patrones de deriva polar establecidos para las porciones cratónicas.

En este capítulo se hace una presentación resumida de la

información estratigráfica precenozoica disponible para el Terreno Mixteco, señalando los datos en los que han sido sustentadas las interpretaciones sobre la posición estratigráfica de cada unidad. Se describen informalmente dos unidades litoestratigráficas nuevas y se hacen nuevos reportes sobre la extensión lateral y características petrográficas de otras. Se señalan los principales problemas de interpretación en relación al registro estratigráfico y, finalmente, se discute el significado paleogeográfico de dicho registro estratigráfico y se proponen modelos generales sobre el marco geográfico-ambiental interno del Terreno Mixteco, sustentados exclusivamente en datos geológicos y no paleomagnético

I.1 RESUMEN ESTRATIGRAFICO DEL PALEOZOICO Y MESOZOICO.

ERATEMA PALEOZOICO

Complejo Acatlán.

El Complejo Acatlán esta constituido, según la división litoestratigráfica de Ortega-Gutiérrez (1978a), por los subgrupos Petlalcingo y Acateco. El Subgrupo Petlalcingo esta integrado por la Migmatita Magdalena y las Formaciones Chazumba y Cosoltepec, mientras que al Subgrupo Acateco lo integran la Formación Xayacatlán, los Granitoides Esperanza, la Formación Tecomate y los Diques San Miguel. El Subgrupo Petlalcingo está constituido principalmente por una secuencia metamorfoseada psamopelítica con intercalaciones de cuerpos igneos máficos, felsitas, metapedernales, esquistos ultramáficos, cuarcitas y capas semicalcareas (Ortega-Gutierrez, 1981b). La Formación Xayacatlán.

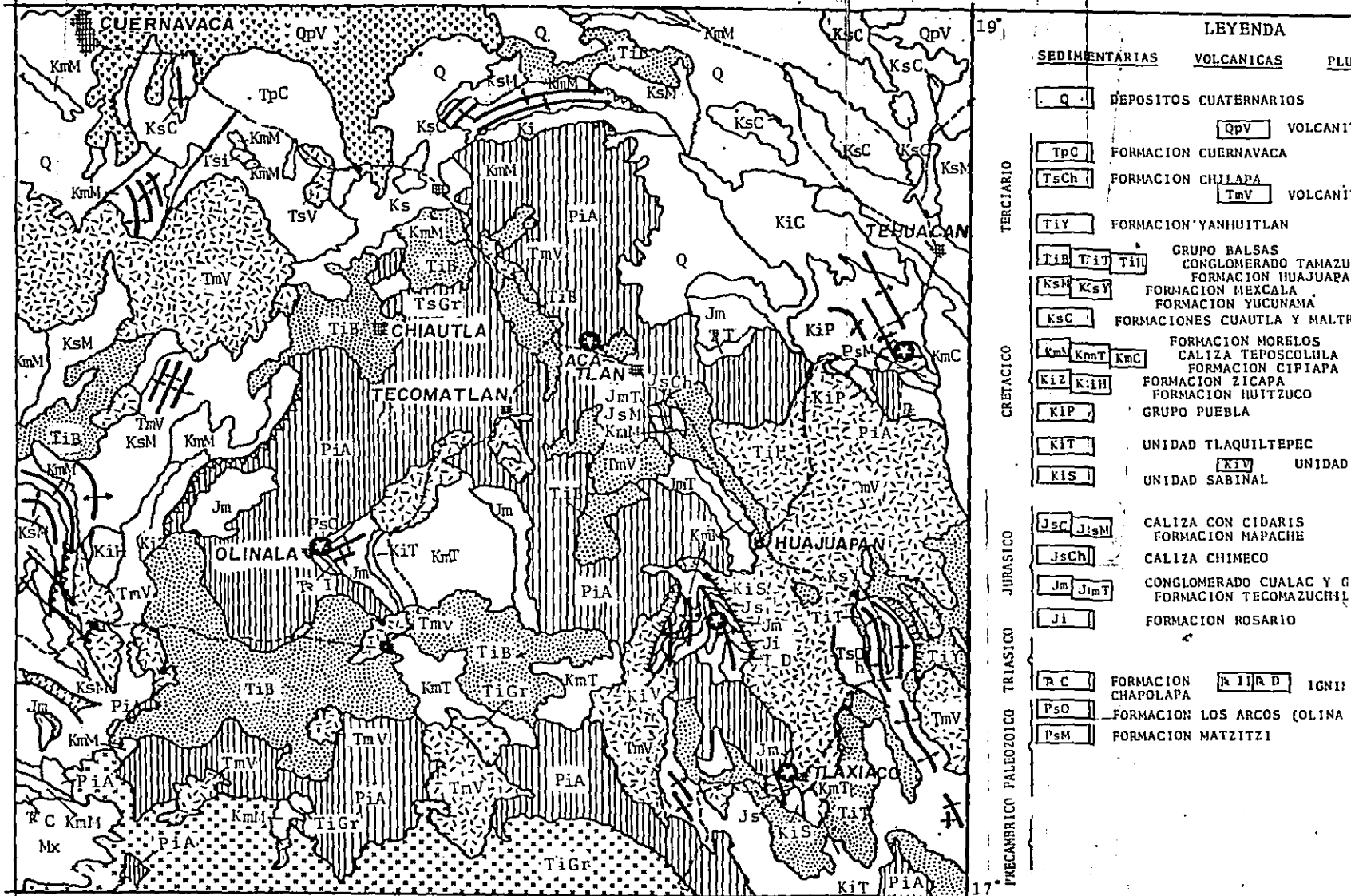
del Subgrupo Acateco está constituida por cuerpos de serpentinita, metabasita y metasedimentos que han sido afectados por metamorfismo de diferentes grados. Los Granitoides Esperanza estan formados por un conjunto de gneises miloníticos polimetamórficos derivados de rocas graníticas (Ortega Gutierrez, 1981b). Las relaciones entre los Granitoides Esperanza y la Formación Xayacatlán son, según el mismo autor; aparentemente intrusivas, aunque no descarta una removilización anatexitica durante el metamorfismo. La Formación Tecomate sobreyace en discordancia a los Granitoides Esperanza, pero muestra evidencias de haber participado también en las deformaciones del Paleozoico Temprano, además de contener probables restos de cystoides con un alcance estratigráfico Cámbrico-Devónico (Ortega Gutierrez, 1981b). Esta unidad está formada por una secuencia de metareniscas arcósicas, metaconglomerados y un miembro calcáreo del que fueron colectados restos de probables cystoides .

El Complejo Acatlán se encuentra cubierto, en discordancia, por la Formación Matzitzi de Pensilvánico en la región de Tehuacán, y por la Formación Los Arcos (Olinalá) en el noreste de Guerrero y noroeste de Oaxaca. Su edad pre-misisípica ha sido inferida previendo el tiempo necesario para que las rocas cristalinas fueran expuestas antes del depósito de las formaciones mencionadas (Ortega-Gutiérrez, 1981b). El contacto inferior no se conoce y sus relaciones con al Complejo Oaxaqueno son aparentemente tectónicas. Los fechamientos geocronológicos obtenidos han dado resultados que varían desde el Precámbrico Tardío hasta el Pérmico (Fries y Rincón Orta, 1965; Fries et al., 1966; Fries et al., 1970; Halpern et al., 1974; Ruiz

FIGURA 1.1

MAPA GEOLOGICO DEL TERRENO MIXTECO

97° 20'



		LEYENDA		
		SEDIMENTARIAS	VOLCANICAS	PLUTONICAS
TERCIARIO	Q	DEPOSITOS CUATERNARIOS		
	QpV		VOLCANITAS	
	TpC	FORMACION CUERNAVACA		
	TsCh	FORMACION CHIHLAPA		
	TmV		VOLCANITAS	
CRETACICO	TiY	FORMACION YANIHUITLAN		
	TiB, TiT, TiH	GRUPO BALSAS		
		CONGLOMERADO TAMAZULI		
		FORMACION HUAJUAPAN		
	KsM, KsY	FORMACION MEXCALA		
		FORMACION YUCUNAMA		
	KsC	FORMACIONES CUAUTLA Y MALTR		
	KmM, KmT, KmC	FORMACION MORELOS		
		CALIZA TEPOSOLULA		
		FORMACION CIPIAPA		
JURASICO	KiZ, KiH	FORMACION ZICAPA		
		FORMACION HUITZUCO		
	KiP	GRUPO PUEBLA		
	KiT	UNIDAD TLAQUILTEPEC		
	KiS	UNIDAD SABINAL		
	JsC, JsM	CALIZA CON CIDARIS		
		FORMACION MAPACHE		
	JsCh	CALIZA CHIMECO		
	Jm, JmT	CONGLOMERADO CUALAC Y G		
		FORMACION TECOMAZUCHIL		
TRIASICO	Ji	FORMACION ROSARIO		
	Tc	FORMACION CHAPOLAPA		
	PsO	FORMACION LOS ARCOS (OLINA		
	PsM	FORMACION MATZITZI		
PRECAMBRIICO PALEOZOICO	PiA, PiB, PiC, PiD	IGNI		

99° 20'

Continúa 1



97° 20'

19°



LEYENDA

	<u>SEDIMENTARIAS</u>	<u>VOLCANICAS</u>	<u>PLUTONICAS Y METAMORFICAS</u>
	Q DEPOSITOS CUATERNARIOS	QpV VOLCANITAS PLIOCUATERNARIAS	
TERCIARIO	TpC FORMACION CUERNAVACA	TsGr GRANITO	
	TsCh FORMACION CHILAPA	TmV VOLCANITAS DEL OLIGOCENO_MIOCENO	
	TiY FORMACION YANHUITLAN		
	TiB TiT TiH GRUPO BALSAS CONGLOMERADO TAMAZULAPAN FORMACION HUAJUAPAN	TiGr GRANITO	
	KsM KsY FORMACION MEXCALA FORMACION YUCUNAMA		
CRETACICO	KsC FORMACIONES CUAUTLA Y MALTRATA		
	KmM KmT KmC FORMACION MORELOS CALIZA TEPOSCOLULA FORMACION CUIAIPA		
	KiZ KiH FORMACION ZICAPA FORMACION HUITZUCO		
	KiP GRUPO PUEBLA		
	KiT UNIDAD TLAQUILTEPEC		
	KiV UNIDAD SAN VICENTE		
	KiS UNIDAD SABINAL		
	Jsc Jsm CALIZA CON CIDARIS FORMACION MAPACHE	Mx COMPLEJO XOLAPA	
	Jsch CALIZA CHIMECO		
	Jm JmT CONGLOMERADO CUALAC Y GRUPO TECOCOYUNCA FORMACION TECOMAZUCHIL		
Ji FORMACION ROSARIO			
JURASICO		RT TRONCO DE TOTOLTEPEC	
	RC FORMACION CHAPOLAPA	RiRD IGNIMBRITA LAS LLUVIAS Y UNIDAD DIQUIYU	
	PsO FORMACION LOS ARCOS (OLINALA)		
TRIASICO	PsM FORMACION MATZITZI		
		PIA COMPLEJO ACATLAN	
PRECAMBRIICO PALEOZOICO		Pe COMPLEJO OAXAQUERO	

SIMBOLOGIA

- CONTACTO GEOLOGICO
- PLIEGUE ANTICLINAL CON INDICACION DEL BUZAMIENTO
- PLIEGUE SINCLINAL CON INDICACION DEL BUZAMIENTO
- FALLA NORMAL REGIONAL
- CABALGADURA
- FALLA DE DESPLAZAMIENTO LATERAL CON INDICACION DEL MOVIMIENTO RELATIVO
- LOCALIDAD CON ESTUDIO PALEOMAGNETICO



Compilacion integrada sobre la carta topografica esc. 1:1000,000 del INEGI

- Principales fuentes cartograficas:
- Cartas geologicas del INEGI escalas 1:1000,000 y 250.000.
 - Lopez Ramos 1974
 - Corona Esquivel, 1985
 - Cserna et al., 1980
 - Fries, 1960
 - Ferrusquia Villafranca
 - Monroy y Sosa, 1984
 - Salinas Prieto, 1986

50

Km

Castellanos, 1979; Cserna et al.,1980), sin embargo, la mayoría se agrupan en el intervalo Cámbrico-Devónico, con dos isocronas de Rb-Sr correspondientes al Ordovícico (Ruiz Castellanos,1979) y al Devónico (Cserna et al.,1980).

El Complejo Acatlán fue una de las unidades investigadas paleomagnéticamente durante el desarrollo de este trabajo.

Formación Matzitzi.

Esta unidad fue nombrada informalmente por Calderón en 1956, quien la describió como una secuencia de 600 metros de areniscas intercaladas con lutitas oscuras, capas de carbón y un contenido abundante de restos de plantas fósiles. Según los análisis petrográficos llevados a cabo en el presente estudio, las areniscas varían de arcosas a subarcosas, aunque se llegan a observar algunas litarenitas. En el área de los Reyes Metzontla, las areniscas presentan detriticos de cuarzo con extinción ondulante, plagioclasas con maclas arqueadas y algunos líticos de granito cataclaseado. Las edades asignadas originalmente a estas capas varían entre el Triásico (Aguilera,1896, p. 90; Burkhardt, 1930) y el Jurásico Medio (Mullerried,1933, p. 46), posteriormente Silva-Pineda (1970) determinó flora fósil definitivamente pensilvánica, que incluye especies de los generos Calamites, Lepidodendron y Sigillaria (ver una descripción completa en Silva-Pineda op. cit.). Las características petrológicas y estratigráficas de esta unidad indican que su sedimentación se desarrolló probablemente en el marco de un complejo fluvial con depósitos de llanura de inundación, de canal

y de abanico aluvial en un clima cálido y sin variaciones estacionales. Es probable que la Formación Matzitz se correlacione en parte con la Formación Los Arcos (Olinalá), si se admite el alcance de esta última hasta el Pensilvánico como lo han propuesto Flores de Dios y Buitrón (1982).

Esta unidad fue investigada paleomagnéticamente durante el desarrollo de este trabajo.

Formación Los Arcos (Olinalá)

La Formación Los Arcos (Olinalá) ha sido definida por Flores de Dios y Buitrón (1982), quienes la ubicaron estratigráficamente en el intervalo Pensilvánico-Pérmico y le aplicaron el nombre de Olinalá, y por Corona - Esquivel (1981), quien le aplicó la denominación de Formación Los Arcos y lo ubicó en el Pérmico.

Esta unidad está constituida por una secuencia de 635 metros compuesta de capas de conglomerado, arenisca, limolita y caliza. Las calizas forman un cuerpo de hasta 140 metros-ubicado en la parte media de la secuencia y que contiene abundantes fósiles de crinoides, braquiópodos, briozoarios, algas corales y fusulínidos (Corona Esquivel, 1981). Existen además, en los miembros limolíticos, bivalvos, braquiópodos y amonitas (Flores de Dios y Buitrón, 1982; Corona-Esquivel, 1983).

La Formación Los Arcos (Olinalá) se ha reconocido solamente en las localidades de Olinalá, Mixtepec (Flores de Dios y Buitrón, 1984) y Progreso (Enciso de la Vega, 1984). Se le ha reportado en los tres casos sobreyaciendo en discordancia sobre el Complejo Acatlán. En Olinalá, subyace a la Ignimbrita Las

TABLA 1.1

Continúa 1

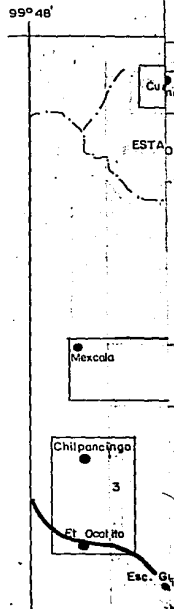
TABLA

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	PORCION OCCIDENTAL						
			EDAD M.A.	MORELOS	SEPTENTRIONAL	GUERRERO CENTRAL	NE DE GUERRERO	PUEBLA CENTRAL	
				1 CUAUTLA	2 CUERNAVACA	3 CHILPANCINGO - EL OCOTITO	4 MEXCALA - OLINALA	5 OLINALA - HUAMUXTITLAN	6 SIERRA TENTZ
CENOZOICO	TERCIARIO	HOLOCENO	0.01	Grupo Chichinautzin	Grupo Chichinautzin	Aluvi3n	Aluvi3n	Aluvi3n	Grupo Chichinautzin
		PLEISTOCENO	1.6	Aluvi3n Depositos Clasicos	Aluvi3n	Aluvi3n	Aluvi3n	Aluvi3n	Grupo Chichinautzin
		PLIOCENO	5.3	Riodacita Papocatepetl	F. Cuernavaca	F. Chilpancingo	F. Oapan	F. Chiauzingo	Sedimentos La de Tlaxcala
		MIOCENO	23.7	F. Cuayuca	Andesito Zempoala	F. Alaquitr3n	Andesito Buenavista	F. Chiauzingo	Rocas Igneas
		OLIGOCENO	36.6	G. Ilix. F. Tepozitlan	Grupo No-diferencia F. Tepozitlan	F. Agua de Obispo	Riolita Tilzapotta	F. Chiauzingo	Grupo Balsas
		EOCENO	57.8	F. Tlaica	Riolita Tilzapotta	F. Balsas	F. Balsas	F. Balsas	Grupo Balsas
		PALEOCENO	66.4	Grupo Balsas	Grupo Balsas	F. Balsas	F. Balsas	F. Balsas	Grupo Balsas
		MAESTRICHTIANO							
		SENONIANO							
		MESOZOICO	CRETACICO	TURONIANO		F. Mexcala	F. Mexcala	F. Mexcala	F. Mexcala
CENOMANIANO				F. Cuautla	F. Cuautla	F. Cuautla	F. Cuautla	F. Cuautla	
ALBIANO	97.5			F. Morelos	F. Morelos	F. Morelos	F. Morelos	F. Morelos	
APTIANO					F. Xochicalco	F. Acahuzotla	Anhidrita Huizucap	Caliza Teposcolula	Calizas de Cuernavaca
NEOCOMIANO	144							CAPAS ROJAS TLALTEPEC TLAQUILTEPEC	Capas Rojas
JURASICO	TITONIANO								
	KIMERIDGIANO								
	OXFORDIANO		163						
	BATONIANO								
	BAJOCIANO								
TRIASICO	ALENIANO	187							
	TOARCIANO								
	PLIENSABACHIANO								
	SINEMURIANO								
	HETANGIANO	208							
PALEOZOICO	SUPERIOR	230			F. Chapotapa				
	MEDIO	240							
	INFERIOR	245							
	PERMICO	286							
	PENSILVANICO	320							
	MISISIPICO	360							
	DEVONICO	408							
SILURICO	438								
ORDOVICICO	505								
CAMBRICO	570								
				Complejo Acatl3n?	Complejo Acatl3n?	Complejo Acatl3n?	Complejo Acatl3n	Complejo Acatl3n	Complejo Acatl3n

DE CORRELACION DEL TERRENO MIXTECO

-->
Continúa 2

PORCION CENTRAL				PORCION ORIENTAL		
NW DE OAXACA	SUR DE PUEBLA	NW DE OAXACA	W DE OAXACA	NW DE OAXACA	SW DE PUEBLA	SW DE PUEBLA
7 MARISCALA-AMATITLAN	8 PETRALCINGO	9 TEZOATLAN	10 TLAXIACO - MIXTEPEC	11 TAMAZULAPAN-TEPOSOLULA	12 ZAPOTITLAN SALINAS	13 LOS REYES MEZONTLA - SN. LUIS ATOTITLAN
Aluvi6n	Aluvi6n	Qal Qs Qca	Qal Qca Qs	Qal Qlr Qca Qs	?	Aluvi6n ?
Volcanico Acido e Intermedio		Andesitas San Marcos y Yucudaac Indiferen.	Terciarias Juncos Indif. (And Yucudaac Yl Yari)	Tsch. Tsch. Tsch. Tsch. Tsch. Tsch.		Cgl. "Xochitepec"
Huajuapam D. Lacustres V. Int. - Basic. D. Clasticos cont. lavaca. con volcanico	F. Huajuapam	Toba Cerro Verde y Llano de Lobos Indifer.		Ltana de Lobos F. Yanhuatlan	F. Tehuacan	Andesita "Los Reyes"
		Conglomerado Tamazulapan	Conglomerado Atlatlan	Conglomerado Tamazulapan		F. Huajuapam
				F. Yucunama		
F. Morelos	F. Morelos	Caliza Teposcolula	Caliza Teposcolula	Caliza Teposcolula	F. Cipiapa	Caliza Cipiapa
		F. San Isidro	Grupo Tlaxiaco		F. Mihuatepec	F. Mihuatepec
		F. San Vicente del Palmir			F. San Juan Raya	F. San Juan Raya
		"F. Innominado" (Grupo Sabinol?)	Grupo Sabinol		F. Zapotitlan	F. Zapotitlan
	F. Mapache	Caliza con Cidaris	Caliza con Cidaris			
	F. Chimeco	Grupo Tecocoyunca Sur (F. Otatera, Yucunuti)	F. Yucunuti	Grupo Tecocoyunca		
	F. Tecomazuchil	Grupo Tecocoyunca Int. (F. Zarrillo, Taberna, Simof)	F. Otatera			
		Conglomerado Cuahac	Conglomerado Cuahac		Lechos Rojas	F. Tecomazuchil
		F. Rosario				
		Complejo Basal Volcanico "F. Diquiyú"				
			F. Otinalá			
					F. Matzitzi	F. Matzitzi
Complejo Acatlán	Complejo Acatlán	Complejo Acatlán	Complejo Acatlán	Complejo Acatlán?	Complejo Acatlán	Complejo Acatlán



- 99°48'
1. Fries, 1966
 2. Fries, 1960
 3. De Cserna, 1965
 4. De Cserna et al.,
 5. Corona, 1983, 198
 6. Monroy et al. 198
 7. Ruiz Castellón
- ABREVIATURAS
G. lila. Grupo lila
RVND Rocas volc
G. Tap Grupo Tap
Tsch Form. Chil

TABLA 1.1

Continua 1

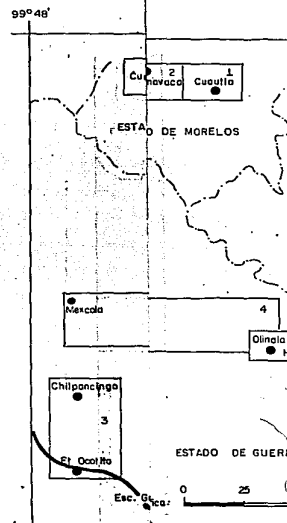
TABLA DE

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	PORCION OCCIDENTAL							
			MORELOS SEPTENTRIONAL	CUERNAVACA	CHILPANCINGO-EL OCOTITO	MEXCALA-OLINALA	NE DE GUERRERO	PUEBLA CENTRAL	NW D	
CENOZOICO	TERCIARIO	HOLOCENO	1	2	3	4	5	6	7	
		PLEISTOCENO	0.01							
		PLIOCENO	1.6							
		MIOCENO	5.3							
		OLIGOCENO	23.7							
		EOCENO	35.6							
		PALEOCENO	57.8							
		MAESTRICHIANO	66.4							
		SENONIANO								
		TURONIANO								
ME SOZOICO	CRETACICO	TURONIANO								
		SENOMANIANO								
		ALBIANO								
		APTIANO								
		NEOCOMIANO								
	JURASICO	TITONIANO								
		KIMERIDGIANO								
		OXFORDIANO								
		CALOVIANO								
		BATONIANO								
TRIASICO	BAJOCIANO									
	ALENIANO									
	TOARCIANO									
	PLIENSBACHIANO									
	SINEMURIANO									
PALEOZOICO	HETANGIANO									
	SUPERIOR									
	MEDIO									
	INFERIOR									
	PERMICO									
	PENSILVANICO									
	MISISIPICO									
DEVONICO										
SILURICO										
ORDOVICICO										
CAMBRICO										

DE CORRELACION DEL TERRENO MIXTECO

--> **Continua 2**

PORCION CENTRAL			PORCION ORIENTAL				
7	8	9	10	11	12	13	
NW DE OAXACA	SUR DE PUEBLA	NW DE OAXACA	W DE OAXACA	NW DE OAXACA	SW DE PUEBLA	SW DE PUEBLA	
DEL MARISCAL-A MATITLAN	PETLALCINGO	TEZOATLAN	TLAXIACO - MIXTEPEC	TAMAZULAPAN-TEPOSCOLULA	ZAPOTITLAN SALINAS	LOS REYES MEZONTLAN EN LUIS ATOLOTITLAN	
Aluvi6n	Aluvi6n	Cal Qs Qca	Qca1 Qca2 Qs	Qca1 Qca2 Qs		Aluvi6n	
Volcanico Acido e Intermedia		Ardesias San Marcos y Yucudaa Indiferen	Tostagris, Sano, Indig, And, Yucudaa, A. L. Yoh	Tech, Sano, Indig, Tsalis		Cgl. Xochitepec	
Huajuapam V. Int. - Base		Toba Carro Verde y Llano de Lobos Indifer.		Llano de Lobos		Andesita Los Reyes	
F. Huajuapam		Conglomerado Tamazulapan	Conglomerado Atlatlan	Conglomerado Tamazulapan		F. Huajuapam	
F. Morelos	F. Morelos	Caliza Teposcolula	Caliza Teposcolula	Caliza Teposcolula	F. Cipiapa	Caliza Cipiapa	
		B. San Isidro	Grupo Tlaxiaco		F. Mihuatepec	FMihuatepec	
		Esc. Vicente del Palmar			F. San Juan Roya	F. San Juan Roya	
	F. Mapache	"Innomada" (Grupo Sabinol?)	Grupo Sabinol		F. Zapotitlan	F. Zapotitlan	
	F. Chimeca	Caliza con Cidaris	Caliza con Cidaris				
	F. Tecomazuchil	Grupo Tecocoyuneca (F. Otatara, Yucuhuil)	F. Yucuhuil	Grupo Tecocoyuneca	Lechos Rojos	F. Tecomazuchil	
		F. Zarrillo, Taberna, Simon	Formaciones Zarrillo y Taberna Indiferen.				
		Conglomerado Cuatla	Conglomerado Cuatla				
		F. Rosario					
		Complejo Basal Volcanico "F. Diquivu"					
			F. Otinala		F. Matziltzi	F. Matziltzi	
Complejo Acatlan	Complejo Acatlan	Complejo Acatlan	Complejo Acatlan	Complejo Acatlan?	Complejo Acatlan	Complejo Acatlan	



- 99°46'
1. Fries, 1966
 2. Fries, 1960
 3. De Cserna, 1965
 4. De Cserna et al. 1980
 5. Corona, 1983, 1985
 6. Monroy et al. 1981
 7. Ruiz Castellán, 1970

ABREVIATURAS
 G. lll. Grupo lllize
 RVND Rocas volca- no diferenciadas
 G. Tap Grupo Tapa
 Tech Form. Chila

CO 1

NTAL

PUEBLA SW DE PUEBLA

TLAN
NAS

Aluvion

Cgl. "Xochitepec"

Andesita "Los Reyes"

F. Huajuapán

Caliza Cipiapa

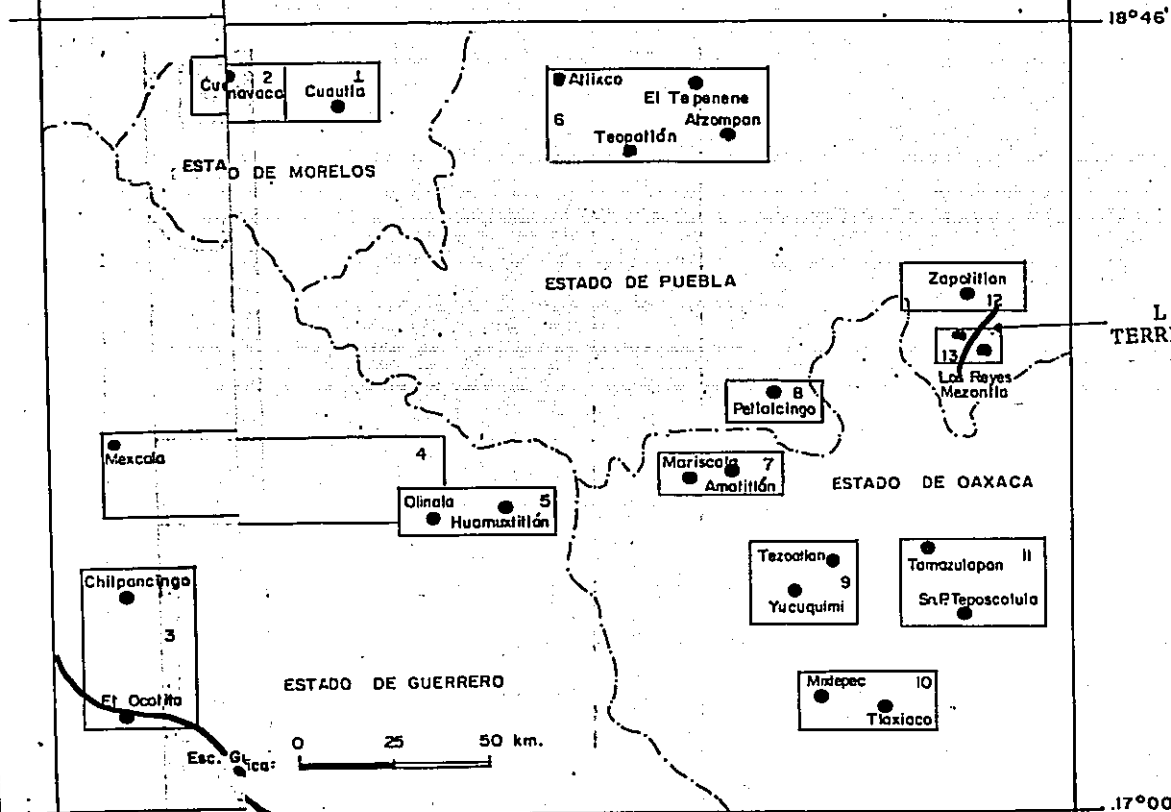
FMihuatepec
F San Juan Raya
F Zapotitlán

Rojos

F. Tecomazúchil

Complejo
Acatlán

99°48'

LIMITE DEL
TERRENO MIXTECO

99°48'

LIMITE DEL
TERRENO MIXTECO

1. Fries, 1966
2. Fries, 1960
3. De Cserna, 1965
4. De Cserna et al., 1980
5. Corona, 1983, 1984; Flores et al., 1982
6. Monroy et al., 1981
7. Ruiz Castellano, 1970

ABREVIATURAS

G.Ilix. Grupo Ilix
RVND Rocas volcánicas no diferenciadas
G.Tep. Grupo Tepe
Tach. Form. Chila

Tsm. Andesita San Marcos
Tsay. Andesita Yucudaoc.
Tais. Andesita Intrusiva Suchixtlahuaca
Tmtv. Toba Cerro Verde

Qal. Aluvion
Qs. Suelos
Qca. Caliche
Qlr. Travertino

8. Pérez et al., 1965
9. Erben, 1956a; Presente estudio,
10. Erben, 1956a; Carrasco, 1981, Lopez-Ticha, 1969, 1970
11. Ferrusquia, 1976
12. Calderón, 1956
13. Ortega et al., (en prep.)

RECOPIACION Y ELABORACION: ENRIQUE GONZALEZ T.
Y DANTE J. MORAN Z.

© GEOLOGIC TIME SCALE, G.S.A., 1983.

97°15'

17°00'

Lluvias sin mostrar relaciones de discordancia angular, mientras que en Mixtepec subyace en discordancia angular al Conglomerado Cualac.

Recientemente se ha reconocido, por geólogos de Petróleos Mexicanos, una nueva localidad del Paleozoico Superior marino en una localidad ubicada al sureste de Izucar de Matamoros (Vasquez-Echeverría, 1986). En este lugar está expuesta una secuencia de 226 metros de espesor, formada principalmente por areniscas y limolitas con algunos cuerpos de caliza bioclástica y conglomerado. La secuencia contiene abundantes macrofósiles de braquiópodos, crinoides y amonitas que en conjunto dan a la secuencia un alcance estratigráfico del Misisípico al Pérmico. Esto permite inferir que el proceso de sedimentación continental que dió origen a la Formación Matzitzí tuvo su contraparte marina, hacia la porción norte y probablemente central del Terreno Mixteco. Fuera del Terreno Mixteco, esta unidad se correlaciona con la Formación Yododeño de la cubierta del Terreno Oaxaca.

Esta unidad se investigó paleomagnéticamente durante el desarrollo de este trabajo.

ERATEMA MESOZOICO Sistema Triásico

Ignimbrita Las Lluvias

Esta unidad litoestratigráfica fue definida por Corona-Esquivel (1983) quien la describió como un cuerpo de hasta 80 metros de espesor con textura porfídica, silicificado y con desarrollo de un bandeamiento bien definido.

Esta unidad ha sido reportada solo en la localidad de

Olinala, en donde cubre a la Formación Los Arcos y subyace en ligera discordancia angular al Conglomerado Cualac. Su edad no ha sido precisada pero se puede considerar en general como post-pérmica--pre-bajociana.

"Unidad Diquiyú".

En este trabajo se aplica informalmente la denominación de Formación Diquiyú para un cuerpo volcánico pre-toarciario no metamórfico formado por derrames y piroclásticos andesíticos, así como por algunas derrames de riolita. Este cuerpo volcánico aflora en el núcleo del anticlinorio de Diquiyú con una extensión mínima de 20 kilómetros cuadrados.

Esta unidad fue previamente reconocida por Erben en 1956, pero su naturaleza no fue entonces claramente establecida, aunque este autor ya consideraba la posibilidad de que se tratara de un cuerpo volcánico anterior al Grupo Consuelo. Durante los trabajos de campo relacionados con el presente estudio, se observó a la Formación Rosario descansando en discordancia sobre esta unidad volcánica. Las capas basales de dicha formación se encuentran constituidas por un conglomerado de líticos definitivamente derivados de la mencionada unidad volcánica, por lo que su edad se puede considerar como pretoarciaria-postdevónica.

La naturaleza volcánica del basamento en el área de San Juan Diquiyú fue también reconocida por Ochoterena (1981), quien además indicó que la presencia de este cuerpo volcánico determinó el desarrollo de los sedimentos de la Formación Rosario, en contraste con el Conglomerado Cualac que se derivó del intemperismo y erosión del Complejo Acatlán.

Sistema Jurásico

Grupo Consuelo.

Esta denominación fue originalmente establecida por Erben (1956b) para abarcar la secuencia integrada por la Formación Rosario y el Conglomerado Cualac que cubren el intervalo Toarciano-Bajociano y que subyace al Grupo Tecocoyunca del Bajociano-Calloviano.

La Formación Rosario que constituye la parte inferior de este grupo, esta formada principalmente por una secuencia de areniscas del tipo de las litarenitas. Presenta, además, capas de lutitas y lodolitas negras carbonosas. Contiene una abundante flora fósil que ha sido considerada como del Toarciano y la base del Jurásico Medio (ver una descripción en Wieland, 1913; 1914;). Hacia la base de esta unidad se observa, en el area de Diquiyú-El Rosario, un conglomerado oligomórfico formado por clásticos de rocas volcánicas de composición andesítico-dacítica. El contacto superior es concordante bajo el Conglomerado Cualac y el contacto inferior es discordante sobre la Unidad Diquiyú. El espesor total de esta unidad es variable pero su máximo desarrollo lo alcanza en los alrededores del poblado del Consuelo. La extensión de la Formación Rosario está restringida solamente a los alrededores del sector Tezoatlán-El Consuelo y no se encuentra presente hacia las áreas de Tlaxiaco y Olinalá.

La presencia de clásticos gruesos en la base y de sedimentos mas finos hacia la cima indica probablemente el cambio de un medio fluvial a uno palustre.

El Conglomerado Cualac es una unidad que originalmente fue descrita por Guzmán (1950) quien la nombró como Cuarcita Cualac;

posteriormente Erben (1956b) le aplicó la denominación de Conglomerado Cualac y la ubicó en el Aaleniano-Bajociano Inferior, tomando como base sus relaciones estratigráficas. La unidad esta constituida por capas de conglomerado de cuarzo mayores de un metro de espesor que presentan frecuentemente diastratificación. Existen, en forma subordinada, líticos de esquisto y gneiss y la mesostasis consiste principalmente de filarenita micácea inmadura (Carrasco, 1981). En toda su extensión han sido reportados cuerpos intercalados de arenisca y limo (Carrasco, 1981; Corona-Esquivel, 1985; Gonzalez-Torres, 1987). Al oriente de Diquiyú estos cuerpos presentan restos de flora no identificados.

El Conglomerado Cualac se extiende en todo el sector Tezoatlán-Olinalá-Tlaxiaco y tiene un espesor máximo de 500 metros con acuñamientos frecuentes. Su gruesa granulometría, mala clasificación y estructura caótica indica probablemente depósitos de abanico en el marco de un relieve muy contrastado y un clima cálido y húmedo. Este contraste en el relieve probablemente fue producido por una tectónica de pilares y fosas asociados a fallamiento normal.

Grupo Tecocoyunca.

Esta unidad fue definida por Erben (1956b) para incluir una secuencia sedimentaria heterogenea que sobreyace al Conglomerado Cualac y que abarca del Bajociano Inferior al Calloviano. Este autor dividió al Grupo Tecocoyunca en cinco formaciones surgidas de los contrastes faunísticos, y en menor grado litológicos observados en el area de Tezoatlan-El Consuelo. Esta division no

parece ser funcional en toda la región donde este grupo se presenta, debido a los cambios litológicos laterales y a la variabilidad de los atributos elegidos por Erben para tal división.

El conjunto de las Formaciones Zorrillo, Taberna y Simón está constituido principalmente por una secuencia de areniscas, limolitas y lutitas, con algunas capas de carbón y numerosas concreciones calcareo-hematíticas, así como restos de plantas (ver descripción original en Wieland, 1913; 1914;). La Formación Taberna se caracteriza en el área de Tezoatlán por la presencia de capas de caliza y abundante fauna fósil marina (ver descripciones en Burkhardt, 1930; Erben, 1956; Alencaster, 1963), sin embargo hacia las áreas de Olinalá y Tlaxiaco no se puede reconocer esta formación. Para el área de Tlaxiaco se ha reportado la dominancia, en el conjunto de estas tres formaciones, de limolitas arcillosas hacia la base y de subarcosas hacia la cima. En el área de Tezoatlán estas formaciones son predominantemente arenosas, con presencia de litarenitas, sublitarénitas y arcosas. Finalmente en el área de Olinalá se ha reportado una secuencia de areniscas, limolitas y lutitas sin señalar dominancia alguna (Erben, 1956b; Corona-Esquivel, 1985). En todos los casos existen restos de plantas y de invertebrados fósiles.

Las características petrológicas y paleontológicas de estas formaciones indican medios ambientes de depósito fluviales y pantanosos con algunos influjos marinos. Esta asociación corresponde a un antiguo complejo fluvial.

Las Formaciones Otatera y Yuchuti contienen una mayor

cantidad de cuerpos calcáreos que las anteriores formaciones. Están constituidas por capas de arenisca, limolita, coquina, calizas arenosas y micritas. La Formación Yucuñuti fue investigada paleomagnéticamente durante el desarrollo de este trabajo.

Formación Tecomazuchil.

Esta denominación fue aplicada por Perez-Ibarguengoitia y colaboradores (1965) para referirse a un cuerpo sedimentario continental que los mismos autores asignaron al Jurásico Medio. Dicha edad fue inferida del hecho de que esta unidad subyace según un contacto transicional a la Caliza Chimeco del Oxfordiano.

La Formación Tecomazuchil, según la describen los autores anteriores, está constituida hacia la base por un conglomerado de cuarzo que contiene también rocas metamórficas. El resto de la unidad está formada principalmente por la alternancia de areniscas y lutitas. Las capas de arenisca presentan frecuentemente diastratificación y las limolitas son generalmente de color rojo. El espesor total de la formación es de 735 metros.

La Formación Tecomazuchil se correlaciona con el Grupo Tecocoyunca y sus características petrológicas y sus estructuras primarias sugieren que se depositó en un medio ambiente, predominantemente fluvial.

Caliza con Cidaritis.

Este nombre fue utilizado provisionalmente por Erben (1956b) para referirse a una secuencia oxfordiana previamente reconocida por Felix y Lenk (1899) y Burckhardt (1930) en el área de

Tlaxiaco. La secuencia descrita por Erben sobreyace en contacto concordante y transicional a la Formacion Yucuñuti y consiste de capas de biomicrita y biointramicrita con contenido variable de arcilla y con estratos de coquina de Griphaea mexicana y Parathirydina mexicana. Contiene también fósiles de exacorales y equinoides.

Las características petrológicas y faunísticas de esta unidad corresponden a un ambiente marino somero lagunar con influencia del mar abierto (Carrasco, 1981).

La Caliza con Cidaris se correlaciona, dentro del Terreno Mixteco, con la Caliza Chimeco del area de Petlalcingo.

Esta unidad fue investigada paleomagnéticamente durante el desarrollo del presente trabajo

Caliza Chimeco.

Esta unidad fue definida por Pérez-Ibarguengoitia y colaboradores (1965), quienes ubicaron la localidad tipo al oeste de Petlalcingo. Estos autores asignaron a la Caliza Chimeco una edad correspondiente al Oxfordiano, basados en el hallazgo de pelecípodos característicos de este piso. Esta constituida principalmente por una secuencia de calcarenitas, con algunas capas de calizas oolíticas y calizas arcillosa. El espesor de esta unidad, en el área de Petlalcingo, varía entre los 92 y 100 metros. Sus contactos inferior y superior son concordantes con las formaciones Tecomazuchil y Mapache respectivamente.

Dentro del Terreno Mixteco, esta unidad se puede correlacionar con la Caliza con Cidaris que ha sido reportada en el sector Tezoatlán- Tlaxiaco.

Formación Mapache.

Esta unidad fue definida por Pérez-Ibarguengoitia y colaboradores (1965) quienes ubicaron su localidad tipo a 5.2 kilómetros al oeste de Petlalcingo. Por su contenido faunístico, principalmente de pelecípodos (ver listado en Pérez-Ibarguengoitia op.cit.), esta unidad ha sido considerada como del Kimeridgiano-Portlandiano. La litología característica de esta formación es una caliza arcillosa que se presenta interestratificada con limolitas y lutitas calcareas. El espesor de la formación es de 389 metros. Sobreyace en concordancia a la Caliza Chimeco y subyace en discordancia a la Caliza Morelos. Dentro del Terreno Mixteca se correlaciona con La Formación la Virgen del área de Tezoatlán.

Formación La Virgen.

Esta unidad fue originalmente reconocida por Félix (in Burckhardt, 1930) y posteriormente descrita por Erben (1956b) como una secuencia de calizas arcillosas oscuras, laminadas y con fósiles de amonitas, pelecípodos y peces. En base a su contenido de amonitas, Burckhardt (1930) atribuyó esta unidad al Berriasiano, aunque Erben (1956b) indicó que podría corresponder al Portlandiano mas alto.

La Formación La Virgen se correlaciona en parte con la Formación Mapache del area de Petlalcingo.

Sistema Cretácico

Unidad Tlaquiltepec.

Esta denominación informal fue aplicada por Corona-Esquivel (1985) para una secuencia clástica del Cretácico Inferior que

aflora en el área de Huamuxtitlán y que fue previamente descrita por Guzmán (1950), Erben (1956b) y Flores de Dios y Buitrón (1952). Según Corona-Esquivel (1982) la unidad esta formada hacia la base por 90 metros de areniscas de colores claros con algunas capas de calizas intercaladas. Los siguientes 60 metros están formados por conglomerados mal clasificados de cuarzo lechoso en una matriz de limolita. Los 100 metros de la cima estan constituidos por una alternancia de capas de areniscas y limolitas con colores que varían desde amarillo hasta rojo. Contiene fósiles de Rynchonella , Ostrea sp, Terebratula sp, Lamellaptychus diday (Coquand) y Lamellaptychus angulicostatus (Peters) (Erben, 1956b).

La Formación Tlaquiltepec cubre en discordancia erosional a la Formación Yucuñuti y subyace también en discordancia a la Caliza Teposcolula. La falta de fósiles índice impide precisar su edad y la mayor parte de los autores la ubican en el Cretácico Inferior.

Unidad Sabinal.

Esta unidad fue nombrada informalmente por López-Ticha como Grupo Sabinal en un reporte inédito del Instituto Mexicano del Petróleo (López-Ramos, 1979; Mosquera y Melendez, 1984). Se trata de una secuencia del Kimeridgiano- Hauteriviano que sobreyace en concordancia a la Caliza con Cidaris y que aflora a lo largo de un segmento del Rio Sabinal en el area de Tlaxiaco.

El Grupo Sabinal fue descrito en términos de cuatro unidades que constituyen una secuencia de 900 metros de espesor aproximado. La unidad basal esta formada por lutitas y calizas negras en capas muy delgadas y laminares, sobre este cuerpo

descansa una unidad de areniscas y conglomerados con líticos de caliza. A la secuencia anterior sobreyace una unidad de dolomías y calizas litográficas que contiene un cuerpo de lutitas laminares. La cima del Grupo Sabinal la forma un cuerpo de lutitas laminares con algunos horizontes de calizas negras.

Dentro de los hallazgos faunísticos para este grupo se encuentran Neocomites sp, Leopoldia sp. (Hauteriviano), Olcostephanus sp. (Hauteriviano), Idoceras sp. (Kimeridgiano) y Spiticeras sp. (Berriasiano) que indican un alcance del Kimeridgiano al Hauteriviano Inferior.

En el sector Huajuapán-Tonalá ha sido reportada una secuencia Neocomiana formada por margas de color crema claro intercaladas con lutitas calcáreas que contienen amonitas de los generos Spiticeras sp, Olcostephanus sp, Acanthodiscus sp, Bochianites sp, Distiloceras sp, Leopoldia sp y Pseudoostorella sp (Gonzalez, 1981). También se encuentran en esta secuencia restos de plesiosaurios e ictyosaurios (Ferrusquia-Villafranca y Comas, 1987). Si bien esta secuencia es en parte correlacionable con el Grupo Sabinal, no comparte suficientes afinidades litológicas como para admitir la misma denominación. En el área de Tezoatlán-San Vicente del Palmar se reconoció y cartografió (Fig. 3.20), durante el desarrollo de la presente investigación, una secuencia del Neocomiano con amonitas del genero Neocomites. Esta secuencia está formada por capas de margas, lutitas, calizas arcillosas y arcosas con algunos cuerpos basales de caliza con rudistas y de dolomías. Esta secuencia presenta una clara continuidad con la unidad inominada del sector Huajuapán-Tonalá, en donde se han

hecho los hallazgos de reptiles y amonitas mencionados.

Unidad San Vicente.

En el desarrollo de la presente investigación, durante un trabajo de cartografía con E. Gonzales Torres, se hizo por primera vez en esta región, el hallazgo de una unidad volcánica del Cretácico Inferior, que informalmente se denomina en este trabajo Unidad San Vicente. La unidad está constituida por una secuencia piroclástica andesítica que presenta un espesor máximo de aproximadamente 200 metros. Está compuesta de tobas de lapilli, tobas de ceniza y aglomerados de bombas y bloques. Sobreyace en discordancia a la secuencia sedimentaria del Neocomiano descrita en los párrafos anteriores mediante un contacto sinuoso, en el cual se llegan a observar pequeños cuerpos lenticulares de grava de clastos de caliza. La unidad volcánica subyace a una secuencia detrítica de color rojo compuesta de litarenita, limolitas lutitas y, hacia la cima, capas de caliza arenosa. Esta secuencia detrítica subyace, a su vez, a una unidad de calizas con caprínidos y gasterópodos que tienen una aparente continuidad lateral con la secuencia de calizas que constituyen a la Formación Morelos en sector Huajuapán-Petlalcingo.

Unidad San Isidro.

Esta denominación informal (López-Ticha, en: López Ramos, 1979) corresponde a una unidad clástica de color rojo denominada originalmente como Formación San Isidro y atribuida al Barremiano-Aptiano. Cubre discordantemente a la Unidad Sabinal en el área de Tlaxiaco.

En el Pozo Yucudac No. 1 de Petróleos Mexicanos se cortó una secuencia de areniscas y conglomerados rojos que subyacen a un cuerpo de evaporitas. Esta unidad detrítica ha sido también considerada como parte de la Formación San Isidro (Lopez Ramos, 1979).

En los trabajos de campo correspondientes a la presente investigación se reconoció en el cañón ubicado al este de Tonalá una secuencia de aproximadamente 150 metros de areniscas rojas intercaladas, hacia la base con capas de conglomerados de líticos volcánicos y de limolitas rojas. Hacia la cima ésta secuencia presenta intercalaciones de capas de caliza y areniscas calcáreas, que se vuelven dominantes hacia el contacto con la Caliza Teposcolula. Esta secuencia puede, por sus relaciones estratigráficas, ser en parte correlacionable con la mencionada Unidad San Isidro y con la Formación Zicapa. También puede ser correlacionable en parte con las Formaciones Zapotitlán y San Juan Raya.

Formación Zapotitlán

Este nombre fue originalmente aplicado por Aguilera (1906) a una secuencia de lutitas con bancos margosos que aflora en el área del poblado homónimo y que atribuyó al Barremiano Superior. Posteriormente, Calderón (1956) aplicó esta denominación a una secuencia de lutitas calcáreas micácíferas en capas delgadas, intercaladas con algunos estratos de margas, areniscas y calizas con abundantes monopleuras y nerineas. Este autor apoyó la idea original de considerar a esta unidad como perteneciente al Barremiano y la dividió, hacia el área de San Sebastian Frontera, en dos miembros: el inferior, denominado Agua del Burro, y el

superior, denominado Agua del Cordero. Contiene gasterópodos, pelecípodos (ver una descripción en Alencaster, 1956) y braquiópodos, además de algunos horizontes con foraminíferos Chafotella dicipiens Schlumberger.

Por sus características petrológicas y paleontológicas se puede inferir que la Formación Zapotitlán se originó a partir de procesos de sedimentación en un medio ambiente que variaba de plataforma de aguas someras a litoral.

La Formación Zapotitlán subyace concordantemente a la Formación San Juan Raya y sus afloramientos se localizan en el sur de Puebla. Dentro del Terreno Mixteco, esta unidad se correlaciona probablemente con la Formación San Isidro del norte de Oaxaca y la Formación Tlaquiltepec del área de Olinalá - Huamuxtitlán.

Formación San Juan Raya.

Esta denominación fue originalmente aplicada por Aguilera (1956) para una secuencia cretácica que aflora al sureste de Tehuacán. Posteriormente Calderón (1906) le aplicó la misma denominación y la describió como una secuencia de lutitas micacíferas con intercalaciones de capas delgadas de areniscas calcareas y coquinas de ostreidos. Este mismo autor consideró que, con referencia a su contenido faunístico, la unidad podría ser aptiana. Contiene abundantes equinoides (ver una descripción en Buitron, 1970), gasteropodos y pelecípodos (ver una descripción en Alencaster, 1963). Sus afloramientos se distribuyen en los alrededores de San Sebastián Frontera y San Juan Raya.

Esta unidad sobreyace discordantemente a la Formación Cipiapa y se correlaciona, dentro del Terreno Mixteco, con las formaciones Zicapa y la Anhidrita Huitzucu. Por su naturaleza petrológica y su abundante contenido de fauna bentónica se infiere que esta formación se depositó en un ambiente de plataforma de aguas someras con circulación semirestringida al mar abierto.

Formación Zicapa.

Esta unidad fue definida por De Cserna y colaboradores (1980) quienes designaron como su localidad tipo los afloramientos ubicados al sur-suroeste del poblado de Zicapa, Guerrero. Tomando como referencia el hecho de que su contacto superior es transicional con la Formación Morelos, los mismos autores consideraron que la Formación Zicapa podría tener un alcance estratigráfico del Aptiano al Albiano Inferior.

La unidad está formada por una secuencia de limolitas areniscas y conglomerados de color rojo y dispuestos en estratos gruesos. Son comunes la estratificación graduada y la diastratificación. El conglomerado está formado generalmente por clásticos de cuarzo lechoso y de rocas metamórficas en una matriz limoarenosa. Las areniscas contienen limo y arcilla como matriz. El espesor de toda la formación en su localidad tipo es 700 metros.

Las características de esta formación indican que se debe haber originado como un depósito fluvial desarrollado en llanuras de inundación y fajas de piedemonte. Se correlaciona dentro del Terreno Mixteco con la Anhidrita Huitzucu y la Formación San Juan Raya. Sus afloramientos se distribuyen en los alrededores de la

cuenca alta de el Río Balsas en el noroeste de Guerrero y sureste de Puebla.

Anhidrita Huitzuco.

Esta denominación fue aplicada por De Cserna y colaboradores (1980) para una unidad previamente reconocida por Fries (1960, p.58). La edad asignada por los autores mencionados a este cuerpo es del Albiano Inferior, tomando como base sus relaciones estratigráficas, aunque no descartan que podría extenderse hasta el Aptiano..

La unidad está formada principalmente por anhidrita con laminas delgadas de materia organica intercaladas y que generalmente se encuentran deformadas a causa del flujo plástico de la roca. Los afloramientos de esta unidad se encuentran localizados en el noreste del Estado de Guerrero, principalmente en el sector Iguala-Tilzapotla-Tlacozotitlán. Generalmente se le encuentra en contacto tectónico con las unidades que le sobreyacen debido a su actividad diapírica. Su contacto inferior no se conoce.

La Anhidrita Huitzuco se correlaciona, dentro del Terreno Mixteco, con la Formación Zicapa y la Formación San Juan Raya. Su constitución indica un episodio de intensa evaporación en una plataforma somera.

Caliza Teposcolula.

Esta formación fue nombrada informalmente por Salas en 1949, quien la asignó al Jurásico Superior, pero sin evidencias; posteriormente Erben (1956) la consideró específicamente del Oxfordiano, pero tampoco sin citar evidencias. Ferrusquía-

Villafranca (1976) reportó la presencia en esta unidad de fósiles de foraminíferos, tintinidos, protistas, gasterópodos y pelecípodos, con géneros que definitivamente indican una edad cretácica. Este mismo autor ubica a la Caliza Teposcolula dentro el intervalo Albiano-Coniaciano y la define formalmente.

La Caliza Teposcolula está constituida principalmente por biomicritas con nódulos y lentes de pedernal, pero incluye también cuerpos de biomicrorudita, de pelmicrita y biopelmicrita, de micrita dolomítica y de brecha intraformacional (Ferrusquía Villafranca, 1976). La presencia de estas litologías, según Ferrusquía-Villafranca, indica la existencia de ambientes de depósito tanto de alta como de baja energía. La pobre clasificación y abundancia de micritas, expresa la dominancia de un ambiente de baja a media energía. Por otra parte, con base en el análisis de la fauna fósil, el mismo autor concluye que existen una comunidad nerítica y una epipelágica que indican respectivamente ambientes de aguas cercanas y alejadas de costa, o bien aguas cercanas a costa con desarrollos locales de formas de mar abierto.

La Caliza Teposcolula aflora principalmente en el sector Tamazulapan-Teposcolula, pero la misma denominación ha sido extendida a otras localidades en donde se ha aplicado a cuerpos aparentemente semejantes y correlacionables (Corona-Esquivel, 1985). Dentro del Terreno Mixteca la Caliza Teposcolula se correlaciona en parte con las formaciones Morelos, Cuautla, Cipiapa y Petlalcingo, que en conjunto atestiguan un evento de sedimentación calcárea para el Albiano-Coniaciano.

El contacto inferior de la Caliza Teposcolula no se ha

observado en el Sector Tamazulapan-Teposcolula, pero los datos de los pozos Teposcolula No.1 y Yucudac No.1 de Petróleos Mexicanos han revelado que a esta unidad subyace un cuerpo de evaporitas con un espesor aparente de 2500 metros (López Ramos, 1979). El contacto superior corresponde a una discordancia, aparentemente angular, que la separa de la Formación Yucunama.

Formación Cipiapa

Esta denominación fue originalmente aplicada por Aguilera (1906) para una secuencia del Cenomaniano expuesta al oeste de Tehuacán. Posteriormente, Calderón (1956) utilizó dicho nombre para aplicarlo a un extenso cuerpo de calizas que ubicó, tomando como base su contenido fósil, en el Albiano Inferior Cenomaniano.

La unidad está formada por una secuencia de calizas en bancos de hasta 6 metros de espesor, en donde la micrita es dominante y se presentan nódulos de pedernal e intercalaciones delgadas de margas. Presenta porciones oolíticas y zonas dolomitizadas. Calderón (1956) reporta el contenido de abundantes foraminíferos, rudistas (generos Toucasia y Monopleura) y escasos ostrácodos. Por sus características litológicas y su contenido faunístico se ha inferido que la Formación Cipiapa se depositó en una plataforma calcárea de aguas poco profundas.

La Formación Cipiapa descansa discordantemente sobre las formaciones Zapotitlán y San Juan Raya. Se correlaciona con las formaciones Morelos y Teposcolula.

Formación Morelos.

Esta denominación fue propuesta por Fries (1960) para un extenso cuerpo de calizas y dolomías del Albiano-Cenomaniano, que

se distribuye en gran parte del Estado de Morelos y el norte del Guerrero. Tiene un espesor variable y contiene cuerpos de calizas oolíticas y bioclásticas, biomicritas y micritas con algunos desarrollos locales de biostromas. Hacia el area de Taxco los cuerpos de biohermas y biostromas alcanzan su mayor desarrollo (De Cserna y Fries, 1981). Su contenido de fauna fósil es principalmente de rudistas y miliolidos. Sus características litológicas y faunísticas indican un deposito en una plataforma de aguas someras.

Fries (1960) incluyó dentro de la Formación Morelos cuerpos evaporíticos que reconoció en Tequistengo e Iguala. Posteriormente De Cserna y colaboradores (1980) diferenciaron estas evaporitas para incluirlas dentro de la Formación Huitzucu.

La Formación Morelos descansa concordantemente, hacia el Estado de Morelos y norte de Guerrero, sobre la Formación Xochicalco o sobre la Formación Huitzucu, ambas del Aptiano; por otra parte, hacia el norte de Oaxaca, las formaciones correlacionables descansan sobre una secuencia del Neocomiano-Aptiano, denominada informalmente como Formación San Isidro.

Formación Cuautla.

La Formación Cuautla fue definida por Fries (1960) como un extenso cuerpo de calizas que cubre en discordancia a la Formación Morelos y que esta constituido por tres facies diferentes. Las tres facies mencionadas por Fries estan representadas por 1) una sucesión gruesa de capas de calizas de estratificación mediana a gruesa, del tipo de banco calcáreo o bahamita; 2) una sucesión más delgada de capas de calizas laminadas de estratificación delgada a mediana y 3) una sucesión

muy delgada de capas de calizas clásticas de estratificación delgada a mediana".

La Formación Cuautla contiene abundantes gasterópodos y rudistas, estos últimos con especies y generos que indican un alcance estratigráfico del Cenomaniano Tardío al Turoniano (Fries, 1960; Cserna et al., 1980). Este contenido de fósiles indica, junto con sus características petrológicas, un ambiente de plataforma con predominio de condiciones de banco calcáreo tipo bahamita.

La Formación Cuautla se correlaciona en parte con la Caliza Teposcolula del noroeste de Oaxaca y que se presenta en el límite del Terreno Mixteco con el Terreno Oaxaca.

Formación Yucunama.

La Formación Yucunama fue originalmente definida por Ferrusquía -Villafranca (1976), quien ubicó su sección tipo al norte de San Pedro Yucunama. Este autor la atribuyó al intervalo Santoniano-Maestrichtiano tomando como base la comparación de los rangos estratigráficos de diferentes generos de pelecípodos, gasterópodos, cefalópodos, celenterados y equinodermos.

La unidad esta constituida principalmente por una biopelmicrita impura en capas cuyo espesor varía de 10 a 30 cm. El material terrigeno, que constituye entre el 15 y 20% de la roca, lo forman limos y arcillas montmorilloniticas, caolinitas y cloritas (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

Segun el mismo autor, la Formación Yucunama sobreyace en discordancia angular a la Caliza Teposcolula, aunque no descarta que dicha angularidad exprese un plegamiento disarmónico. Aflorá

en el sector Tamazulapan-Teposcolula y se correlaciona con las formaciones Mexcala y Tilantongo

Formación Mexcala.

Esta unidad fué definida por Fries en 1960 para referirse a una secuencia sedimentaria formada principalmente por la intercalación de lutitas limolitas y areniscas, con afloramientos distribuidos en el Estado de Morelos y noreste de Guerrero. La base de la unidad se encuentra formada por algunas capas de limolitas calcareas con algunas capas arcillosas. Hacia el área de Iguala se han diferenciado tres miembros dentro de la formación (Dávila-Alcocer, 1974). El miembro inferior lo forman lutitas y limolitas calcáreas; el miembro intermedio se encuentra formado por la alternancia de limolitas y areniscas, y el miembro superior lo forman capas de areniscas y conglomerados. En el área de Zicapa la Formación Mexcala varía lateralmente a una secuencia de conglomerados calcáreos con rocas volcánicas intercaladas (Cserna et al., 1980). Descansa concordantemente sobre la Formación Cuautla del Turoniano y subyace en discordancia a la Formación Tetelcingo del Maestrichtiano. Contiene gasterópodos, pelecípodos y cefalópodos con géneros y especies que indican un alcance del Coniaciano al Maestrichtiano (Fries, 1960; Alencaster, 1980) con una variación de su parte superior del Coniaciano, para el oriente, al Maestrichtiano, para el poniente.

Las características litológicas y paleontológicas de la Formación Mexcala reflejan un depósito de plataforma, con un aporte considerable de terrígenos provenientes probablemente del occidente.

La parte superior de esta unidad se correlaciona, dentro del

Terreno Mixteco, con la Formación Yucunama del área de Tamazulapan-Teposcolula, Oaxaca.

Formación Tetelcingo.

Esta unidad corresponde a un cuerpo volcánico del Cretácico Tardío reconocido y descrito por Ortega-Gutiérrez en 1980 en el área de San Juan Tetelcingo, cercana al cruce del Río Balsas con la Carretera Federal México-Acapulco. Según éste consiste de 400 metros de piroclásticos y coladas de composición andesítica. La parte basal esta constituida por una secuencia de tobas de cristales, líticas y cristalolíticas. En la parte media se observa un cuerpo masivo de color rojo formado principalmente por coladas y brechas. La parte superior esta formada por brechas volcánicas dispuestas en capas de mas de un metro de espesor.

Ortega -Gutiérrez (1980) reporta para esta unidad edades de K-Ar de 68.8 ± 2.4 y 66 ± 2.3 M.a. obtenidas de roca total y biotita concentrada respectivamente, lo que indica una posición correspondiente al Maestrichtiano. Las relaciones estratigráficas de esta unidad con la Formación Balsas no han sido totalmente esclarecidas.

La Formación Tetelcingo se correlaciona con la parte superior de la Formación Yucunama.

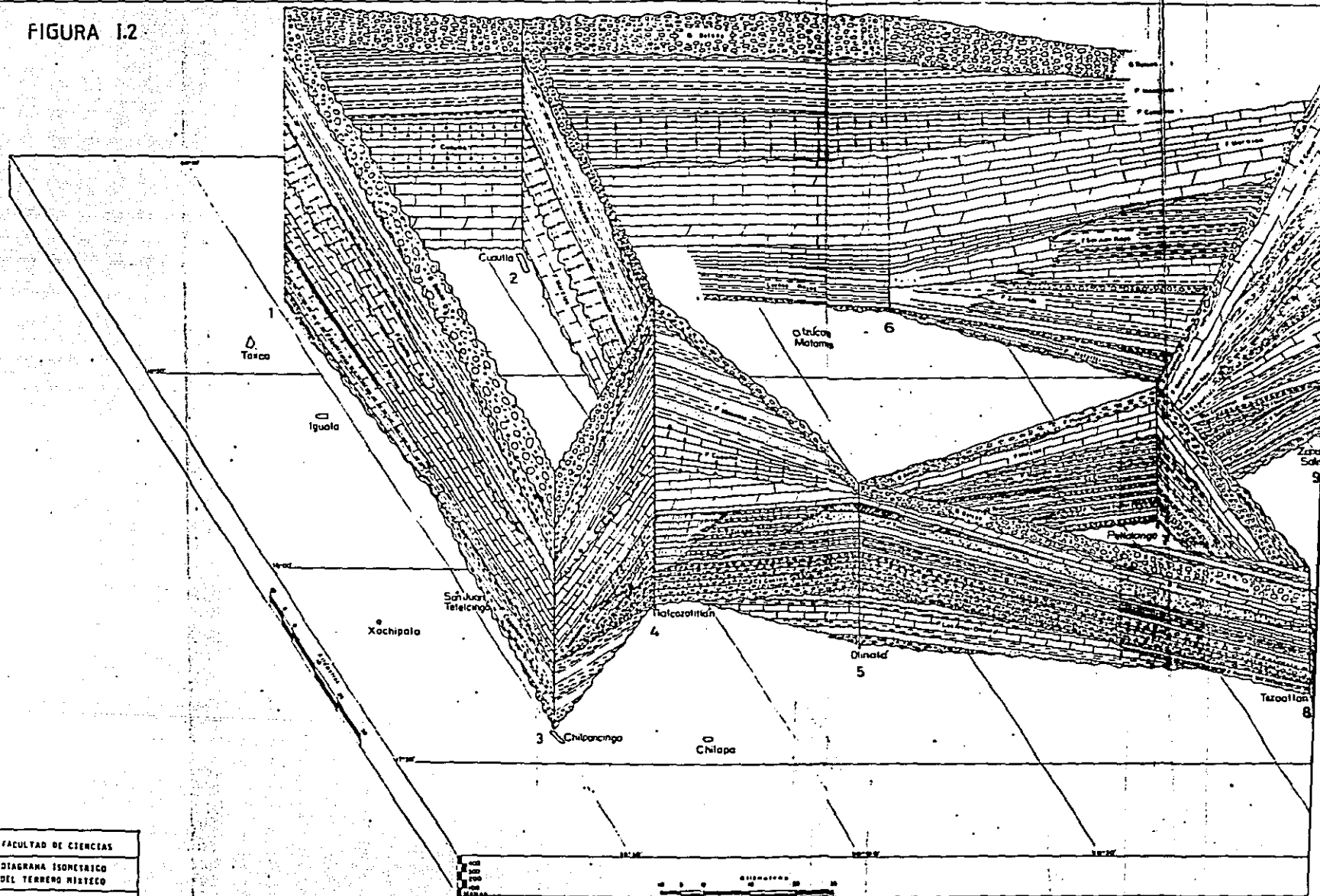
I.2 PRINCIPALES PROBLEMAS DE INTERPRETACION EN RELACION AL REGISTRO ESTRATIGRAFICO DEL TERRENO MIXTECO.

A pesar de la aparente abundancia de información estratigráfica disponible en la Región Mixteca, subsisten importantes problemas de interpretación que derivan de lo

relativamente escaso de información cartografico-geológica detallada y publicada, así como de los criterios utilizados para el reconocimiento formal de las unidades estratigráficas presentes de la región, de modo que se enfrentan tres limitantes principales. La primera de ellas tiene que ver con el desconocimiento de la posición y alcance estratigráficos precisos de algunos de los cuerpos de roca que integran el registro estratigráfico. El segundo problema tiene que ver con la falta de información en relación a la distribución, variaciones laterales y relaciones estratigráficas de mucho de los cuerpos hasta ahora reconocidos. El tercer problema lo constituye la escasa información acerca de las relaciones de provincialidad faunística con otros terrenos y otras porciones continentales. Estos problemas que se enfrentan en la interpretación del registro estratigráfico del Terreno Mixteco obligan a una gran cautela ya que para conocer cabalmente las relaciones espaciales y temporales de los cuerpos de roca en esta región se requeriría una revisión formal y detallada de la Estratigrafía, que escapa al objetivo y alcance de este trabajo, sin embargo, por medio de la información disponible se pueden puntualizar algunos de los problemas mas relevantes en relación a la evolución geográfico-ambiental del Terreno Mixteco.

En la Tabla 1.1 se sintetizan las relaciones cronológicas de los diferentes cuerpos de roca que forman el Terreno Mixteco y algunas de sus áreas colindantes. En las figuras 1.1 y 1.2 se representa, respectivamente, la distribución espacial de los afloramientos y las relaciones estratigráficas laterales asumidas

FIGURA 1.2



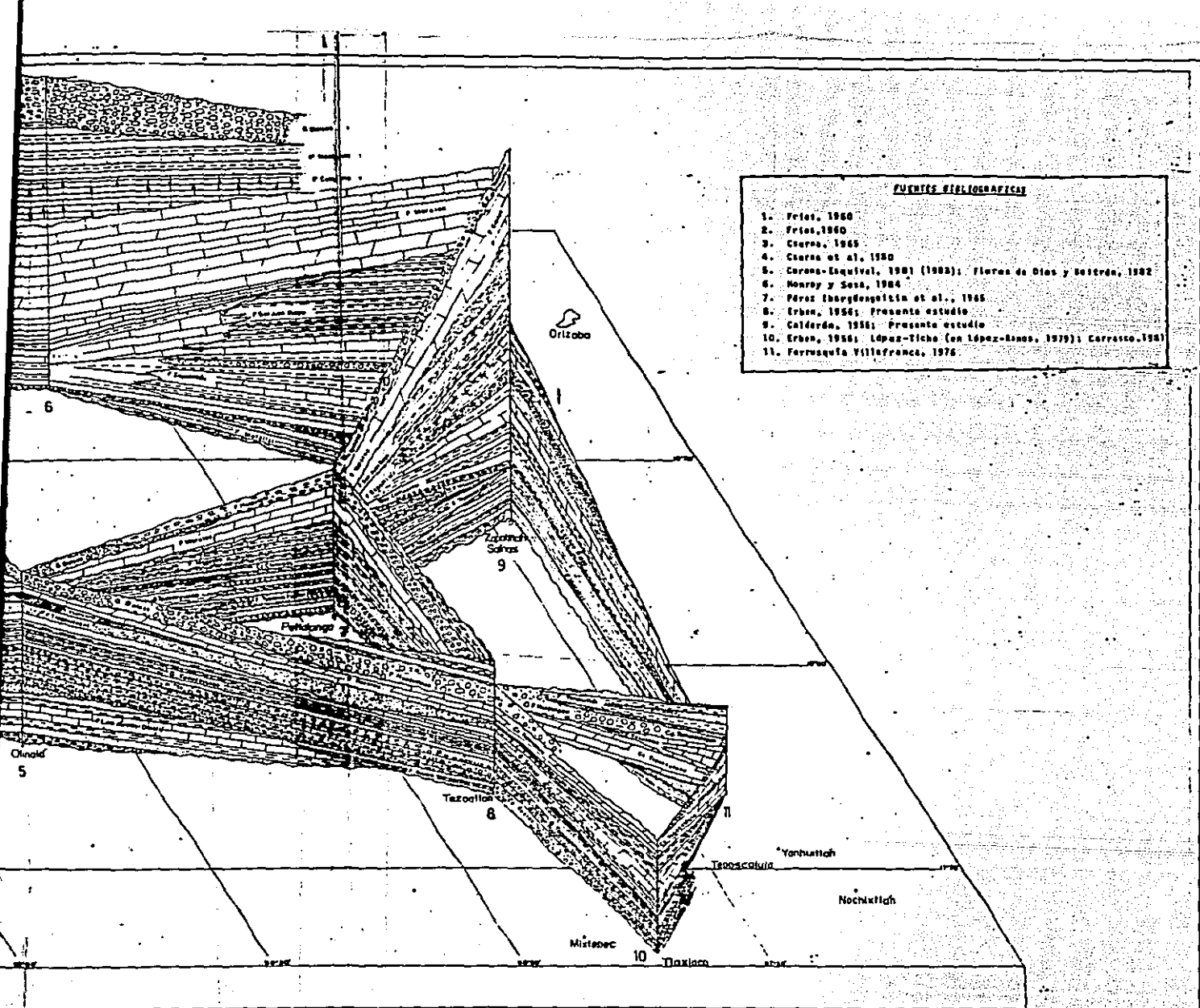
FACULTAD DE CIENCIAS

DIAGRAMA ISOMETRICO
DEL TERRENO MIXTECO

DANTE JAIME MORAN ZENTENO

DIAGRAMA ISOMETRICO DE LA ESTRATIGRAFIA DEL TERRENO MIXTECO EN EL SUR DE MEXICO

-->
Continua 1



ESTRATIGRAFIA DEL TERRENO MIXTECO EN EL SUR DE MEXICO

en esta investigación, de acuerdo a la información hasta ahora disponible.

En lo referente a las unidades sedimentarias del Paleozoico Superior, descritas en el inciso anterior, los principales problemas de interpretación paleogeográfica surgen del hecho de que la posición de la Formación Matzitzi, en relación a los terrenos critalinos Acatlán y Oaxaqueno, en la zona de contacto entre ambos, no ha sido hasta ahora claramente dilucidada. En el área de Los Reyes Metzontla-Coatepec, la Formación Matzitzi cubre en discordancia al Complejo Oaxaqueno, pero sus relaciones con el Complejo Acatlán no son claras ya que los afloramientos de este último se extienden principalmente al poniente del límite occidental de la zona de afloramientos de la Formación Matzitzi. Sin embargo, existen opiniones en el sentido de que la Formación Matzitzi descansa también sobre el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1981b; Pacheco y Ortiz, 1984), lo que implicaría que el depósito de esta formación habría sido antecedido por la unión de los dos terrenos critalinos. Por otra parte no han sido claramente establecidas las relaciones de contemporaneidad entre la mencionada Formación Matzitzi y la Formación Los Arcos (Olinalá). Si se acepta que la Formación Matzitzi se depositó sobre ambos terrenos cristalinos y además se lograra documentar claramente su contemporaneidad, al menos parcial, con la Formación Los Arcos o los otros cuerpos recientemente descubiertos, se podría reconocer al menos para el Pensilvánico una clara polaridad de la sedimentación, de continental y en el oriente actual (Formaciones Yododene y Matzitzi) a marina en el poniente actual (Formación Olinalá)(Fig

3.3). El alcance estratigráfico de la secuencia recientemente descubierta al sureste de Izúcar de Matamoros sugiere que esta clase de relaciones paleogeográficas pudieron haberse desarrollado sobre ambos terrenos.

Otro problema relevante de interpretación del registro del Terreno Mixteco, lo constituye la presencia de unidades volcánicas (Unidad Diquiyú e Ignimbrita Las Lluvias) que sobreyacen al Paleozoico Superior y subyacen al Conglomerado Cualac o a la Formación Rosario. La falta de fechamientos precisos de estas unidades impide precisar si representan eventos contemporáneos de volcanismo. El aceptar que estos cuerpos volcánicos fueron originados durante un mismo evento mayor de volcanismo caldialcalino, permitiría suponer que este terreno se encontraba, entre el Triásico y el Jurásico Inferior, en la vecindad de una margen convergente. Para este tiempo han sido interpretados episodios de convergencia tectónica para la margen oeste del Cratón Norteamericano y noroeste de México (Dickinson, 1980; Gastil et al., 1980). En el área de Chilpancingo-Tierra Colorada, Cserna (1965) reconoció y cartografió una secuencia sedimentaria que contiene tobos y líticos conglomeráticos formados por andesitas. Esta secuencia, a la que el autor aplicó la denominación de Formación Chapolapa, fue tentativamente considerada como triásica y podría tener algunas relaciones con los cuerpos volcánicos de Diquiyú y Olinalá, sin embargo, dicha secuencia sobryace, aparentemente, al Complejo Xolapa y no al Acatlán, por lo que el admitir que tiene relación, en cuanto a su origen, con dichos cuerpos, solo sería válido si

se considera al Terreno Xolapa como un bloque autoctono desde el Triásico.

Para el Jurásico, las principales interrogantes en cuanto a la estratigrafía del Terreno Mixteco se relacionan con las variaciones laterales del Grupo Tecocoyunca y la interpretación de la polaridad de la sedimentación para el Jurásico Medio. La ausencia aparente de secuencias jurásicas sobre el Terreno Oaxaca ha sido utilizada como la evidencia de una posible unión cretácica de los terrenos Mixteco y Oaxaca (Ramírez, 1984). Sin embargo, la ausencia de discordancias angulares pronunciadas entre el Jurásico y el Cretácico en la proximidad del límite de ambos terrenos, hace improbable dicho evento de unión. Por otro lado la escaséz de unidades sedimentarias de probada edad jurásica en el Terreno Oaxaca puede ser el resultado algún periodo de profunda denudación, sufrido por este terreno entre el Jurásico Tardío y el Aptiano. La presencia aparente de un mayor número de intercalaciones marinas en el Grupo Tecocoyunca para el área de Tlaxiaco, con respecto a otras localidades ubicadas al norte y oeste, indica que los principales influjos marinos provenían principalmente del sur. La presencia actual del Terreno Xolapa entre la localidad de Tlaxiaco y el Pacífico impide hacer inferencias respecto a la continuidad de estas condiciones. De hecho, la idea de una comunicación marina al sur es incompatible con la presencia de una barrera fisiográfica, como la que habría constituido el Complejo Xolapa en el caso de que su edad fuera jurásica.

La presencia de amonitas de clara afinidad pacífica como Neuqueniceras, Xenocephalites y Eurycephalites en las capas

marinas del Grupo Tecocoyunca (Imlay, 1980) indican que estos influjos marinos provenían de esta cuenca oceánica. Westerman y sus colaboradores (1984) han señalado que la asociación del genero Neuqueniceras de la Formación Yucuñuti tiene un gran parecido con la del mismo género en la región de Antofagasta en los Andes. Este hecho hace suponer a estos autores que el Terreno Mixteco es alóctono, sin embargo, quedarían por resolver muchos problemas para aceptar dicha interpretación, ya que no se tiene una idea cabal de la extensión de estas especies a lo largo de la margen americana del Pacífico. Las barreras climáticas entre Sudamérica y Norteamérica, inducidas de las reconstrucciones continentales para el Jurásico, no parecen un obstáculo significativo para que estas faunas se extendieran hacia una latitud similar a la de Antofagasta pero en el hemisferio norte. Si esta comunicación hubiera existido, serían también factibles posiciones en Norteamérica o una en una situación autóctona. La información sobre la distribución de reptiles marinos jurásicos de Sudamérica, Europa y Australia es congruente con estas últimas interpretaciones (Com. oral Ferrusquía-Villafranca, julio de 1987).

En relación al registro estratigráfico del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior no se tiene actualmente una idea acabada sobre el alcance y las relaciones laterales de los cuerpos sedimentarios que se encuentran expuestos en el Terreno Mixteco. El llamado Grupo Sabinal, descrito por López-Ticha (López Ramos, 1979) en el área de Tlaxiaco, representa aparentemente en aquella localidad un proceso de sedimentación continua, desde el

Kimeridgiano hasta el Hauteriviano, en condiciones de plataforma con comunicación al mar abierto. Solo en el Oxfordiano parece haber ocurrido cierta restricción en la circulación con el mar abierto, hecho que se infiere de la notable ausencia de restos de amonitas para este piso. En el sector Huajuapán Tonalá se ha reconocido una secuencia del Valanginiano-Hauteriviano, con amonitas y restos de saurios marinos (González-Arreola y Còmas-Rodríguez, 1981; Ferrusquía-Villafranca y Comas-Rodríguez, 1987), sin embargo sus relaciones estratigráficas con los cuerpos del Jurásico Superior no son conocidas. Como ya se comentó, en el área de Tezoatlán se cartografió a esta secuencia durante el desarrollo de este trabajo, pero su alcance hacia la parte inferior se vio oscurecido por la presencia de un grueso cuerpo dolomitizado que lo separa de la Caliza con Cidarís. El contacto en esta localidad está cubierto por una persistente capa de caliche.

En el área de Petlalcingo, Puebla, no existen cuerpos correlacionables con la secuencia neocomiana mencionada y la cubierta calcarea del Albiano descansa en discordancia sobre las unidades del Jurásico Superior (Pérez Ibarguengoitia et al., 1965; Cserna, 1970a; Ortega Gutiérrez, 1978b), sin embargo, el reciente hallazgo de fósiles del Valanginiano en la base de la Formación Zapotitlán (Pacheco y Castro-Mora, 1986), al suroeste de Tehuacán, abre la posibilidad de que la secuencia Neocomiana del área de Tonalá haya tenido una continuidad lateral con la del sur de Puebla. Un período de emersión posthauteriviano-prealbiano habría causado la remoción total de la secuencia neocomiana en el sector Petlalcingo-Oaxaca.

Otro problema importante en relación al registro estratigráfico del Terreno Mixteco lo constituye el desconocimiento sobre el alcance estratigráfico de las unidades del Cretácico Superior. Este problema ha sido discutido por Ferrusquia-Villafranca (1976) para el área de Tamazulapan-Teposcolula, en donde se ha determinado, con base en su contenido fósil de gasteropodos y pelecípodos, un alcance de la Caliza Teposcolula del Albiano al Coniaciano. Este autor supone que la Formación Yucunama, que sobreyace a la caliza Teposcolula, podría corresponder al Campaniano Maestrichtiano, aunque, como el mismo autor lo establece, la asociación faunística fósil que presenta la Formación Yucunama tiene un alcance amplio que va del Coniaciano al Maestrichtiano. La marga Tilantongo, reportada en localidades ubicadas mas al sur (Salas, 1949), presenta también una asociación faunística con un amplio alcance y solo tentativamente fue asignada al Campaniano-Maestrichtiano. En gran parte de la porción sur del Terreno Mixteco, sobre todo la porción ubicada al este de Chilapa, no existen reportes de fósiles del Campaniano-Maestrichtiano, ni de cuerpos marinos que por su posición estratigráfica sugirieran una posición correspondiente a la parte mas alta del Cretácico. Los reportes confirmados mas cercanos de secuencias marinas del Maestrichtiano corresponden a la Formación Mexcala en la cercanías de la Cuenca Alta del Balsas (Alencaster, 1981) y al occidente de Chilapa (Salinas, 1985). Para el área de Tetelcingo, Guerrero, se interpretaron condiciones de exposición subaerea a partir del reconocimiento de cuerpos volcánicos continentales del

Maestrichtiano (Ortega-Gutierrez, 1980) y se ha considerado que la migración de la emersión para el Cretacico mas Tardío en tales latitudes fue de occidente a oriente (Cserna, et al.,1980).

I.3 CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA EVOLUCION GEOGRAFICO - AMBIENTAL PREGENOZOICA DEL TERRENO MIXTECO

El basamento cristalino del Terreno Mixteca, representado por el Complejo Acatlán, posee segun Ortega Gutiérrez (1981), características potrológicas y tectónicas que indican que se originó en el marco de un "ciclo orogenico Wilson" según lo conciben Dewey y Burke (1974). El mismo autor reconoce en las unidades litoestratigráficas del Complejo Acatlán el efecto de la mayoría de las etapas de este tipo de ciclos que, en síntesis, expresan la apertura y cierre de una cuenca oceánica. La Formación Xayacatlán representaría segun este modelo una ofiolita desarrollada durante la expansión oceánica en la etapa de separacion de bloques continentales. Por otra parte, la eclogitización de esta ofiolita y de los Granitoides Esperanza, intrusionados previamente, indicaría probablemente el inicio de la etapa de cierre de la cuenca oceanica. Finalmente este autor interpreta que el cabalgamiento de la Formaciones Xayacatlán, Esperanza y Tecomate, sobre las Formaciones del Subgrupo Petlalcingo, pudo haber ocurrido en el marco de la colisión de dos masas continentales.

La cronología de este grupo de eventos, obtenida a partir de fechamientos Pb-alfa y Rb-Sr, indican una clara afinidad con los episodios orogénicos Taconiano y Acadiano de los Apalaches del norte. Para esta región de Norteamérica, los mencionados eventos han sido interpretados como el resultado de la aproximación y

colisión final, respectivamente, de las masas formadas por la Europa Ancestral y Norteamérica (Bird y Dewey, 1970). Existen además interpretaciones alternativas que sugieren que la Orogenia Taconiana fue el resultado de la colisión de un fragmento continental (Armorica), formado por parte de Europa Herciniana, sur de Inglaterra y Gales y posiblemente parte de los terrenos Avalon y de las Montañas Atlas (Van der Voo, 1983). La orogenia Caledoniana sería, según este modelo, el resultado de la colisión, entre el Silúrico y el Devónico, de la Báltica contra la Laurentia (Europa Ancestral).

La polaridad en la distribución geográfica de los complejos Acatlán y Oaxaqueno, así como la afinidad de los trilobitas de la cubierta tremadociana de este último con los de Europa, África y Sudamérica (Wittington y Hughes, 1974) indican que, si estos terrenos provenían del norte de los Apalaches, es probable que hayan pertenecido a la margen oriental de éstos, hacia los restos del antiguo Continente Armorica. Ortega Gutiérrez (1981) opina que la porción continental correspondiente al Complejo Oaxaqueño era, en efecto, parte de la franja oriental del Protoatlántico ("Iapetus") pero adyacente a Sudamérica. Esta última hipótesis enfrenta, según el mismo autor, el problema de la ausencia de rocas grenvillanas en el noroeste de este subcontinente. Las deformaciones carbonífero-permianas del sureste de Norteamérica y noreste de México, además de su continuidad en la Pangea hacia la Cadena Herciniana de Europa, han sido interpretadas como resultado de la colisión de Gondwana contra el Continente Rojo Antiguo, formado por Laurentia, Báltica y Armorica. De acuerdo a

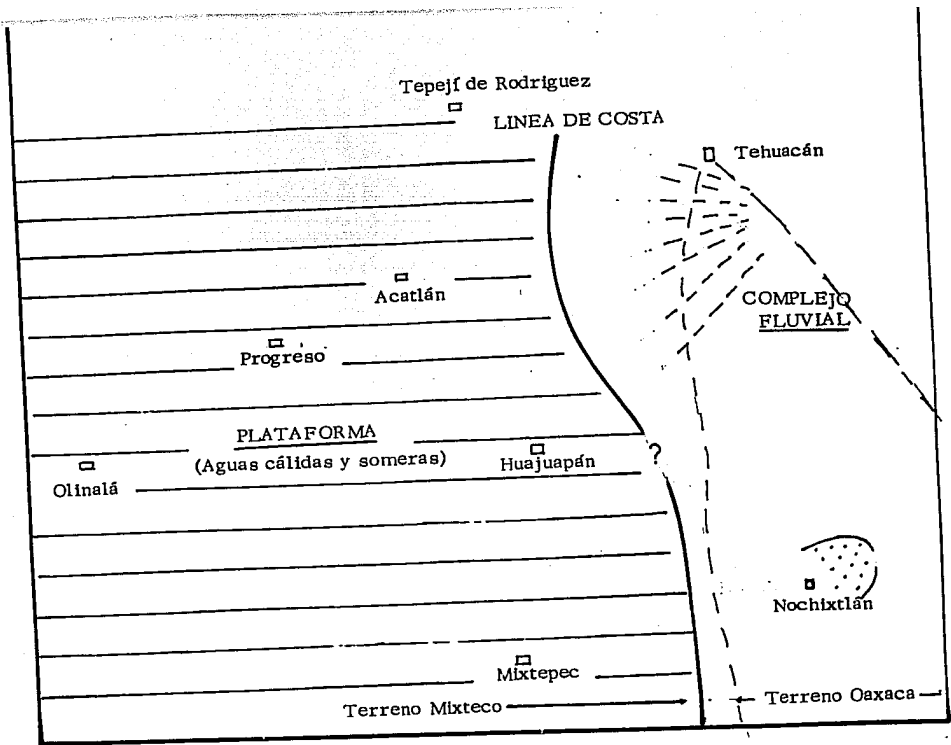


Fig 1, 3 SITUACION PALEOGEOGRAFICA IDEALIZADA DE LOS TERRENOS MIXTECO Y OAXACA PARA EL PENNSILVANICO-PERMICO.

las evidencias geológicas, paleomagnéticas y paleobiogeográficas, dicho evento de colisión debió haber ocurrido entre el Carbonífero y el Pérmico (Wickham et al., 1974; Scotese et al., 1979; Ross y Ross, 1984). La cronología de los eventos que originaron el Complejo Acatlán no guarda relación alguna con la cronología de la colisión entre Gondwana y el Continente Rojo Antiguo. Ante este hecho la hipótesis más sólida sería la de relacionar el origen del Complejo Acatlán, y su yuxtaposición con el Complejo Oaxaqueno, con los eventos de colisión del Paleozoico Tardío en el norte de los Apalaches, posteriormente estos terrenos habrían sufrido un transporte tectónico hacia el suroeste de Norteamérica, escapando de los principales episodios orogénicos relacionados con la colisión de finales del Paleozoico.

A partir del Devónico Tardío el Terreno Mixteco debe haber estado sujeta a un levantamiento intenso y a una profunda denudación, que duraron hasta el final del Pensilvánico, cuando comenzaron a depositarse los sedimentos de las formaciones Matzitzi y Olinalá sobre las rocas cristalinas expuestas del Complejo Acatlán. Corona-Esquivel (1985) ha calculado para el área de Olinalá una velocidad de levantamiento, para este periodo, de 200m/M.a. obtenida de la estimación de la profundidad de metamorfismo de las rocas cristalinas sobre las que se depositó la Formación Los Arcos (Olinalá).

El marco geográfico-ambiental pérmico del Terreno Mixteco debe haber sido el de una plataforma marina de aguas cálidas y someras (Fig. 1.3). Este hecho se infiere de la presencia de

facies arrecifales en el miembro intermedio de calizas de la Formación Olinala. Por otra parte, la presencia abundante de amonitas en algunos horizontes indica periodos de comunicación con el mar abierto. La alternancia de areniscas y lutitas y el contenido de kerogeno de tipo lignito, así como los restos de plantas en algunos miembros de la secuencia pérmica, han sido interpretados por Corona-Esquivel (1985) como resultado de fluctuaciones en la posición de la línea de costa. Las unidades continentales terrigenas (Formaciones Matzitzi y Yododene) que descansan sobre el Complejo Oaxaqueno, al oriente, indican, en caso de comprobarse su correlación, que la línea de costa se encontraba, entre el Pensilvánico y el Pérmico, cercana al límite de ambos terrenos según una línea de costa norte-sur. La semejanza de los braquiopodos de la Formación Olinala con los del Antimonio en Sonora, así como la semejanza de sus amonitas con los de las Delicias en Coahuila (Corona Esquivel, 1985), podrían indicar que para el Pérmico este terreno se encontraba en el sur-suroeste de Norteamérica. Ross y Ross (1985) han indicado, basados sobre todo en el estudio de foraminíferos, que a partir del Carbonífero Medio se desarrolló un fuerte endemismo a nivel de especies, como resultado de la interrupción de la circulación en el mar ecuatorial que separaba a Gondwana del Continente Rojo Antiguo.

Entre el final del Permiano y el Bajociano, el Terreno Mixteca parece haber estado totalmente emergido. En alguna etapa de este intervalo se desarrollaron episodios de volcanismo expresados por la Ignimbrita Las Lluvias y la Formación Diquiyu, sin embargo, no es posible precisar si forman parte de un solo

PALEOGEOGRAFIA PARA EL BATONIANO
BAJOCIANO EN EL NORTE DE OAXACA,
MEXICO.

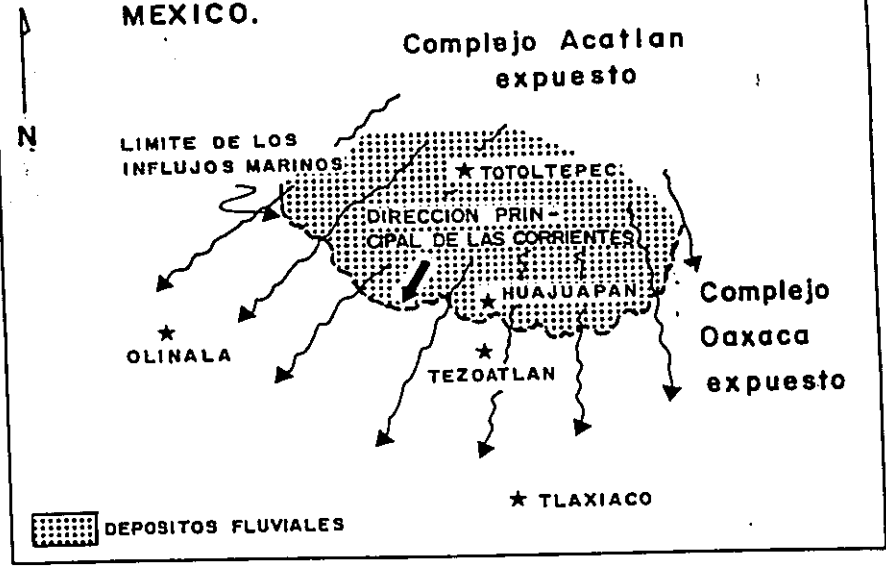


Fig 114. Situación paleogeográfica idealizada del Terreno Mixteco para el intervalo Bajociano-Batoniano.

evento, ni su posición dentro del intervalo mencionado.

A partir del Toarciano ocurren los primeros episodios de sedimentación continental expresados por la Formación Rosario, sin embargo, estos depósitos parecen restringirse solo al área de Diquiyu-El Consuelo. Es aparentemente hasta el Aaleniano, cuando se generaliza en la mayor parte de este terreno el depósito de los sedimentos cuarzosos del Conglomerado Cualac, originado probablemente por depósitos discontinuos de piedemonte, en el marco de un relieve contrastado y un clima húmedo y cálido.

A partir del Bajociano Inferior se reconoce el desarrollo de un complejo fluvial, sobre todo en la mitad oriental del Terreno Mixteco (Fig. 1.4). Esta clase de depósitos del Jurásico están casi por completo ausentes hacia la región del Complejo Oaxaqueño y solo ha sido reportada una secuencia continental que subyace a rocas marinas del Tithoniano en la localidad de Santa María Tejotepec, Oaxaca, (Torres y Torre, en preparación). Las capas marinas en esta secuencia del Jurásico Medio indican influjos marinos aparentemente provenientes del sur. El análisis de la petrofábrica en areniscas conglomeráticas y de la anisotropía magnética en areniscas de la Formación Tecamazuchil indica que las corrientes fluviales decendian de noreste a suroeste (Urrutia-Fucugauchi, 1982). La transgresión marina se generalizó a partir del Calloviano, formando una paleobahía con franca comunicación al mar abierto y probablemente conectada al Pacífico. El fondo de esta paleobahía experimentó un hundimiento acelerado, al menos en el área de Olinalá, en donde Westerman y sus colaboradores (1984) han calculado una tasa de sedimentación

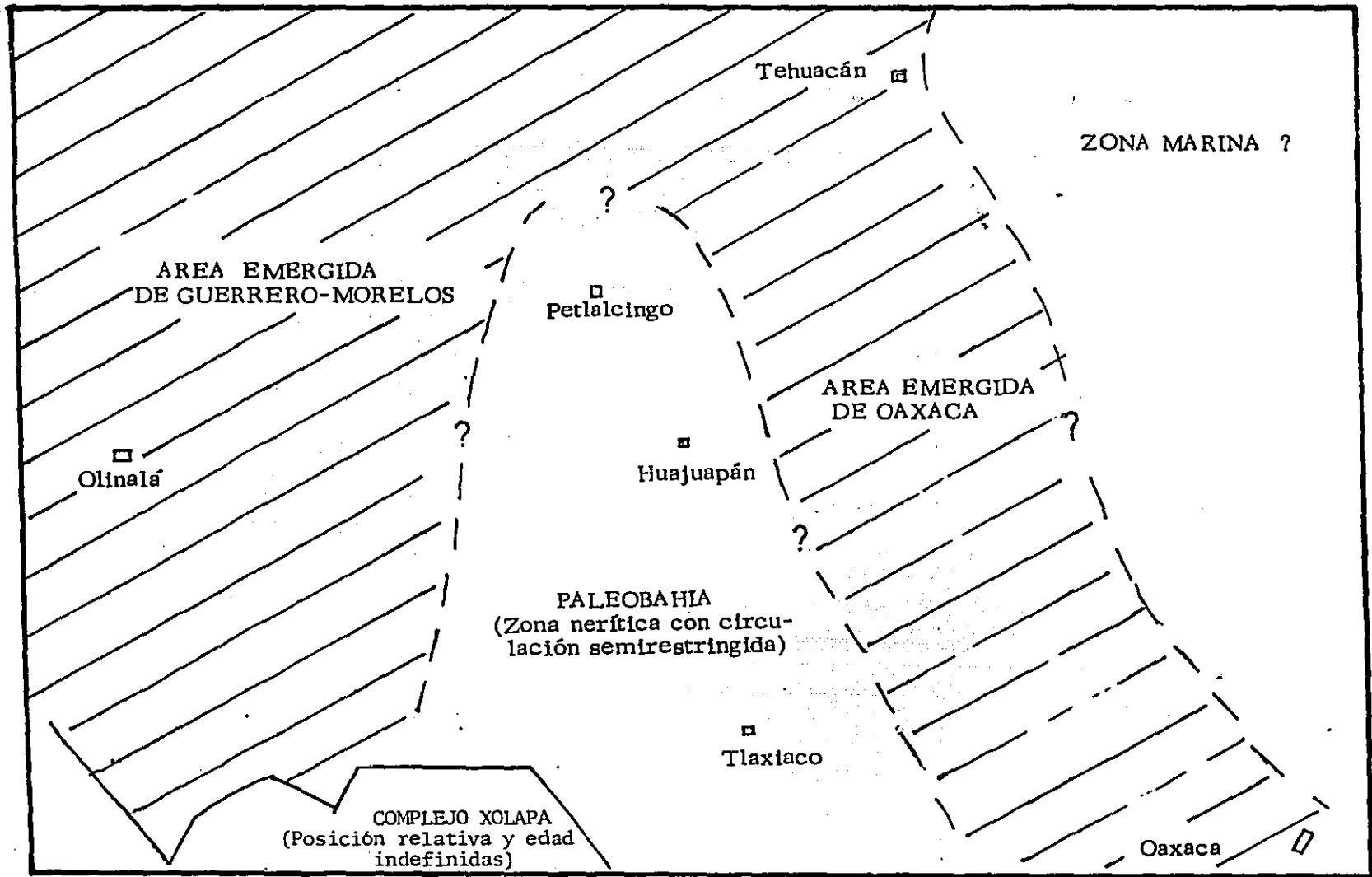


Fig 1.5 SITUACION PALEOGEOGRAFICA IDEALIZADA DEL LA REGION CENTROMERIDIONAL DE MEXICO PARA EL OXFORDIANO

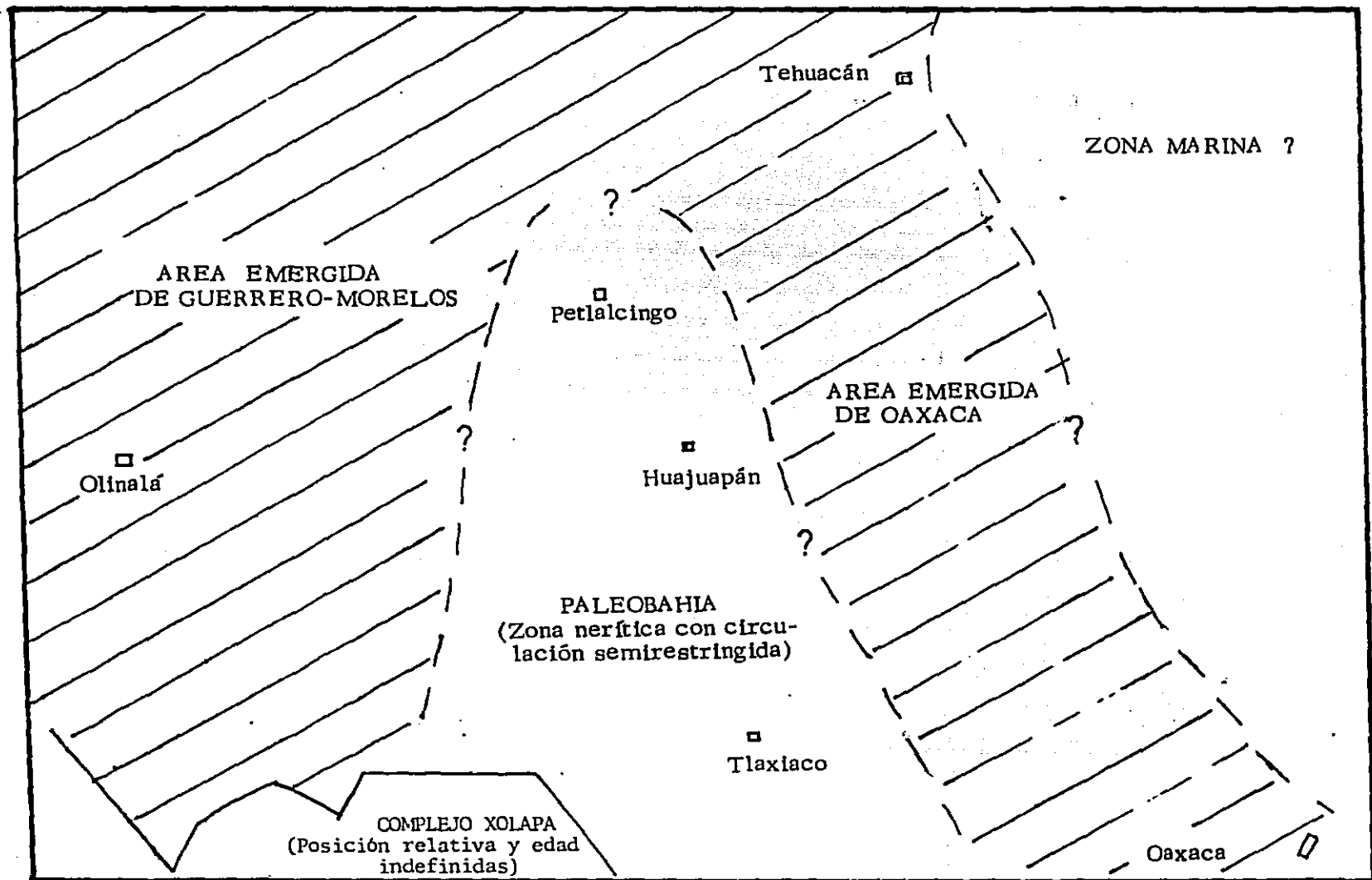


Fig 1.5 SITUACION PALEOGEOGRAFICA IDEALIZADA DEL LA REGION CENTROMERIDIONAL DE MEXICO PARA EL OXFORDIANO

de 20 centímetros por cada 1000 años, tomando como referencia la variación vertical de los amonitas. La existencia de esta paleobahía se puede inferir para la mayor parte del Jurásico Superior en las porciones centro y meridional del Terreno Mixteco, pero probablemente en el Oxfordiano su circulación al mar abierto se vio restringida por el desarrollo de una barrera (Fig.1.5). Hacia el sector Tehuacán-Acatlán-Izucar de Matamoros no existen reportes de cuerpos de roca marinos del Jurásico Superior.

La sedimentación marina persistió en el área de Oaxaca hasta el Hauteriviano. Es posible que la transgresión marina hacia el noreste haya permitido la conexión, a partir del Valanginiano, de los cuerpos marinos de la bahía de Oaxaca con el mar del sector Tehuacán-Orizaba (Fig 1.6). En el sector Petlalcingo-Tlaxiaco ocurrió una emersión, al final del Neocomiano, que se manifiesta por la ausencia de unidades marinas del Barremiano-Aptiano y por la presencia de un cuerpo volcánico subaéreo. Este cuerpo volcánico manifiesta el desarrollo de un campo monogenético de conos cineríticos. En el área de Tehuacán no se reconoce dicho episodio de emersión y la sedimentación es aparentemente continua desde el Valanginiano.

A partir del Albiano ocurre en el área del Terreno Mixteco, como en gran parte de Norteamérica, una importante transgresión marina que propicia el desarrollo de una plataforma calcárea en toda su extensión y hacia el área del Terreno Oaxaca. Las variaciones de las condiciones ambientales dentro de dicha plataforma no se pueden precisar con la información disponible, pero se han interpretado zonas con desarrollos arrecifales y zonas

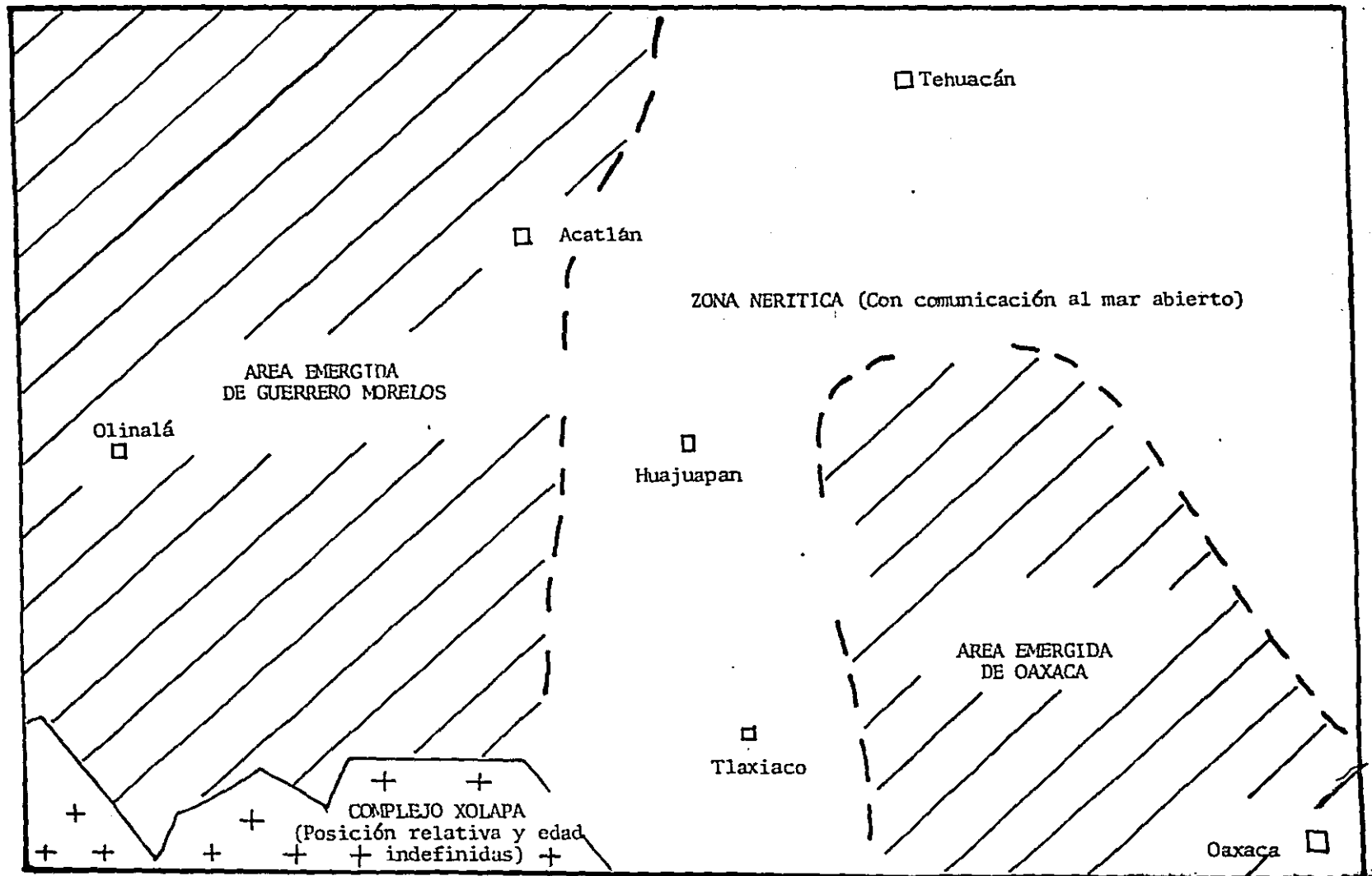


Fig 1.6 Situación paleogeográfica idealizada para la porción centromeridional de México durante el intervalo Valanginiano-Hauteriviano.

con una sedimentación relativamente profunda con organismos
plantónico y bentónicos (Ferrusquia-Villafranca, 1976). Las
condiciones de esta plataforma deben haber sido las de una rampa
calcareá sin un borde arrecifal completamente desarrollado. Las
condiciones de sedimentación calcareá perduran en el occidente
del terreno hasta el Coniaciano cuando se inicia el depósito de
los terrígenos de la Formación Mexcala. Estos terrígenos se
derivan probablemente de la región ubicada al occidente de Iguala
en donde se ha documentado una fase de deformación Cenomaniana.
En la franja oriental del Terreno Mixteco la sedimentación
calcareá persistió hasta el Maestrichtiano, pero con una mayor
influencia arcillosa. La escasez, hacia la porción
centromeridional del Terreno Mixteco, de secuencias que pudieran
corresponder al Campaniano-Maestrichtiano y las variaciones
cronológicas que presenta la Formación Mexcala a lo largo del
Alto Río Balsas, sugieren una retirada de los mares hacia el
noreste para la parte alta del Cretácico.

II. ESTRUCTURA TECTONICA DEL TERRENO MIXTECO Y SUS EFECTOS POSIBLES EN EL REGISTRO PALEOMAGNETICO

Para interpretar el significado paleogeográfico y tectónico de los datos paleomagnéticos del Terreno Mixteco, es necesario evaluar los posibles efectos de los rasgos y procesos tectónicos en las direcciones de magnetización. El evaluar esta clase de fenómenos adquiere importancia, si se considera que en la región correspondiente a este terreno se observa el efecto de procesos importantes de metamorfismo y plutonismo, para el basamento, y de plegamiento y fallamiento para la cubierta. En las regiones cratónicas, en donde la cubierta permanece casi inalterada tectónicamente, esta clase de efectos pueden ser controlados, pero en regiones con mayor grado de deformación, el tectonismo puede obscurecer en gran medida el registro paleomagnético primario.

A continuación se describen los principales efectos que puede sufrir el registro paleomagnético en una zona con cierto grado de deformación y con procesos de metamorfismo y magmatismo y se revisan las características tectónicas principales del Terreno Mixteco para evaluar preliminarmente el estado del registro paleomagnético.

EFFECTOS GENERALES DE LOS FENOMENOS OROGENICOS EN EL REGISTRO PALEOMAGNETICO DE LAS ROCAS

a) Remagnetización por procesos tectonotérmicos.

Los altos gradientes geotérmicos desarrollados en algunas etapas de la evolución de las fajas orogénicas, pueden producir una profunda transformación en el magnetismo remanente natural de las rocas. El desarrollo de estos elevados gradientes está generalmente asociado a los fenómenos de fusión parcial y ascenso de magmas que se originan en las zonas de subducción. Es en este ámbito en donde las grandes pilas sedimentarias acumuladas en los márgenes continentales pueden evolucionar hacia una faja orogénica.. Las transformaciones producidas en el registro paleomagnético de las rocas por la influencia de estos fenómenos, puede expresarse en la creación de componentes magnéticas secundarias y aún en la desaparición total de las componentes primarias.

Para evaluar los posibles efectos de episodios tectonotérmicos en el magnetismo remanente natural de las rocas es necesario hacer referencia a los conceptos de tiempo de relajación y temperatura de Curie.

Cuando se aplica un campo magnético a una roca que posee minerales ferromagnéticos con una magnetización espontánea, la dirección de magnetización de dichos minerales tenderá a cambiar hacia la dirección del campo externo que se está aplicando a dicha roca, sin embargo, el tiempo que tardaría en ocurrir este cambio, denominado tiempo de relajación, puede ser muy variable (desde unas fracciones de segundo, hasta miles de millones de

anos) y va a estar en función principalmente del tamaño de los dominios magnéticos de los minerales y de la temperatura a la que se encuentra la roca (Fig 2.2). La magnetización adquirida por los minerales ferromagnéticos debido a la influencia de un campo externo, en una temperatura ambiente, se denomina magnetización viscosa.

En detalle, el tiempo de relajación para un conjunto de minerales de un solo dominio se puede expresar de la siguiente manera (Mc Elhinny, 1973):

$$\tau = \frac{1}{c} \exp \frac{vK}{2kT}$$

en donde

τ es el tiempo de relajación

c es el factor de frecuencia

v es el volumen del grano

K es la constante de anisotropía magnética para ese tipo mineral

k es la constante de Boltzman

T es la temperatura absoluta

En general el tiempo de relajación se vuelve menor a medida que la temperatura se incrementa y puede llegar a alcanzar el orden de segundos (Fig 2). Para cada grano mineral de volumen determinado, al que se le somete a un calentamiento, habrá una temperatura determinada, llamada temperatura de bloqueo, para la cual el tiempo de relajación se volverá muy pequeño (entre 100 y 1000 segundos) y la que será menor que la temperatura de Curie,

en la cual los minerales ferromagnéticos pierden por completo su magnetización.

Cuando una roca que ha sido sujeta a elevadas temperaturas, o que ha sido cristalizada a partir de un magma, experimenta un proceso de enfriamiento, ira adquiriendo una magnetización espontanea cuando alcance la temperatura de Curie de sus componentes ferromagneticos. La temperatura de Curie varía para los diferentes miembros de las series de solución solida de las titanomagnetitas, ilmenita-hematita y pseudobrookitas (Fig 2.1), de tal forma que la roca que contenga diferentes miembros de estas series, tendra diferentes temperaturas de Curie para los componentes magnéticos respectivos.

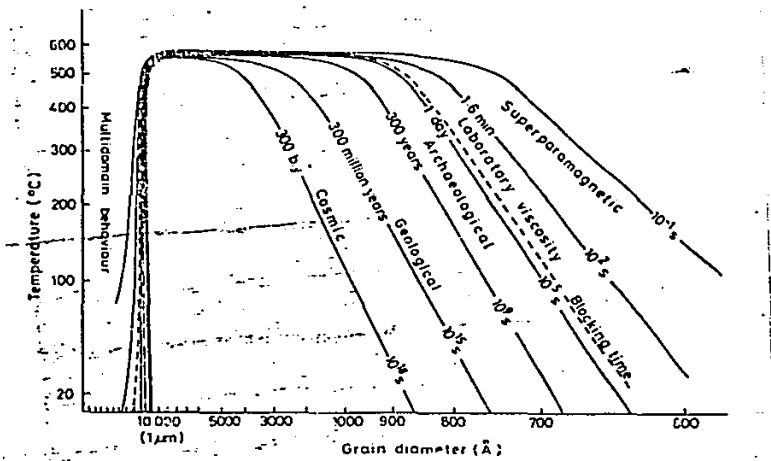


Fig II.2 Gráfica que expresa la relación entre temperatura, volumen y tiempo de relajación. La gráfica esta basada en las titanomagnetitas, aunque la forma general y las relaciones son válidas para todos los minerales magnéticos (Tarling, 1983)

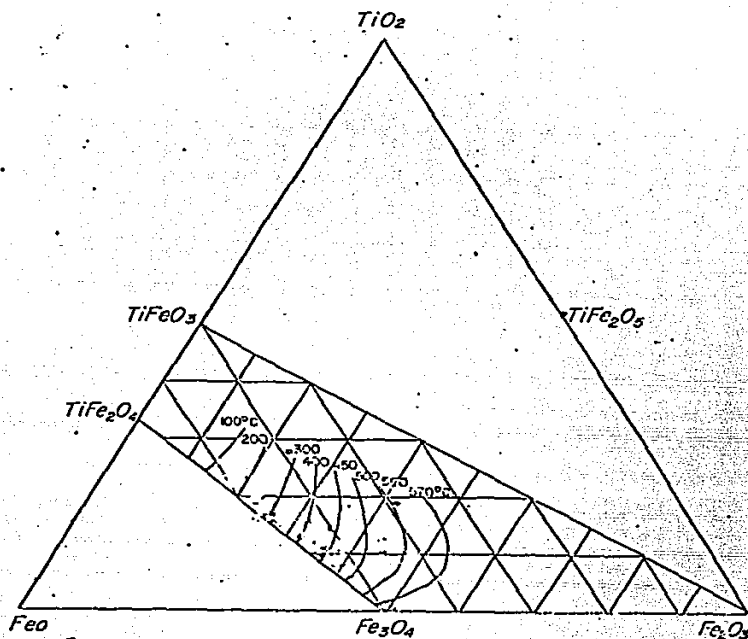


Fig. II.1 Contornos de la temperatura de Curie en función de la composición del sistema TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 (Nagata, 1965)

La clase de procesos en los que las rocas se ven sugetas a calentamientos, lo suficientemente elevados como para aproximarse a los valores máximos de temperaturas de Curie y temperaturas de bloqueo, caen dentro del campo del metamorfismo. Las temperaturas de 570° y 675° C, correspondientes a los valores máximos de los puntos de Curie para las series de las titanomagnetitas y titanohematitas, corresponden a valores dentro de los que alcanzan su equilibrio, en presiones variables, rocas de las facies esquistos verde y anfíbolita. Según la clasificación de Turner (1978) la facies esquistos verde tiene su límite inferior, a baja presión, en los 350 C y su límite superior en

los 580° C. Por otra parte la facies anfibolita tiene su límite inferior, a baja presión, en los 500 C y su límite superior, a presión intermedia, en los 630 C. En las fajas orogénicas es común encontrar cuerpos de roca de los niveles estructurales inferiores metamorfoseados a estas facies. Aún cuando las temperaturas a las que son sujetas las rocas no alcancen los valores de las temperaturas de bloqueo, si aquellas se aproximan a estas se ven reducidos notablemente los tiempos de relajación de muchas de los minerales magnéticos, sobre todo aquellos de diámetro pequeño.

b) Rotaciones de los vectores de magnetización por deformación penetrante.

Las rocas que han sufrido una deformación penetrante, en el sentido de que sus componentes individuales han sido deformadas o giradas, desarrollan generalmente una fábrica magnética con una orientación preferencial, producida por la alineación de sus minerales ferromagnéticos. La anisotropía de la susceptibilidad magnética, producida de esta manera, puede ser expresada por medio de un elipsoide cuyos ejes principales coinciden con los ejes principales del elipsoide de esfuerzos (Por ejem. Kigfield et al., 1982; Lowrie et al., 1986). Con el desarrollo de esta anisotropía, los vectores de magnetización son girados hacia la dirección de máxima susceptibilidad y no pueden ser llevados hacia su posición original por una simple corrección estructural, en la que se asume que los bloques rotan como cuerpos rígidos. En estos casos es necesario realizar previamente una corrección que elimine la distorsión interior, sin embargo no existen métodos

confiables para realizar esta clase de corrección (Lowrie et al., 1986).

c) Rotaciones aparentes

Los vectores de magnetización primaria de las secuencias ubicadas en las fajas orogénicas se encuentran comunmente rotados por el efecto de las deformaciones por plegamiento. En la corrección convencional para eliminar este efecto se asume que la inclinación de las capas tuvo lugar como una rotación alrededor de una línea horizontal correspondiente al rumbo de las capas, por lo tanto la posición original del vector se restaura utilizando esta línea como eje de rotación. Sin embargo, la inclinación observada en las capas puede ser el resultado de rotaciones alrededor de ejes no horizontales, por movimientos asociados a una falla, o por la acción de dos fases de plegamiento no coaxiales que darían como resultado una rotación neta alrededor de un eje inclinado (Mc Donald, 1980). En tales casos, el introducir una corrección utilizando el rumbo de las capas como eje de rotación produciría un error y la declinación del vector de magnetización expresaría una rotación solo en apariencia (Mc Donald, 1980) (Fig.2.3).

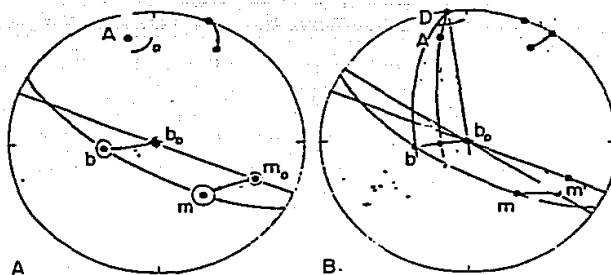


Fig. 2.3 Ejemplo de la rotación de un vector alrededor de un eje inclinado. En la figura A se muestra la trayectoria de rotación del polo de la capa (b_0-b) y de su vector de magnetización (m_0-m) alrededor del eje A. En la figura B se muestra como una corrección alrededor del rumbo D introduciría la anomalía en la declinación (Mc Donald, 1980).

Un criterio útil para reconocer las rotaciones aparentes, es la distribución a lo largo de un arco de los polos geomagnéticos virtuales de diferentes sitios de una estructura, después de haber sido corregidos estructuralmente (Mc Donald,

1980). Si se obtiene esta clase de distribución arqueada de un grupo de localidades cercanas entre sí, en donde las capas mantienen diferentes actitudes estructurales, y además el centro de dicho arco se aproxima a la ubicación de las localidades muestreadas, entonces se puede evidenciar que se han introducido errores de diferente magnitud en las declinaciones de cada uno de los vectores.

d) Rotaciones locales

Es común encontrar en regiones orogénicas evidencias paleomagnéticas de rotaciones locales alrededor de un eje vertical. Estas rotaciones locales pueden estar asociadas a diferentes fenómenos tectónicos como:

- 1) rotaciones de láminas de cobijaduras,
- 2) rotaciones debidas a decollements,
- 3) rotaciones debidas al desarrollo de niveles disarmónicos,
- 5) rotaciones de bloques asociadas a fallas de desplazamiento lateral

1) Rotaciones en láminas de cobijadura.- Esta clase de rotaciones pueden ser reconocidas en el cuerpo de cobijaduras o napas que no hayan sufrido una deformación penetrante. Generalmente se encuentran asociadas a fajas orogénicas en donde ha ocurrido un acortamiento considerable, comúnmente asociado a colisiones continentales.

2) Rotaciones debidas a decollements.- Este tipo de rotación puede ser producida cuando una cubierta sedimentaria sufre un transporte tectónico con desprendimiento por encima de un cierto nivel estratigráfico de incompetencia (Fig.2.4). Si durante este

transporte tectónico la cubierta gira alrededor de un eje vertical esto producirá una declinación anómala en los vectores de magnetización primaria.

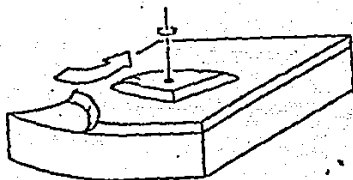


Fig.2.4 Esquema que muestra el giro posible de una cubierta de rocas sedimentarias por encima de una superficie de decollement.

Las declinaciones producidas por esta clase de rotaciones locales no han sido documentadas hasta la fecha, sin embargo, es probable que su efecto llegue a ser significativo en zonas en donde ha habido una tectónica dominante de desprendimiento de la la carpeta sedimentaria.

Un caso particular de esta clase de rotaciones tectónicas puede ser el plegamiento diferencial que produciría un giro en la porción del sistema de pliegues con mayor acortamiento (Fig 2.5)

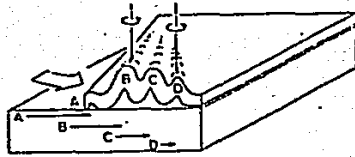


Fig.II.5 Esquema que muestra la rotación producida por un plegamiento diferencial (Mc Donald, 1980).

3) Rotaciones producidas por el desarrollo de niveles disarmonicos.- Esta clase de rotaciones pueden ocurrir cuando un cuerpo de roca gire utilizando como base un cuerpo tectonicamente mas incompetente que produzca un nivel disarmónico sin desprendimiento. Las declinaciones magneticas anomalas producidas por esta clase de fenomenos no han sido reportadas y es probable que su efecto no sea muy importante, ya que un giro significativo produciria probablemente una ruptura, lo que nos haria caer en alguno de los casos anteriores.

4) Rotaciones de bloques asociados a fallas de despazamiento lateral.- Las rotaciones de bloques intracontinentales han sido reportadas como casos comunes en los que se producen divergencias significativas entre los vectores de magnetización primaria y las direcciones esperadas. Dado que en esta clase de movimientos tectónicos el eje de rotación es vertical y se encuentra contenido generalmente en el bloque mismo, la rotación del vector de magnetización se manifestara en cambios de la declinación y no presentará cambios perceptibles en la inclinación. Estas

variaciones de la declinación sin cambios en la inclinación son peculiaridades paleomagnéticas de este tipo de rotaciones tectónicas, aunque puede darse el caso de que esten asociadas a translaciones importantes de segmentos continentales. Esta clase de rotaciones han sido documentadas generalmente en el ámbito de de fallas de desplazamiento lateral (Por ejem. Beck, 1976; 1980; Wilson y Cox, 1980; Greenhaus y Cox, 1979; Urrutia-Fucugauchi, 1983).

II.2 LIMITES DEL TERRENO MIXTECO

El Terreno Mixteco, como ya se coment6 en la introduccion, es una entidad geol6gica caracterizada por la presencia de un basamento cristalino del Paleozoico inferior, que constituye al llamado Complejo Acatl6n, y por la presencia de l6mites tect6nicos que lo separan de los terrenos vecinos.

El l6mite oriental con el Terreno Oaxaca es un l6mite tect6nico, pero solo al nivel del basamento. Este l6mite ha sido reconocido al suroeste de Tehuac6n y est6 representado por una franja catacl6stica vertical de orientaci6n norte-sur (Ortega-Gutierrez, 1981a, 1981b). El l6mite suroccidental con el Complejo Xolapa ha sido reportado en la regi6n de Ayutla de Liebres, Guerrero, al sureste de Tierra Colorada (Salinas-Prieto, 1984). En esta localidad el Complejo Acatl6n se encuentra cabalgando a gneises y migmatitas del Complejo Xolapa a trav6s de una zona de milonitizaci6n con una traza de orientaci6n noroeste-sureste con un plano inclinado al noreste.

El l6mite occidental est6 obscurecido por la cubierta cret6cica de la Plataforma Morelos-Guerrero, aunque Campa y Coney (1983) han interpretado que el l6mite occidental es con el complejo Tierra Caliente a trav6s de un contacto tect6nico de orientaci6n norte-sur.

El l6mite norte del Terreno Mixteco no se conoce debido principalmente a la presencia de las cubiertas mesozoica sedimentaria y cenozoica volc6nica.

De acuerdo a la interpretaci6n de que el Complejo Acatl6n y el Complejo Oaxaqueo se encuentran unidos a trav6s de un

contacto tectónico desarrollado en tiempos prepensilvánicos (ver apartado III.2), se puede considerar que dichos terrenos forman un solo terreno compuesto desde el Paleozoico tardío, sin embargo en el presente trabajo se mantiene el tratamiento individual del Terreno Mixteco, ya que su unión con el Terreno Oaxaca desde el Paleozoico, se sustenta solo en una interpretación y en observaciones no confirmadas sobre la relación de los complejos metamórficos mencionados con la cubierta sedimentaria del Paleozoico Superior.

La configuración precisa de los límites del Terreno Mixteco y la cronología de los eventos de unión con los terrenos vecinos no pueden ser completamente establecidas, ya que en las zonas de los contactos se observan situaciones que oscurecen las relaciones entre los terrenos. La mayor parte del límite entre el Terreno Mixteco y el Terreno Oaxaca se encuentra cubierta por cuerpos de roca sedimentarios del Mesozoico y por secuencias volcánicas y sedimentarias del Cenozoico. En la mayor parte del suroccidental del Terreno Mixteco se encuentran emplazados un grupo de plutones que pertenecen a la parte alta del Cretácico y a la base del Terciario, y solo en la localidad de Ayutla de Liebres se ha reportado, como ya se comentó, la relación tectónica entre el Complejo Acatlan y el Complejo Xolapa, sin embargo la cronología del evento de unión no se puede establecer por la falta de relación con otros cuerpos de edad conocida. La configuración del límite occidental depende del esclarecimiento de la relación cronológica y tectónica del Esquisto Taxco con la secuencia volcanosedimentaria de Tierra Caliente, y de estas con

el basamento de la Plataforma Guerrero Morelos. El desconocimiento de las características del basamento en esta última provincia impide precisar si el Complejo Acatlán se extiende hasta esta región y si tiene alguna relación de continuidad con el Esquisto Taxco. Por otra parte el desacuerdo en las interpretaciones sobre las relaciones cronológicas entre el Complejo Tierra Caliente y el Esquisto Taxco (Campa y Ramirez, 1979; Cserna y Fries, 1981) complican todavía más el cuadro de conocimientos sobre la situación tectónica en esta región.

II.3 DESCRIPCIÓN TECTÓNICA DEL BASAMENTO

Las investigaciones sobre la estructura del Complejo Acatlán han sido desarrolladas principalmente por Ortega-Gutiérrez (1975, 1978, 1979, 1981a(1985), 1981b), aunque existen otras descripciones como las de Fries y Rincon-Orta (1965), Rodríguez-Torres (1970) y Ruiz-Castellanos (1979).

En el Complejo Acatlán se pueden reconocer, según Ortega Gutiérrez (1975), cuatro etapas principales de deformación expresadas en diferentes estilos de plegamiento sobrepuestos. La primera etapa está representada por pliegues isoclinales de gran amplitud, con el desarrollo de una fábrica planar que en gran medida fue destruida por fases posteriores. La segunda etapa está expresada por pliegues subsoclinales o isoclinales con un recostamiento hacia el poniente y direcciones axiales hacia el noreste. Este grupo de pliegues no tiene asociada generalmente una fábrica planar. La foliación milonítica de los Granitoides Esperanza es paralela a los planos axiales de la segunda generación de plegamiento, por lo cual ha sido considerada

contemporanea.

Según el mismo autor, la tercera deformación esta representada por pliegues menos estrechos, coaxiales con la segunda deformación y con un plano axial subvertical con buzamiento general al este. Los pliegues de esta etapa varían de abiertos a cerrados con desarrollo de un crucero bien marcado en la parte oriental, y solo en algunos casos en la parte occidental. Existe, además, una marcada lineación mineral paralela a los ejes de los pliegues de la segunda y la tercera generación. -

La cuarta etapa de deformación ha sido reconocida por el desarrollo de bandas "kink", presentes principalmente al oeste de Acatlan, en donde se pueden observar bandas sencillas o conjugadas (Ortega-Gutierrez, 1975).

El acortamiento mínimo estimado para el Complejo Acatlan, tomando como referencia la deformación en clastos de la Formación Tecomate, es de 60%, mientras que la estimación basada en el estudio de la rotación de granates es del 90% (Ortega Gutierrez, 1979).

El metamorfismo y las fases de plegamiento sobrepuestas, producidos durante la evolución paleozoica del Complejo Acatlan, sugieren que deben haber ocurrido transformaciones profundas en el registro paleomagnético de las secuencias originales.

La obtención de direcciones paleomagnéticas primarias requeriría de correcciones estructurales que eliminaran el efecto de por lo menos cuatro fases de deformación. Aunque dos de las fases son coaxiales, el efecto de las otras fases de deformación

y las perturbaciones locales por fallamiento, introducirían un alto grado de incertidumbre en el tratamiento de los resultados paleomagnéticos. Por otra parte los eventos térmicos relacionados con el metamorfismo del Complejo Acatlan deben haber borrado en gran medida el registro paleomagnético de las rocas originales.

Fries y Rincon Orta (1965) reconocieron, en sus análisis petrográficos de los augenesquistos del Complejo Acatlan asociaciones metamórficas correspondientes a la parte baja de la facies anfibolita que indican temperaturas de formación de 500 C, por otra parte, Ortega-Gutiérrez (1981a) estima que el Complejo Acatlan experimento en las últimas etapas de su evolución orogénica un evento tectonotérmico de alta temperatura, caracterizado por presiones de 5-6 kilobares y temperaturas de 700-750 C. Estas temperaturas son superiores a las máximas temperaturas de Curie de los minerales magnéticos, tanto de la serie de las titanomagnetitas como de las titanohematitas. Aun para los casos en los que la temperatura haya sido menor (400-500 para la facies esquisto verde a presión intermedia) los tiempos de relajación deben haber disminuido notablemente, lo que muy probablemente transformo el registro magnético primario de un buen número de clases de tamaño de las partículas magnéticas.

La deformación penetrante sufrida por el Complejo Acatlán durante los episodios orogénicos del Paleozoico Temprano deben haber producido, para los casos en los que no se alcanzaron temperaturas de bloqueo, cambios en las direcciones de los vectores de magnetización primaria, por el desarrollo de una fuerte anisotropía en la susceptibilidad magnética.

Tomando en cuenta las consideraciones anteriores, muchos de los vectores paleomagnéticos obtenidos del Complejo Acatlán estarían relacionados con el termomagnetismo remanente durante los eventos de enfriamiento, posteriores a los episodios metamórficos del intervalo Ordovícico-Devónico. Las direcciones paleomagnéticas obtenidas en estos eventos deben, a su vez, haber sufrido transformaciones significativas, por rotación, durante los episodios orogénicos del Mesozoico.

La evolución tectónica del Mesozoico en esta región parece no haber producido una deformación muy intensa en el basamento metamórfico, pero se observan los efectos de deformaciones que produjeron pliegues abiertos, así como fallas normales y de desplazamiento lateral. Estas deformaciones deben haber causado una dispersión importante en las direcciones paleomagnéticas correspondientes al tiempo del enfriamiento. Sin el reconocimiento y estudio detallado de las estructuras mesozoicas en el Complejo Acatlán no es posible hacer la corrección adecuada de sus datos paleomagnéticos. En el siguiente capítulo se presentan y discuten los resultados paleomagnéticos obtenidos de las rocas del Complejo Acatlán.

II.4 DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DE LA CUBIERTA SEDIMENTARIA DEL TERRENO MIXTECO

Tomando como referencia la orientación de las estructuras y los diferentes estilos de deformación en secuencias mesozoicas, dentro de las áreas en donde se tiene algún conocimiento geológico, se pueden definir para este terreno nueve zonas

Figura 2.6

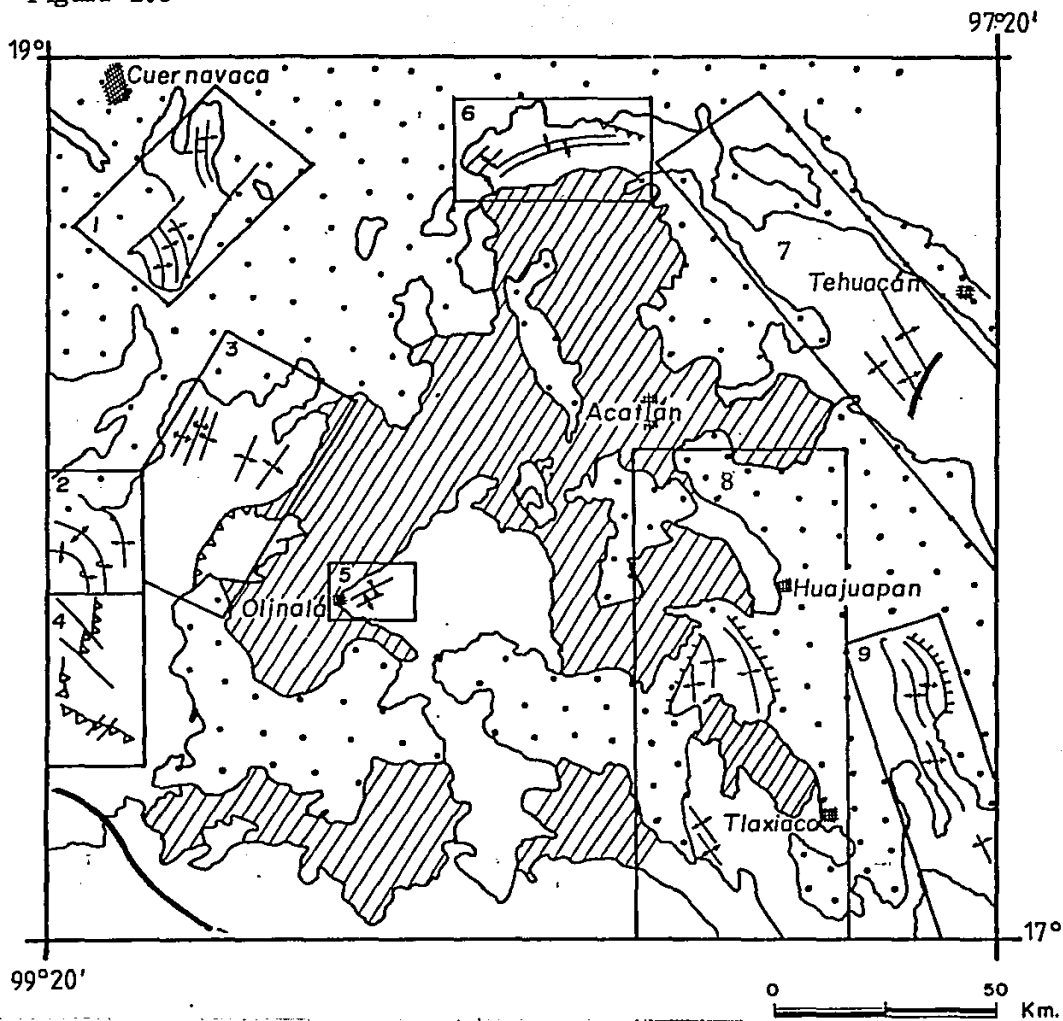
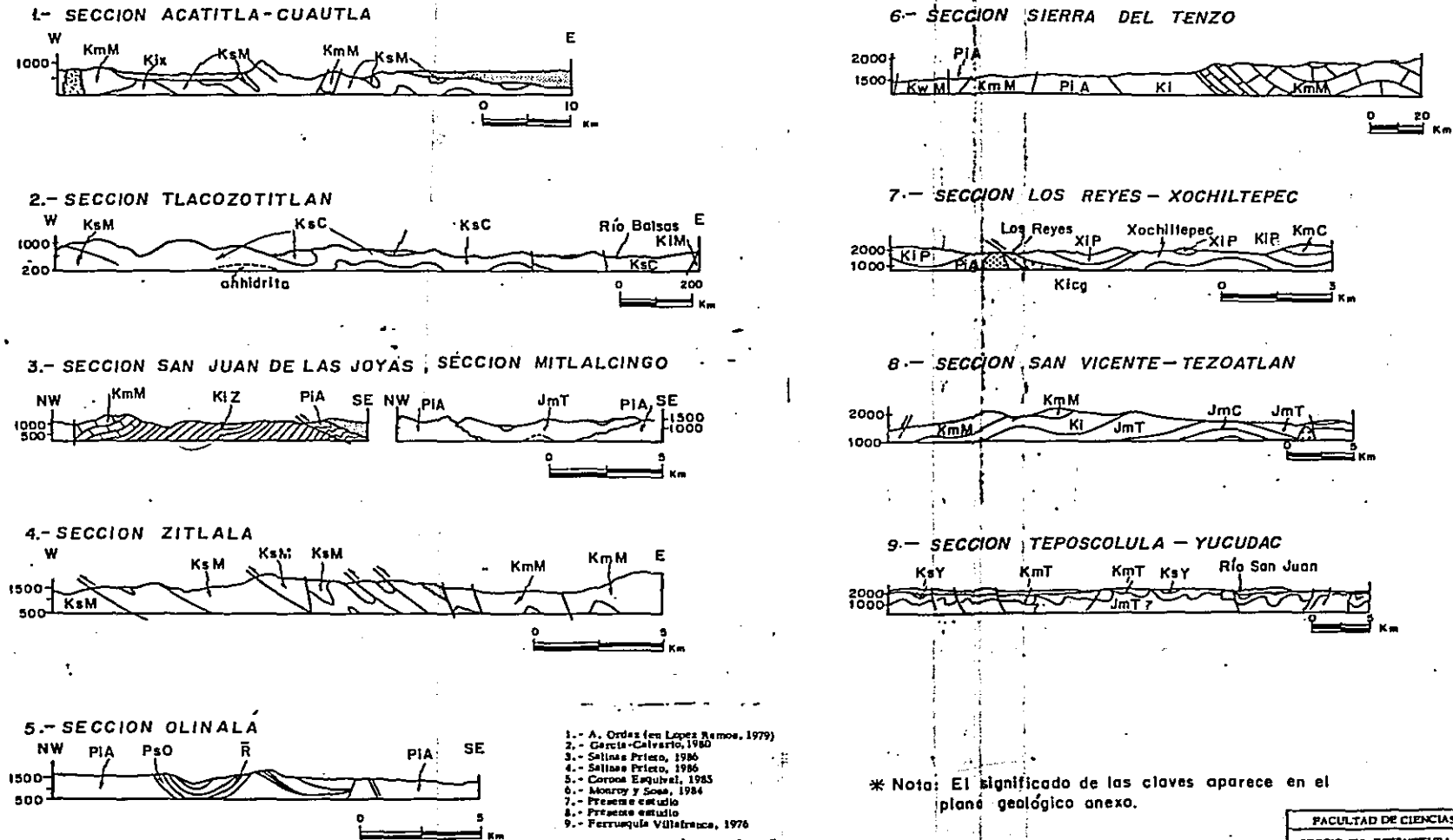


Fig 2.6 Zonificación estructural de la cubierta sedimentaria paleozoica-mesozoica del Terreno Mixteco, de acuerdo a los diferentes estilos de deformación y a la orientación de las estructuras. 1) Zona Tilzapotla-Cuautla 2) Zona Tetelcingo-Huixastla, 3) Zona Zicapa-Chiautla, 4) Zona Zitlala-Chilapa, 5) Zona Oliná-Huamuxtitlán, 6) Sierra del Tenzo, 7) Zona Tehuacán-Tepeji, 8) Zona Huajuapán-Tlaxiaco, 9) Zona Tamazulapán-Teposcolula. Las áreas con rayado indican los afloramientos del basamento y las áreas de puntos las secuencias cenozoicas. Las líneas gruesas indican los límites del Terreno Mixteco, en donde estos pueden ser definidos con claridad.

SECCIONES ESTRUCTURALES QUE ILUSTRAN LOS ESTILOS DE DEFORMACION DOMINANTES DE LA CUBIERTA MESOZOICA EN DIFERENTES ZONAS DEL TERRENO MIXTECO



- 1.- A. Ordes (en López Remos, 1979)
- 2.- García-Calvario, 1980
- 3.- Salinas Prieto, 1986
- 4.- Salinas Prieto, 1986
- 5.- Corcos Esquivel, 1985
- 6.- Murray y Sosa, 1984
- 7.- Presente estudio
- 8.- Presente estudio
- 9.- Ferruquía Villalanza, 1976

* Nota: El significado de las claves aparece en el plano geológico anexo.

distintas, separadas generalmente por áreas de afloramientos del basamento metamórfico o por la cubierta del Cenozoico. Estas nueve zonas se muestran en el mapa de la figura 2.6 y corresponden a los sectores 1) Tilzapotla-Cuautla 2) Tetelcingo-Huixastla, 3) Zicapa-Chiautla, 4) Zitlala-Chilapa 5) Olinala-Huamuxtitlan, 6) Sierra de Tenzo, 7) Tehuacán-Tepeji, 8) Huajuapán-Tlaxiaco y 9) Tamazulapán-Teposcolula. En la tabla 2.1 se resumen los principales episodios de deformación, magmatismo y sedimentación relacionados a la cubierta del Paleozoico Superior y Mesozoico, inferidos a partir de sus características estratigráficas y tectónicas.

1) Zona Tilzapotla-Cuautla.- Esta zona está caracterizada por la presencia de numerosas estructuras plegadas que presentan un rumbo general al norte y noreste, con solo algunos casos al noroeste. Muchos de los pliegues de esta zona muestran, según la cartografía de Fries (1960), virajes en sus ejes, como en el caso del anticlinal de Tecuman y el sinclinal de San Gaspar. Existen además, a lo largo de los pliegues, variaciones importantes en cuanto a las relaciones angulares de los flancos. Algunos segmentos de pliegues presentan recostamientos, principalmente al oeste (Fig. 2.7 sección 1). En el anticlinal de Tecuman se ha interpretado, a partir de los datos del pozo Tecuman 1, una repetición de la secuencia que expresaría una cabalgadura con polaridad al oeste, asociada al recostamiento (A. Ordaz, en: López Ramos, 1979).

El estilo de deformación descrito se expresa en las estructuras de las Formaciones Morelos y Cuautla, sin embargo,

en formaciones mas incompetentes (Formaciones Mexcala y Xochicalco) hay expresiones disarmónicas caracterizadas por un estilo muy apretado. La geometría de los pliegues de esta zona, manifiesta la evolucion tectonica de la carpeta mesozoica por encima de un nivel de evaporitas, que facilitó el desarrollo de una superficie de decollement (Fries, 1960).

Considerando la existencia de estas superficies de decollement al nivel de las evaporitas, con la posibilidad de rotaciones locales de la cubierta por encima del basamento, las rocas mesozoicas de la zona Tilzapotla-Cuautla no serían un buen objetivo paleomagnético para determinar los movimientos relativos del Terreno Mixteco. Si a lo anterior se agrega la incertidumbre sobre la naturaleza del basamento, y por tanto la verdadera relación de esta zona con el Terreno Mixteco, no es conveniente asociar sus direcciones de magnetización con los movimientos tectonicos interpretados.

2) Zona Tetelcingo-Huisaxtla.- En esta zona se han reconocido dos unidades tectonicas principales (Cserna et al., 1980). La primera unidad, ubicada al occidente, corresponde a un sinclinatorio con pliegues de orientacion noroeste-sureste que se extiende desde el sur de Iguala hasta el oriente de Chilpancingo. Estos pliegues muestran en planta ejes ligeramente ondulados en la porcion norte y mas rectilíneos hacia la porcion sur. La segunda unidad, ubicada al oriente, corresponde al llamado Anticlinorio Huixastla-Tuzantlan que refleja, a la altura del Rio Balsas, recostamientos hacia el poniente y un marcado viraje de sus ejes que cambian sus orientaciones axiales del noroeste, en la porcion septentrional, al norte en la porcion meridional (Fig.

2.6). Esta clase de estructuras revelan la influencia, como en al caso anterior, de una superficie de decollement al nivel de las evaporitas de la base de la secuencia cretácica en esta lugar (Cserna et al., 1980)

El efecto de rotaciones locales en la dirección de los vectores de magnetización primaria, para el área del Anticlinorio Huixtla-Tuzantlan, puede haber sido significativo, pero en el resto de la zona no se esperarían rotaciones mayores de la cubierta, en virtud del paralelismo general de los ejes de los pliegues y el acortamiento homogéneo a lo largo de las estructuras.

3) Zona de Zicapa-Chiautla.- En esta zona se observa una serie de pliegues con rumbos axiales claramente diferentes a la zona anterior, ya que presentan una orientación general al noreste. Además, los pliegues son menos estrechos y los flancos no llegan a presentar recostamientos (Fig. 2.7, sec 3)

En los alrededores de Papalutla existe una cabalgadura con una traza más o menos paralela al rumbo del Río Balsas en este sector y con un buzamiento al sureste. Esta cabalgadura coloca al Complejo Acatlan sobre las formaciones Zicapa y Morelos del Cretácico (Cserna et al., 1980; Salinas-Prieto, 1986). Las relaciones de esta cabalgadura con el origen de las estructuras plegadas de toda la región no son claras, ya que su polaridad es opuesta a la dirección general de los recostamientos en áreas vecinas.

La ausencia de la Anhidrita Huitzuco, así como la homogeneidad en las orientaciones y las relaciones angulares de

los flancos, indican que en esta zona no se desarrollaron desprendimientos significativos de la cubierta y que la posibilidad de giros locales no es muy alta.

4) Zona Zitlala-Chilapa.- En esta zona, ubicada en el borde occidental del Terreno Mixteco, al sur del Rio Balsas, ha sido reportada la presencia de un conjunto de pliegues con recostamientos al oeste y con rumbos generales de sus ejes al norte (Salinas Prieto, 1986). En este conjunto de pliegues se observan, como rasgos muy característicos, cabalgaduras en sus flancos recostados y fallas de desplazamiento lateral que dislocan transversalmente dichas estructuras plegadas. Este estilo de deformación, descrito por Salinas-Prieto (1986) (Fig. 2.7 sec. 4), constituiría uno de los sistemas estructurales con la deformación mas intensa en el Terreno Mixteco. Por los posibles giros de bloques entre fallas de desplazamiento lateral y por la rotación de láminas de cobijadura, esta zona no constituiría un buen objetivo paleomagnético.

5) Zona de Olinala-Huamuxtitlán.- En esta zona se han reconocido principalmente dos grandes pliegues con direcciones axiales noreste-suroeste y un buzamiento general hacia el noreste (Corona-Esquivel, 1985). Estas estructuras son en general simétricas, se encuentran formadas principalmente en la secuencia jurásica y su efecto alcanza al basamento metamórfico. Hacia el área del Valle de Huamuxtitlán, los niveles estratigráficos superiores, correspondientes a la Formación Tlaquiltepec y la Caliza Teposcolula no muestran un efecto importante de plegamiento, hecho que Corona-Esquivel (1985) interpreta como la posible evidencia de que el plegamiento se inició en el Jurásico

Tardio, sin embargo el mismo autor indica que en el contacto entre las secuencias del Jurásico y del Cretácico no se observa discordancia angular alguna. Una posibilidad puede ser que el plegamiento sea cretácico, con la participación del basamento, pero con una atenuación de la deformación hacia los niveles superiores, en una clara disarmonía, por una menor carga litostática y una mayor competencia mecánica de las unidades superiores.

Hacia el sur del área, en el sector Cualac-Xalmolapa, se ha reconocido una estructura compleja de orientación general este-oeste, formada en su mitad occidental por un monoclinial, y en su mitad oriental por un anticlinal cerrado de orientación noroeste sureste. Este anticlinal se encuentra armado en el Conglomerado Cualac y en su flanco sureste se observa una cabalgadura de 9 km de longitud que coloca al Complejo Acatlan sobre el Conglomerado Cualac y el Grupo Tecocoyunca. La orientación general de la traza de esta cabalgadura es noroeste-sureste y su polaridad es hacia el noreste (Corona Esquivel, 1985).

En las dos estructuras mayores de esta zona no se perciben efectos de rotaciones locales de la cubierta paleozoico-mesozoica y las correcciones estructurales, primero por el buzamiento de los ejes y después por el echado de los flancos, conduciría a los vectores de magnetización primaria a su posición original.

6) Zona de la Sierra de Tenzo.- La Sierra de Tenzo se encuentra formada por una serie de estructuras plegadas y cabalgaduras, cuyos ejes y trazas muestran en conjunto un arqueamiento regional producido por el cambio de orientación de

noreste-sureste, en al extremo occidental, a noroeste-sureste, en el extremo oriental.

Los pliegues de la Sierra de Tenzo se encuentran conformados principalmente en una secuencia cretácica (Neocomiano-Coniaciano) que descansa sobre el basamento cristalino correspondiente al Complejo Acatlan (Monroy y Sosa, 1984). Este último se encuentra también formando un pliegue amplio de orientación noreste este--suroeste oeste. Los pliegues de la porción occidental de la sierra son generalmente simétricos y no muy apretados, presentan rumbos axiales que varían de noreste en el extremo occidental a noreste-este hacia el centro de la sierra. En el límite sur de este grupo de pliegues se han reportado, para los niveles estructurales inferiores, marcadas estructuras disarmonicas con pliegues chevron y pliegues cerrados (Monroy y Sosa op. cit.). Los pliegues de la porción oriental, muestran recostamientos al noreste y cabalgaduras con la misma vergencia.

La tendencia arqueada de las estructuras de la Sierra de Tenzo y la presencia de numerosas cabalgaduras en la porción occidental puede ser el resultado de un plegamiento diferencial con giros de la cubierta y de rotaciones alrededor de un eje vertical por el giro de láminas de cobijadura. Este hecho haría poco confiables los resultados paleomagnéticos para la reconstrucción de los desplazamientos del Terreno Mixteca, pero la aplicación de la técnica paleomagnética misma ayudaría probablemente a determinar la existencia de rotaciones locales.

7) Zona de Tehuacan-Tepeji. Dentro de esta zona se pueden reconocer pliegues abiertos con direcciones axiales hacia el noroeste que se extienden desde el sur de Tehuacan hasta el

extremo oriental de la Sierra de Tenzo (Fig. 2.6). La mayor parte de estos pliegues se encuentran configurados en las capas de caliza de la Formación Cipiapa. El contacto entre esta formación y las formaciones Zapotitlan y San Juan Raya subyacentes ha sido interpretado por Calderon-Garcia (1956) como una discordancia angular entre rocas del Aptiano y el Albiano, sin embargo las condiciones precisas de este contacto no han sido esclarecidas. Existe también la posibilidad de que las formaciones subyacentes presenten una actitud disarmonica y su contacto con la Caliza Cipiapa sea tectónico.

En el área de Los Reyes Metzontla-Coatepec la secuencia cretácica cubre en una marcada discordancia angular a las capas de la Formación Matzitzi del Pensilvanico. El rumbo de las capas de la Formación Matzitzi en algunos sectores (por ejemplo entre Xochiltepec y San Luis Atolotitlán), sugiere rasgos de interferencia en el plegamiento. Esta interferencia se puede observar en la dispersión de los polos de capa de la Formación Matzitzi en un estereodiagrama (Fig 3.9), a diferencia de la tendencia general de las estructuras de esta región, que es generalmente al norte.

Los datos paleomagnéticos obtenidos de la secuencia paleozoica de esta zona requerirían una corrección que eliminara los efectos de por lo menos dos fases de plegamiento.

8) Zona de Huajuapán-Tlaxiaco.- Esta zona está caracterizada por la presencia de pliegues abiertos con rumbos axiales cercanos al norte. Los pliegues son en general simétricos y los valores de los echados en sus flancos rebasan solo en pocos casos los 45

(Fig 2.7, seccion 8). Estas estructuras se encuentran generalmente desarrolladas en secuencias que abarcan desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico. La presencia del basamento en el núcleo de algunas estructuras ha permitido reconocer el carácter generalmente autoctono de la cubierta sedimentaria mesozoica.

En el área de Santa Cruz Ayuquilla, cercana a Petlalcingo, Ortega-Gutierrez (1978b) ha reportado la existencia de un discordancia angular entre las secuencias del Jurásico Superior y la Formación Morelos del Albano, sin embargo en otras localidades del Terreno Mixteca, como Tonalá, Tezoatlán o Tlaxiaco no han sido identificadas discordancias angulares entre las unidades del Jurásico Superior y las del Neocomiano, ni entre la secuencia del Neocomiano y la del Albano. Es probable que esta ligera discordancia solo exprese suaves flexiones con un levantamiento general del área

Las características estructurales de esta zona la hacen un buen objetivo paleomagnético para reconocer movimientos del Terreno Mixteca en su conjunto.

9) Zona de Tamazulapan-Teposcolula.- La característica más sobresaliente de las estructuras de esta zona es la marcada ondulación que presentan en planta los ejes de los pliegues, además de mostrar ondulaciones en perfil que expresan estructuras del tipo de "silla de caballo" (Ferrusquia-Villafranca, 1976). Estas estructuras se extienden principalmente al sur de Tamazulapan y pueden presentar a lo largo de ellas recostamientos en sentidos opuestos y se encuentran desarrolladas en la Caliza Teposcolula y la Formación Yucunama (Ferrusquia-Villafranca 1976). en el área ubicada al oriente de San Pedro y San Pablo

Teposcolula se puede reconocer un estilo local de plegamiento estrecho desarrollado en calizas (Fig. 2.7, sec.9). Los pliegues en este sitio llegan a tener longitudes de onda que alcanzan escalas de algunos centímetros.

Las características estructurales de esta zona revelan una deformación con desprendimiento de la cubierta sedimentaria. Los recostamientos y las ondulaciones axiales así lo sugieren. El hallazgo de más de 2500 metros de evaporitas en esta zona, llevado a cabo en las perforaciones exploratorias de Petróleos Mexicanos (Lopez Ramos, 1979), es un hecho que apoya esta hipótesis.

La zona de Tamazulapan-Teposcolula no es un buen objetivo para el reconocimiento de los movimientos de todo el bloque del Terreno Mixteca, ya que las direcciones de magnetización presentan seguramente el efecto de las rotaciones de la cubierta.

		SEDIMENTACION		MAGMATISMO	TECTONISMO
		Continental	Marina		
MESOZOICO	CRETACICO			Plutonismo y volcanismo (magmatismo silíceo e intermedio) Volcanismo andeasfco	Levantamiento Deformación por compresion Levantamiento
	JURASICO				Tensión con hundimiento
PALEOZOICO TARDIO	TRIASICO			Volcanismo andeasfco y riofitico	Levantamiento con deformación por compresión
	MISIS PERM				Levantamiento

TABLA 2.1 Resumen de los principales episodios de sedimentación, magmatismo y tectonismo inferidos para el Terreno Mixteco a partir de su registro estratigráfico y su estructura tectónica.

III RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

Las mediciones paleomagnéticas llevadas a cabo durante el desarrollo de la presente investigación, fueron encaminadas fundamentalmente hacia la integración de un cuadro de información paleomagnética que tuviera el mayor cubrimiento estratigráfico posible dentro del intervalo Paleozoico-Cretácico. Dado que ya se contaba con algunos resultados publicados del Cretácico que formaban un grupo bien definido y coherente de direcciones (Urrutia-Fucugauchi y Van der Voo, 1983; BoheneI, 1985; Trevino-Rodriguez, 1986), el interés principal se centró en las unidades jurásicas y paleozoicas para las cuales, además, se tenían mayores expectativas de obtener un registro paleomagnético útil para la interpretación de episodios significativos de la evolución paleogeográfica y tectónica de México.

El análisis cartográfico y estratigráfico permitió reconocer un conjunto de unidades susceptibles de ser muestradas, dadas sus características litológicas y la información disponible en relación a su posición estratigráfica. La localización precisa de los sitios de muestreo, para cada unidad, se definió tomando como referencia la zonificación tectónica desarrollada durante el análisis estructural y siguiendo criterios relacionados con el estado físico de los afloramientos, con el grado de intemperismo, así como las perturbaciones estructurales locales y la accesibilidad.

Tomando en consideración los criterios anteriores se

seleccionó al Complejo Acatlán en el área homónima; a la Formación Matzitzí, en el sector Los Reyes-Coatepec, al suroeste de Tehuacán; a la Formación Los Arcos (Olinalá) en el área de Olinalá, Guerrero; a la Formación Yucunuti en el área de Tezoatlán y a la Caliza con Cidarís en Tlaxiaco, ambas en el Estado de Oaxaca.

De las cinco unidades seleccionadas, tres corresponden parcial o totalmente a secuencias carbonatadas. Las muestras de caliza ofrecían mejores posibilidades de comportamiento estable, considerando, además, que en estudios anteriores, las rocas detríticas habían mostrado comportamientos inestables durante las pruebas de desmagnetización (Boehnel, 1985).

La mayor parte de las muestras estudiadas fueron medidas en el magnetómetro de giro DIGICO del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las pruebas de desmagnetización térmica y de campos alternos se efectuaron en instrumentos Schonstedt del mismo laboratorio. La baja intensidad de magnetización en las muestras de la Caliza con Cidarís y la Formación Matzitzí, obligaron a medir tres veces cada muestra para atenuar el efecto del ruido electrónico del magnetómetro. Durante los procedimientos de desmagnetización se hicieron medidas de la susceptibilidad magnética con el objeto de reconocer posibles alteraciones de las propiedades magnéticas de los minerales portadores del magnetismo remanente. Todas las muestras fueron colectadas en campo utilizando una perforadora portátil de gasolina con barrenas de borde diamantado de 2.5 cm de diámetro interior.

III.1 PALEOMAGNETISMO DEL COMPLEJO ACATLAN Y DEL TRONCO DE TOTOLTEPEC, AREA DE ACATLAN, PUEBLA

Marco Geológico.

La mayoría de las muestras estudiadas para el Complejo Acatlán proceden de la sección expuesta entre los poblados de Nuevos Horizontes y Acatlán, en el Estado de Puebla, específicamente de los cortes de la Carretera Federal 160 (Fig. 3.1.) En el caso de la Formación Tecomate y el Tronco de Totoltepec, las muestras fueron colectadas respectivamente a lo largo de los caminos entre Acatlán y Tecomate (Fig 3.1) y entre San Jeronimo Xayacatlán y Totoltepec (Fig 3.2).

El Complejo Acatlán se encuentra constituido, en el área estudiada, por un conjunto de unidades que se expresan, según la cartografía de Ortega-Gutierrez (1978), en zonas elongadas de afloramiento con orientación general norte-sur. Los rumbos de la foliación y las direcciones de lineación son también, en general, cercanos al norte. Las unidades de las que fueron obtenidas las muestras corresponden a los Granitoides Esperanza, la Formación Cosoltepec, la Formación Tecomate y el Tronco de Totoltepec.

La mayor parte de los sitios estudiados dentro del Complejo Acatlán corresponden a los Granitoides Esperanza. Esta unidad está formada por cuerpos de augenesquisto, augengneis, gneis micaceo y granito gnéisico, con algunos intervalos de roca verde y rocas afaníticas (Ortega-Gutierrez, 1978). Estos cuerpos de roca manifiestan, según el mismo autor, la presencia desde protomilonitas hasta blastomilonitas que

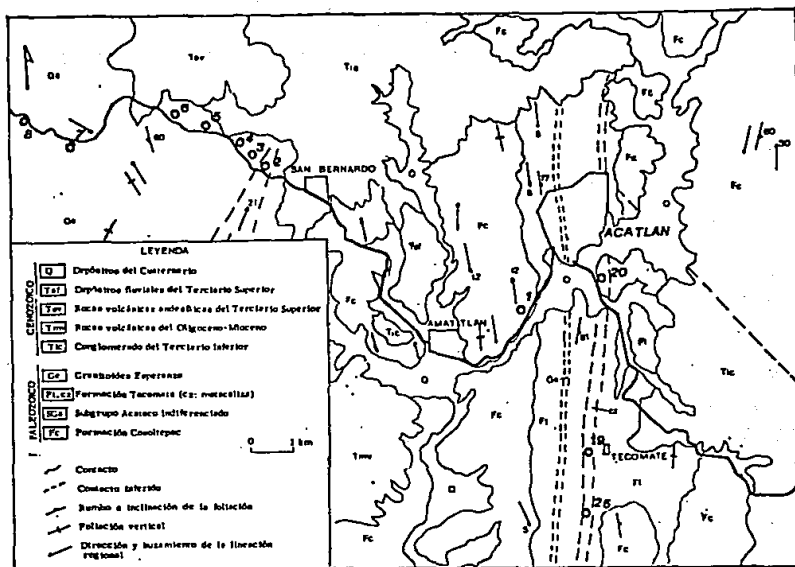


Fig 3.1 Mapa geológico con la localización de los sitios de muestreo paleomagnético en el Complejo Acatlán. (Cartografía de Ortega-Gutierrez, 1978)

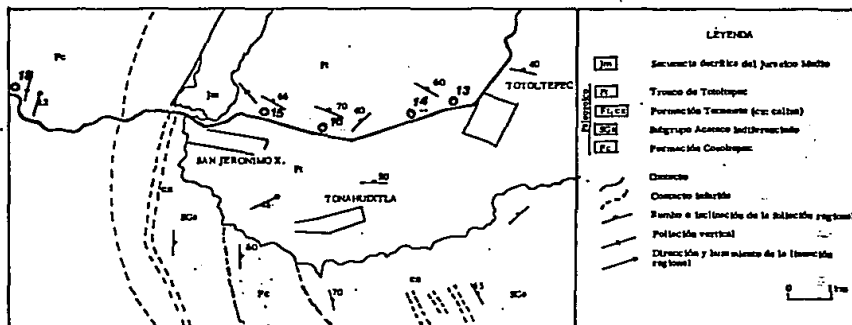


Fig 3.2 Localización de los sitios de muestreo paleomagnético para el Tronco de Totoltepec. (cartografía geológica tomada de Ortega-Gutierrez, 1978)

resultaron del cataclasis de rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas. Se han llevado a cabo varios fechamientos isotópicos de las rocas de los Granitoides Esperanza (Fries y Rincón Orta, 1965; Fries et al., 1966; Halpern et al., 1974; Ruiz Castellanos, 1979). Una de estas determinaciones isotópicas (Ruiz Castellanos, 1979) corresponde a dos isocronas de 480 ± 16 M.A. y 484 ± 14 M.A. que fueron construidas con seis muestras procedentes de los Granitoides Esperanza, en la misma área de muestreo paleomagnético y por siete muestras procedentes de las Formaciones Cosoltepec, Chazumba, Tecomate y del Subgrupo Acateco. Estas isocronas están formadas con los datos isotópicos de roca total, biotita y muscovita, cuyas temperaturas de cierre cubren un amplio espectro de temperaturas, y hacen descartar remagnetizaciones significativas por procesos de recalentamiento posteriores a las últimas etapas de metamorfismo. Las condiciones de metamorfismo interpretadas para los Granitoides Esperanza (Fries y Rincón Orta, 1965; Ortega Gutierrez, 1981b), que incluyen temperaturas muy cercanas ($500-550$ C) a las máximas temperaturas de Curie para las series de las titanomagnetitas y de las ilmenitas-hematitas, así como la rehomogenización isotópica de Rb-Sr interpretada para hace cerca de 480 M.A., sugieren que el registro paleomagnético observado podría corresponder principalmente al tiempo del enfriamiento, posterior a la última etapa de metamorfismo.

Para la Formación Cosoltepec, constituida por esquistos psamíticos y pelíticos, así como rocas verdes esquistos calcáreos y metapedernal, se han inferido condiciones de metamorfismo, que

en conjunto con el Subgrupo Petlalcingo, pueden haber incluido el desarrollo de temperaturas de hasta 750 C (Ortega-Gutierrez, 1981b).

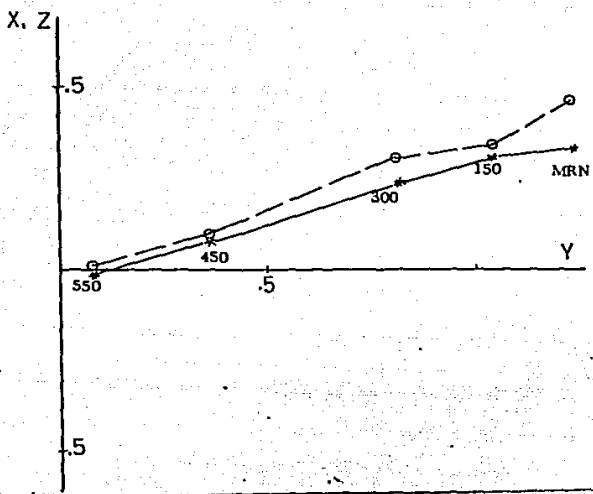
La Formación Tecomate, constituida esencialmente por una secuencia metasedimentaria, muestra el efecto de procesos metamórficos y de deformación que indican que muy probablemente participen los procesos tectónicos del Paleozoico Temprano que también afectaron al resto del Complejo Acatlán (Ortega Gutierrez, 1981b). La prueba del pliegue, aplicada a las direcciones de magnetización en una flexión de pequeña escala en calizas recristalizadas, dió resultados negativos.

El Tronco de Totoltepec, que constituye un cuerpo plutónico tonalítico con efectos incipientes de metamorfismo y cataclásis, ha sido fechado isotópicamente por el método de plomo-alfa en 440±18 M.A. (Fries et al., 1970), mientras que Ruiz Castellanos (1979) obtuvo un conjunto de relaciones isotópicas de Rb-Sr que no permiten una estimación coherente de la edad de este cuerpo. En todo caso sus relaciones estratigráficas con la secuencia jurásica que lo cubre en discordancia, indican definitivamente, para su emplazamiento, y metamorfismo una edad anterior al Jurásico Medio.

Resultados paleomagnéticos.

La investigación paleomagnética en el área de Acatlán se basó en la medición de 92 muestras del Complejo Acatlán y en 30 muestras del Tronco de Totoltepec. Las muestras fueron colectadas por D.J. Morán y R. Van der Voo y fueron medidas por Fan Wo en un magnetómetro de giro Sconstedt en la Universidad de Michigan. Se llevaron a cabo pruebas de desmagnetización térmica y por campos

40



44

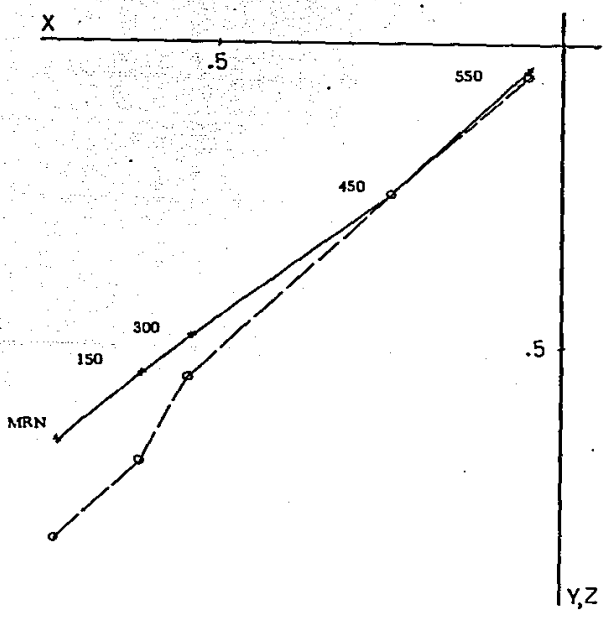


Fig. 3.3 Ejemplos de diagramas vectoriales que expresan el comportamiento estable de algunas muestras del Complejo Acatlán. X, Y, y Z corresponden respectivamente al norte, este y abajo.

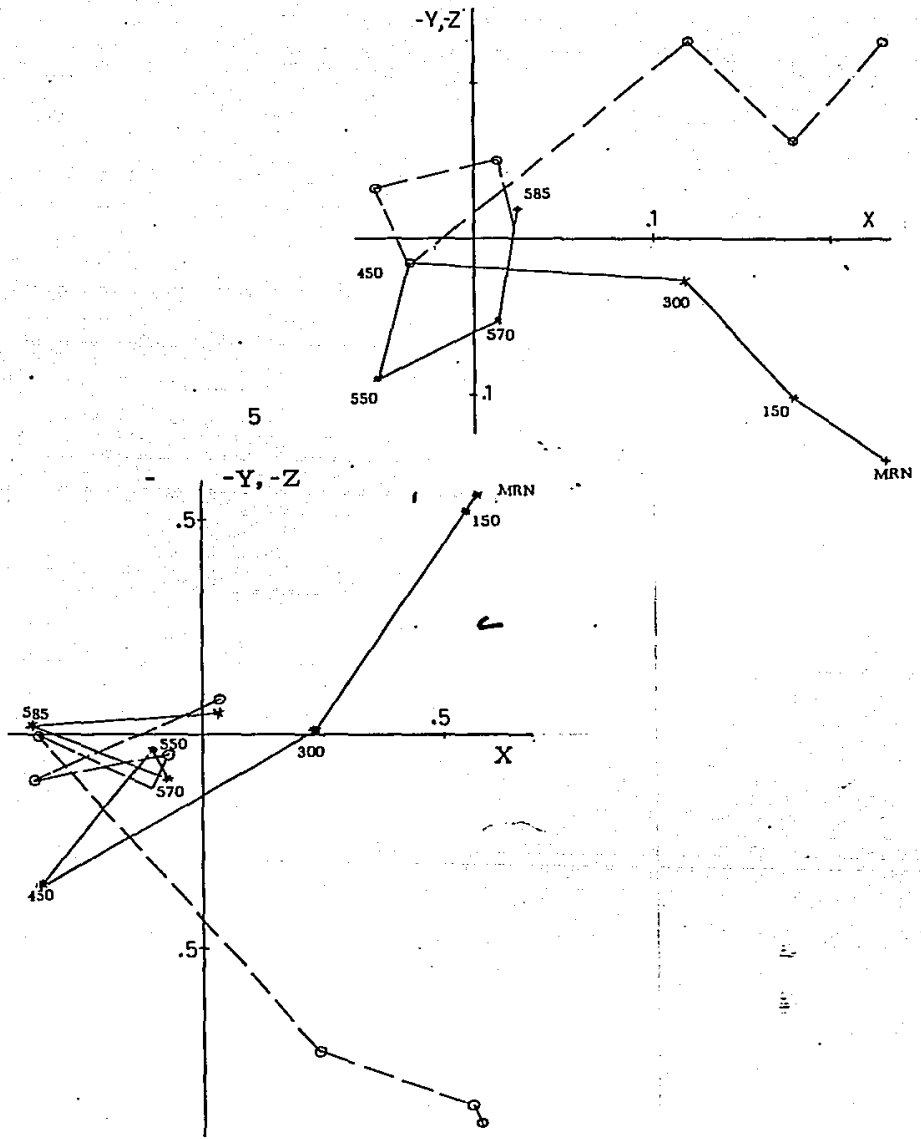


Fig 3.4 Ejemplos de diagramas de composición vectorial en los que se muestra el tipo de comportamiento inestable que tienen algunas muestras del Complejo Acatlán.

alternos en muestras piloto, las cuales permitieron reconocer, para cada sitio estudiado, grupos de muestras estables y grupos inestables (Figs 3.3 y 3.4). Para el caso del Tronco de Totoltepec, la mayor parte de las muestras tuvieron un comportamiento estable durante la remagnetización. Se identificaron como minerales portadores, tanto miembros de la serie de la titanomagnetita, como de la ilmenita-hemetita. Los resultados en magnetismo remanente natural para las muestras estudiadas se representan graficamente en la Fig. 3.5 y las direcciones medias, así como los parámetros estadísticos, se enlistan en la tabla 3.1.

La dispersión que presentan en conjunto las direcciones de magnetización del Complejo Acatlán y el Tronco de Totoltepec, así como el comportamiento inestable de un buen número de muestras durante la desmagnetización, impiden formular una interpretación objetiva en relación a los desplazamientos tectónicos del Terreno Mixteco. Por el contrario, la distribución alternante hacia noreste y noroeste de las direcciones medias de cada sitio, sugiere, de acuerdo a la disposición en el terreno de esos sitios, que uno de los factores que introdujo la dispersión entre las direcciones medias pudo haber sido un conjunto de rotaciones locales, producidas por el desarrollo de pliegues anticlinales y sinclinales abiertos, con rumbos axiales cercanos al norte. Esta clase de pliegues no se pueden reconocer fácilmente en los cuerpos cristalinos del Complejo Acatlán, pero pueden ser observados en áreas cercanas, como el sector Huajuapán de León-Santo Domingo Tonalá. En la Fig. 3.7 se muestra un esquema

SITIO	UNIDAD	n/r	DECLINACION/INCLINACION MEDIAS	K	α_{95}
1	Formación Cosoltepec	6/0	320.1/-8.4	5	33
2	Formación Cosoltepec	11/1	18.7/35.2	1.5	62
3-4	Granitoides Esperanza	9/0	329/8.4	2.7	45
5-6	Granitoides Esperanza	12/0	350.6/36.3	57	7
7	Granitoides Esperanza	10/8	73.2/4.2	8.2	25
8	Granitoides Esperanza	10/0	309.4/64.3	9.8	16
13-17	Tronco de Totoltepec	27/3	205.8/-18.39	9.2	10
18	Formación Cosoltepec	5/0	339.5/8	2.4	62
19	Formación Tecomate	15/0	6.11/30.1	143.1	3
20	Formación Tecomate	9/0	2.9/-25.7	6.2	22
26	Formación Tecomate	5/0	325.4/-22.3	42	12

TABLA 3.1 Resultados paleomagnéticos del Complejo Acatlán y el Tronco de Totoltepec en M.R.N. (magnetismo remanente natural). n y r son respectivamente el número total de muestras y el número rechazado. K y α_{95} corresponden a los parámetros estadísticos de precisión y de dispersión

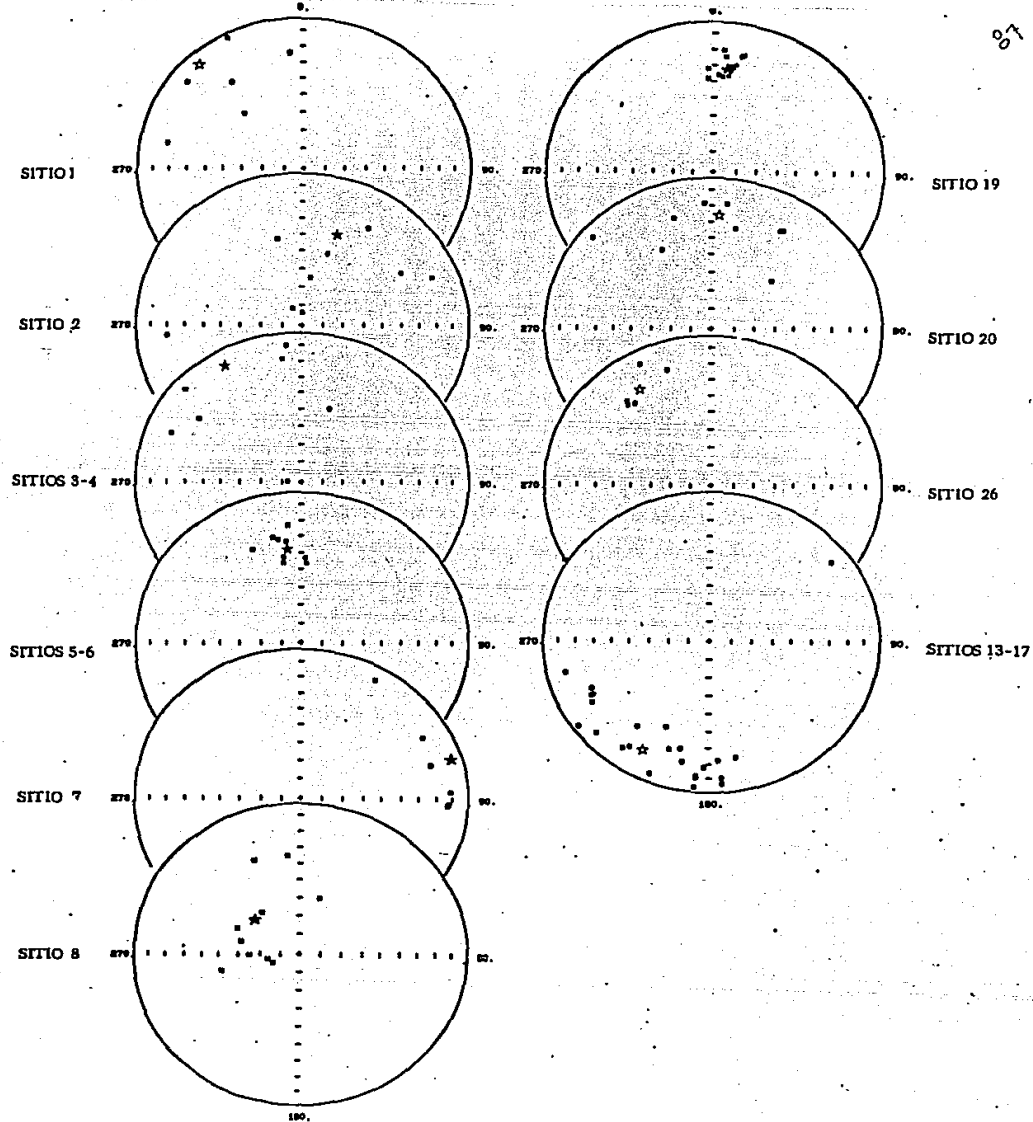


Fig 3.5 DIAGRAMAS ESTEREOGRAFICOS QUE MUESTRAN LAS DIRECCIONES DE MRN OBTENIDAS EN LOS DIFERENTES SITIOS DE MUESTREO DENTRO DEL COMPLEJO ACATLAN Y EL TRONCO DE TOTOLTEPEC. LAS ESTRELLAS MENORES INDICAN INCLINACIONES POSITIVAS Y LOS CIRCULOS INCLINACIONES NEGATIVAS. LAS ESTRELLAS MOYORES REPRESENTAN LAS DIRECCIONES MEDIAS PARA CADA SITIO.

idealizado donde se observan grupos de vectores afectados por rotaciones locales debido al plegamiento.

Otros factores que pueden haber introducido dispersión en las direcciones del Complejo Acatlán y el Tronco de Totoltepec son posibles procesos de remagnetización química e inclinación de bloques por fallamiento normal. Estos últimos jugaron probablemente un papel importante en el desarrollo de las inclinaciones negativas.

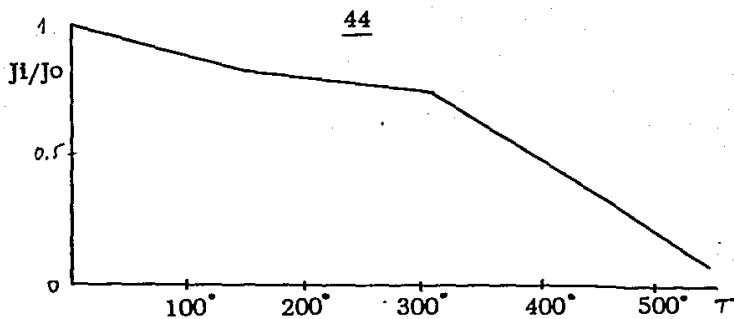
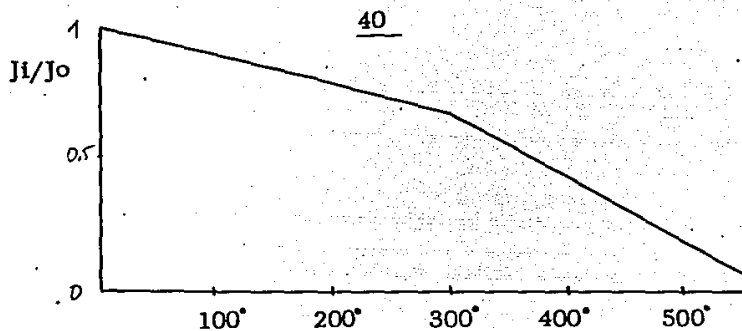


Fig 3.6 Ejemplos de curvas de intensidad normalizada que expresan el comportamiento de la magnetización, en muestras del Complejo Acatlán, durante la desmagnetización térmica a pasos. J_0 es la intensidad de la magnetización en el paso inicial, J_i es la intensidad observada en los restantes pasos.

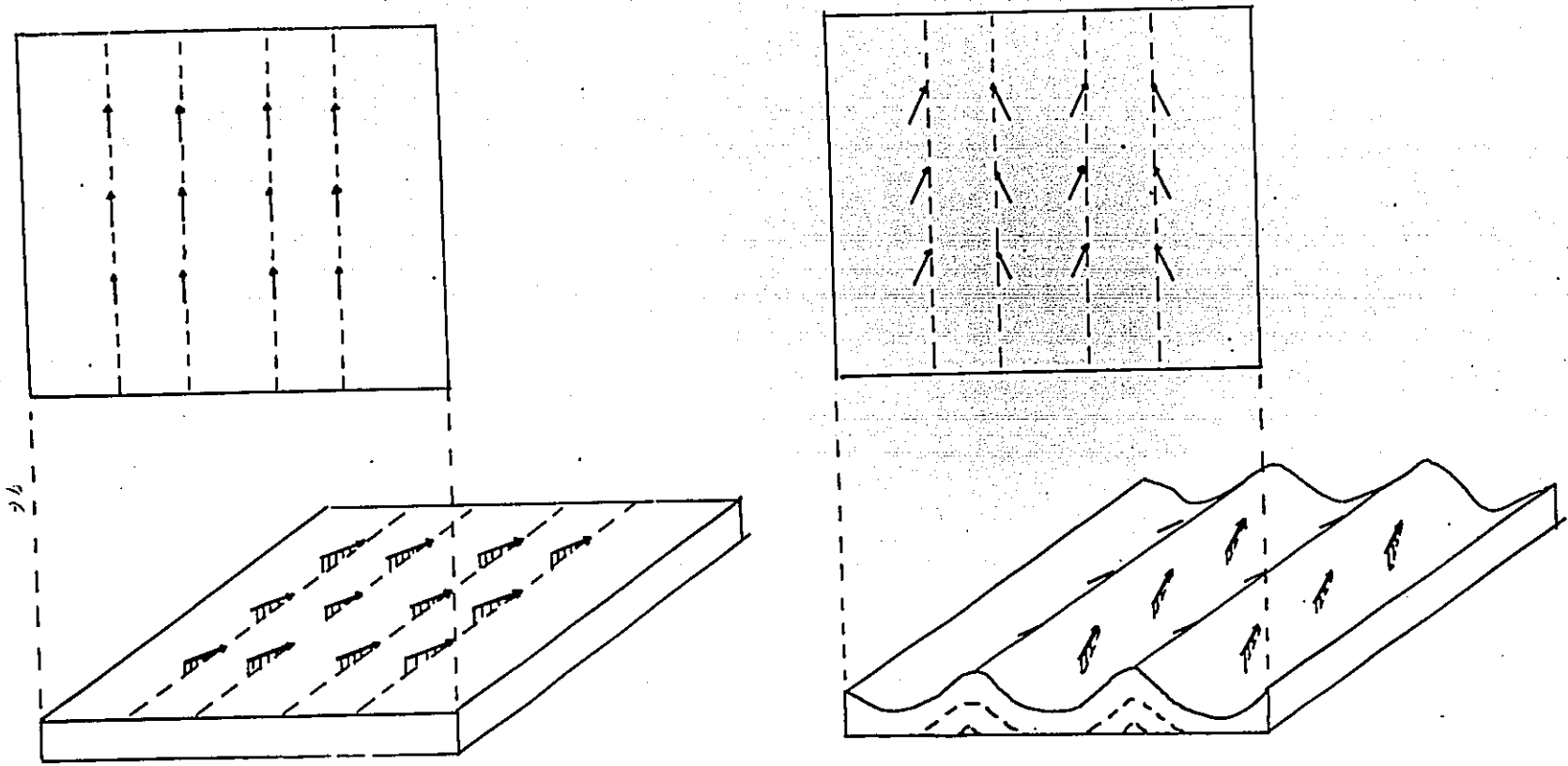


Fig 3.7 Diagramas idealizados que muestran los cambios en la dirección de los vectores de magnetización, producidos por el desarrollo de pliegues abiertos. Los cuadros superiores son vistas en planta de los bloques isométricos.

III.2 RESULTADOS PALEOMAGNETICOS DE LA FORMACION MATZITZI, AR A DE LOS REYES METZONTLA-COATEPEC, PUEBLA.

Marco geológico.

Los sitios de los que provienen las muestras de la Formación Matzitzi están ubicados aproximadamente a 40 km al suroeste de la Ciudad de Tehuacán, Puebla, específicamente en los afloramientos localizados entre Los Reyes Metzontla y Coatepec (Fig 3.8).

El basamento cristalino en esta región está constituido, tanto por el Complejo Acatlán, como por el Complejo Oaxaqueno, los cuales están yuxtapuestos tectónicamente por medio de una franja milonítica de trecientos metros de espesor y de orientación general norte-sur (Ortega Gutierrez, 1981a). Este contacto se puede observar en los cortes del Arroyo Caltepec, al sureste del pueblo de Caltepec (Fig 3.8).

El Complejo Acatlán aflora al accidente de Los Reyes Metzontla y está representado por filitas con clorita, sericita y numerosos cuerpos lenticulares de cuarzo. Por otra parte, el Complejo Oaxaqueno aflora, en forma casi continua, desde su límite occidental con el Complejo Acatlán, en el Arroyo Caltepec, hasta el área de Coatepec y el sur de San Luis Aítolotitlán. Está constituido de gneises graníticos y granulitas básicas granatíferas (Ortega Gutierrez, 1978b).

En el área de Coatepec, la Formación Matzitzi cubre en discordancia a las rocas cristalinas del Complejo Oaxaqueno, mientras que en el área de Los Reyes Metzontla, descansa sobre un cuerpo intrusivo cataclaseado. Los fechamientos de K-Ar obtenidos

MAPA GEOLOGICO DEL AREA DE LOS REYES METZONTLA-COATEPEC

18° 20'

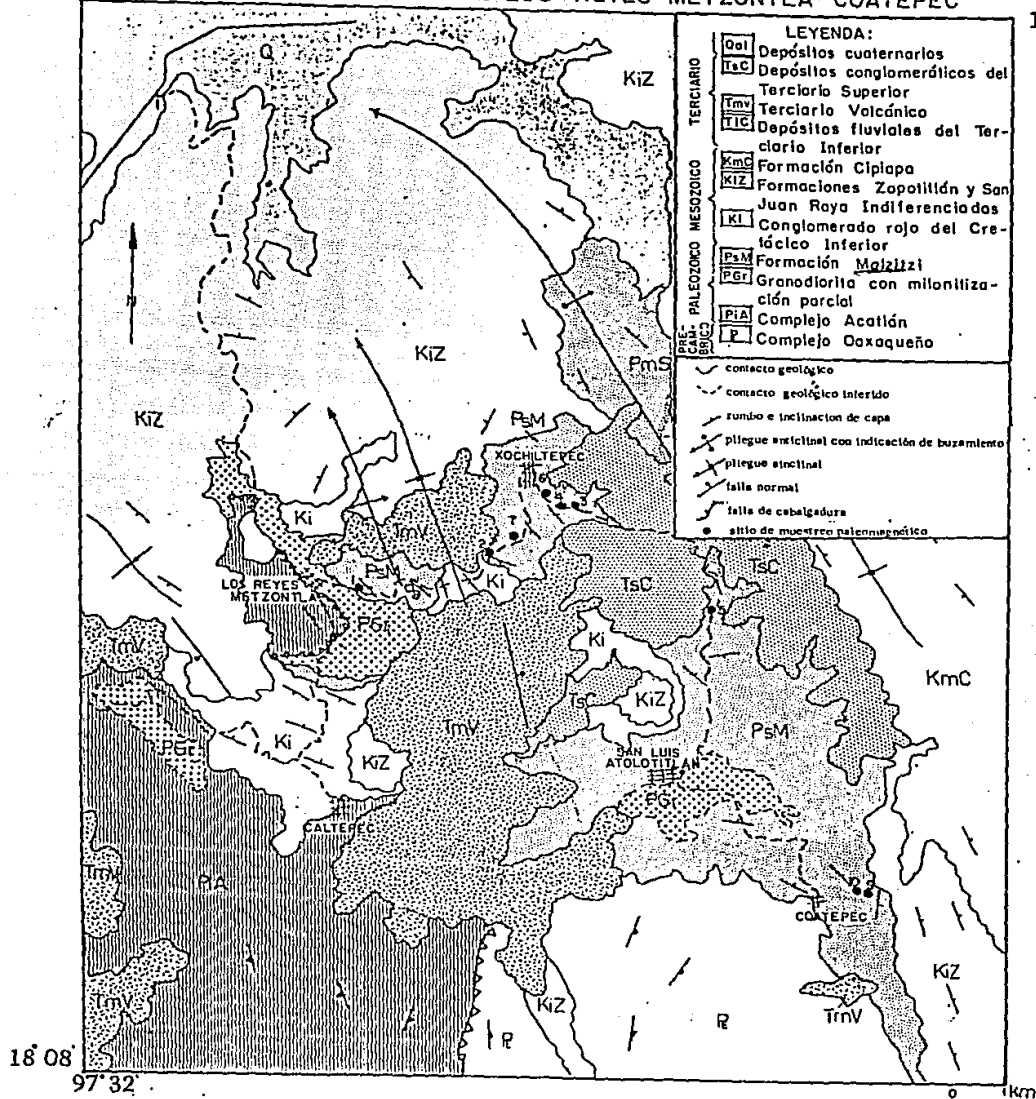


Fig 3.8 Mapa geológico de reconocimiento del área Los Reyes-Metzontla-Coatepec con la-localización de los sitios de muestreo paleomagnético en la Formación Matzitzzi. Cartografía geológica por D.J. Morán.

para este cuerpo indican una edad de 163 ± 8 M.A. (Grajales et al., 1986). Estos resultados no expresan, ni la edad del emplazamiento plutónico, ni de la cataclasis, dado el contenido de clásticos del granito cataclaseado en la base de la formación Matzitzi. Las relaciones del Complejo Acatlán con la Formación Matzitzi no son muy claras, pero existen reportes de que esta formación cubre en discordancia al Complejo Acatlán (Ortega-Gutierrez, 1981b).

La Formación Matzitzi esta cubierta en ligera discordancia angular por una secuencia conglomerática y arenosa de color rojo, que a su vez subyace transicionalmente a una secuencia marina con fauna del Valanginiano Inferior (Castro-Mora y Pacheco-Gutierrez, 1986), la cual forma la base de la Formación Zapotitlán.

La secuencia que constituye a la Formación Matzitzi cuenta con un espesor mínimo de 510 metros y su sección completa se puede observar a lo largo del Rio Coatepec. El miembro inferior de la formación, de aproximadamente 250 metros, esta formado por la intercalación de arcosas y litarenitas, con capas de limolita y lutita que cuentan con intervalos carbonosos y abundantes restos de plantas fósiles. Este miembro presenta algunos cuerpos de conglomerado de clásticos de gneis, aunque hacia el área de Los Reyes Metzontla, los cuerpos conglomeráticos de la base estan formados principalmente por clásticos de granito.

El miembro intermedio de la Formación Matzitzi está constituido por aproximadamente 100 metros de conglomerado formado esencialmente por fragmentos de gneis y con peñascos de hasta 2 metros de espesor.

El Miembro superior de la sección expuesta esta representada

por capas gruesas de arcosa y litarenita con intercalaciones delgadas de limolita y lutita.

Las muestras colectadas de la Formación Matzitzi, para su medición paleomagnética, pertenecen a los tres miembros descritos. Las muestras de los sitios 1 al 9 corresponden al miembro inferior, las del sitio 11 al miembro intermedio y las del sitio 10 al miembro superior.

Las estructuras tectónicas que afectan a esta secuencia paleozoica consisten principalmente en pliegues anticlinales y sinclinales abiertos, con rumbos axiales y buzamiento al nortenoeste (Fig 3.8), con intervalos disarmónicos en donde se observan pliegues de corta longitud de onda y cabalgaduras de corto desplazamiento. Se reconocen además pequeños sectores intensamente cizallados, con desarrollo incipiente de foliación en las capas menos competentes.

Las relaciones de contacto entre la Formación Matzitzi y la cubierta cretácica, caracterizadas en algunos sitios por una ligera discordancia angular, expresan el efecto de al menos dos fases de deformación. El análisis de la distribución de los polos de las capas en una representación estereográfica (Fig. 3.9), en la cual se puede observar una fuerte dispersión, indica que las fases que afectaron a la Formación Matzitzi fueron probablemente no coaxiales.

La diferencia entre los rumbos de las capas de la Formación Matzitzi y de la cubierta cretácica, en el sector San Luis Atololtiltlán- San Francisco Xochiltepec, sugieren, en efecto, fases de deformación no coaxiales, sin embargo en el sector de Los Reyes Metzontla-Xochiltepec, no son muy apreciables las

GRAFICA DE POLOS.
POLOS DE CAPA PARA LA FORMACION MATZITZI.

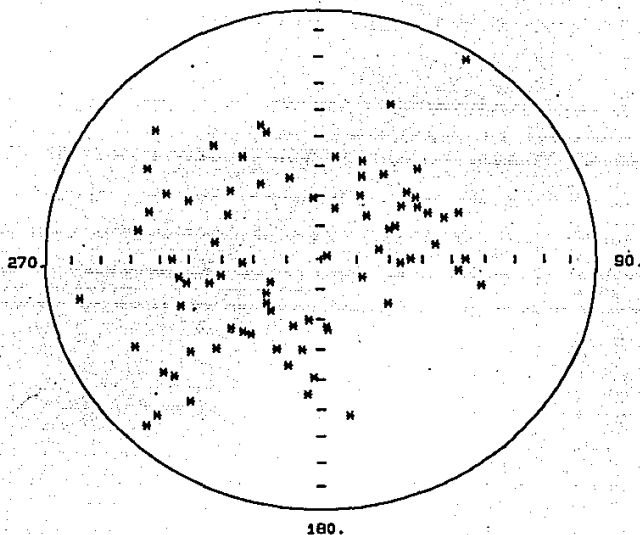


Fig 3. 9 Estereodiagrama (Pantilla de Schmidt) que muestra la distribución de los polos de capa correspondientes a 78 lecturas de rumbo e inclinación en la Formación Matzitzzi.

tendencias generales de los rumbos de capa de las secuencias paleozoica y mesozoica. Esto indica que la primera o primeras fases de deformación pueden haber tenido ejes de rotación variables, lo que es mas consecuente con episodios de fallamiento normal asociados a trazas con diferencias en sus rumbos.

Resultados paleomagnéticos.

Las mediciones paleomagnéticas para la Formación Matzitzi se llevaron a cabo en 77 especímenes obtenidos de 74 muestras. Las mediciones se llevaron a cabo en el magnetómetro de giro del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica y se realizaron pruebas de desmagnetización térmica y de campos alternos a pasos en un total de 18 muestras. A las muestras restantes se les aplicó un lavado magnético térmico a diferentes temperaturas. Algunas de las mediciones de MRN fueron corroboradas por J. Urrutia-Fucugauchi en el magnetómetro de giro de la Universidad de Buenos Aires.

El comportamiento de la intensidad durante la desmagnetización por campos magnéticos alternos, permitió reconocer (Fig 3.11) como principales portadores de la magnetización a minerales de la serie ilmenita-hematita, caracterizados por una alta coersitividad.

El análisis de los diagramas de composición vectorial de las muestras piloto permitió observar que para diferentes muestras se removían componentes importantes entre los 120 y 360 C (Fig. 3.12). Con estos resultados se procedió al lavado magnético, aplicando diferentes temperaturas. Dicho procedimiento produjo agrupamientos considerables en los sitios 2,4,5,7 y 11 con

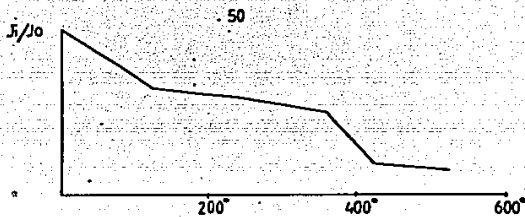
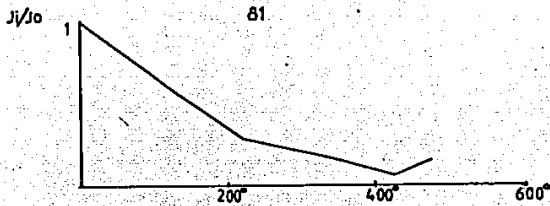


Fig 3.10 Ejemplos de diagramas de intensidad normalizada (J_i/J_0) contra temperatura, que expresan el comportamiento de la intensidad de magnetización en muestras de la Formación Matzitzí durante la desmagnetización térmica a pasos

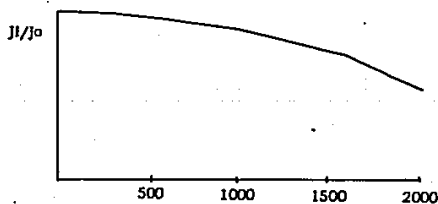
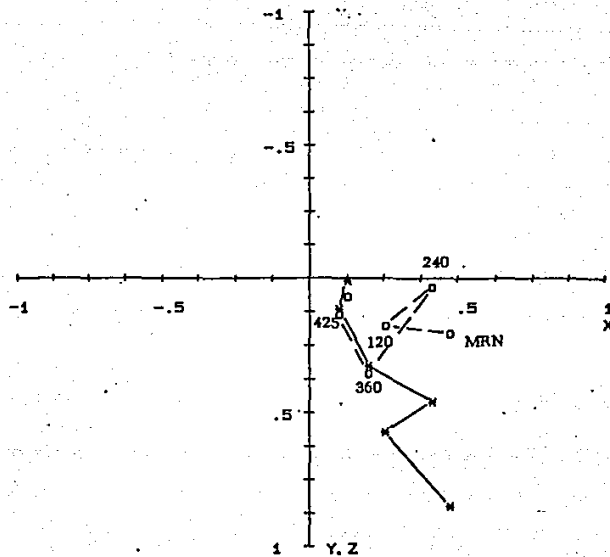


Fig 3.11 Ejemplo del comportamiento de la intensidad en una muestra de la Formación Matzitzí durante la desmagnetización por campos magnéticos alternos. La fuerte coercitividad que expresa la curva es típica en las muestras de la Formación Matzitzí. Los valores del eje de las abscisas están expresados en oerstedes.



B1

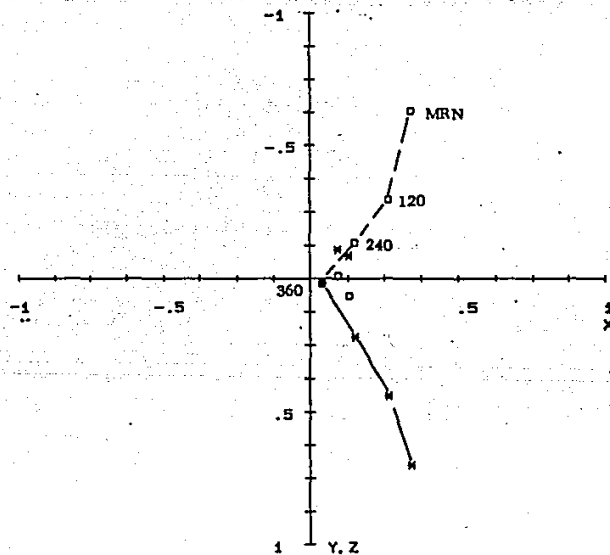


Fig 3.12 Ejemplos de diagramas de composición vectorial para la Formación Matzitzí, en los que se puede observar la remoción de componentes hasta temperaturas de 120°C (muestra 81) y 360°C (muestra 50). X, Y y Z corresponden, respectivamente al norte, este, abajo.

valores de c 95 entre 8 y 17. En la fig 3.13 se muestran los diagramas estereroográficos correspondientes a los sitios con mejor agrupamiento en sus direcciones y en la tabla 3.2 se resumen los valores medios y los parámetros estadísticos.

El sitio 11 corresponde a las muestras obtenidas de diferentes clastos del miembro de conglomerado y, como se puede observar, el fuerte agrupamiento de las direcciones indica una remagnetización de la secuencia, posterior al tiempo de depósito.

En general se reconoce que a pesar del alto agrupamiento interno de los sitios, existen entre ellos variaciones importantes en las declinaciones medias y sus direcciones se distribuyen en los cuatro cuadrantes. La prueba del pliegue aplicada para algunos grupos de sitios no dió resultados concluyentes y, por lo tanto, no se pudo indagar la edad de la remagnetización en relación el plegamiento. Estos hechos impiden formular una interpretación de los desplazamientos del Terreno Mixteco en su conjunto a partir de las direcciones de magnetización de la Formación Matzitzí.

SITIO	n/r	DECLINACION/INCLINACION		K	α_{95}	TRATAMIENTO
		MEDIAS				
I	4/1	204/31.4		5.4	59	120°C
II	6/0	297.5/2.91		23.7	14	120°C
III		18.3/-8.2		1.5	122.2	120°C
IV	7/0	316.6/-60.8		13.3	17	360°C
V	14/4	225.9/-46.9		21.5	11	120°C
VI	9/1	121.4/-74.6		42.5	8	120°C
VII	11/3	52.1/-65.8		25.7	11	220°C
IX	6/2	37.7/-37.7		6.7	38	220°C
X	15/1	56.8/13.4		1.4	55.8	220°C
XI	5/0	228.3/6.1		20.4	17.3	360°C

TABLA 3.2 Resultados paleomagnéticos de la Formación Matzitzzi. n y r expresan el número total de muestras y el número de muestras rechazadas. K y α_{95} corresponden respectivamente a los parámetros estadísticos que expresan la precisión y la dispersión.

331

101

100a
29

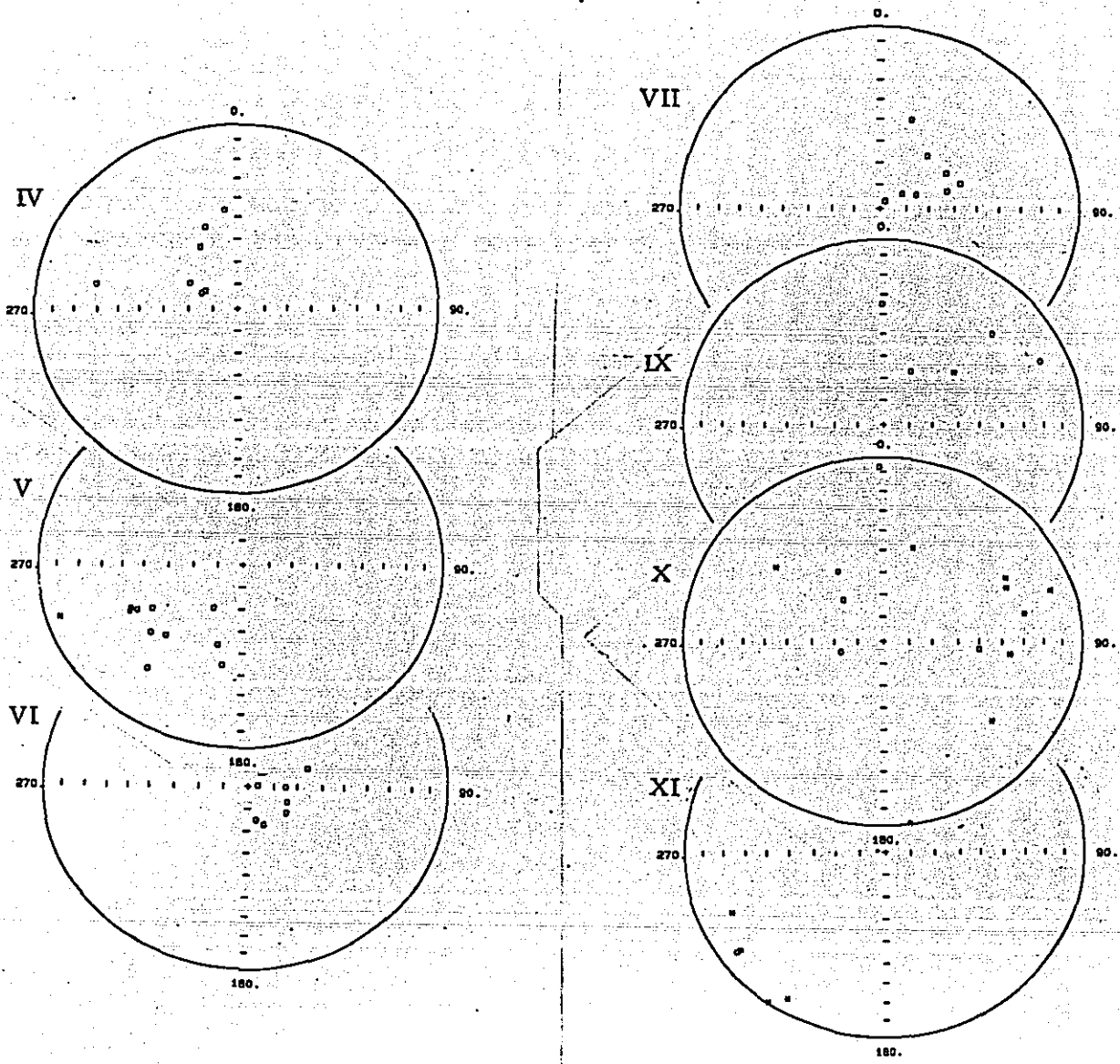


Fig 3.13 Estereodiagramas que muestran las direcciones de magnetización para la Formación Matzitzzi, despues de aplicar un lavado térmico con temperaturas entre 120° y 360° C. Los diagramas corresponden a direcciones de los sitios 4 al 11 (IV-XI) Los círculos indican inclinaciones negativas y los asteriscos inclinaciones positivas. La representación es de acuerdo a la plantilla de Schmidt.

III.3 PALEOMAGNETISMO DE LA SECUENCIA DEL PALEOZOICO SUPERIOR DE OLINALA, GUERRERO.

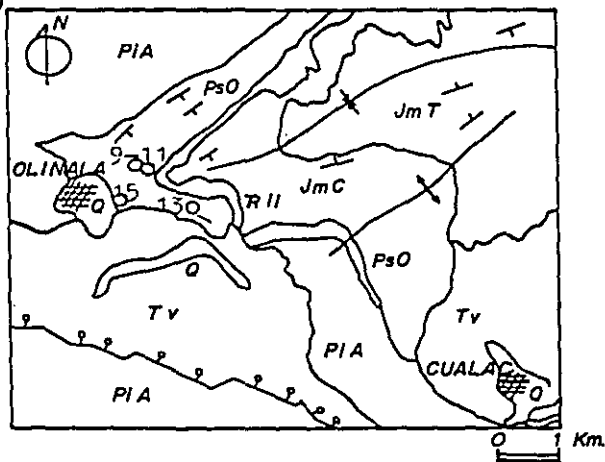
Marco Geológico.

Las muestras estudiadas para el área de Olinalá proceden de la secuencia sedimentaria que fue denominada por Corona-Esquivel (1981) como Formación los Arcos, ubicandola estratigráficamente en el Pérmico. Esta misma secuencia fue definida por Flores de Dios y Buitrón (1982) como Formación Olinalá y le asignaron un alcance estratigráfico que va del Pensilvanico Superior al Pérmico.

Segun la descripción de Corona-Esquivel (1981) la Formación Los Arcos (Olinalá) esta constituida, en el área de muestreo paleomagnético, por un paquete de aproximadamente 635 metros de espesor, formado por capas de conglomerado, arenisca, limolita, lutita y caliza. Los cuerpos de conglomerado son de caracter poligenético y se pueden observar en la base y en intercalaciones de la mitad inferior de la secuencia. Los intervalos de limolitas presentan concreciones limolíticas y calcáreas y se encuentran restos de bivalvos, braquiopodos y amonitas, principalmente en los intervalos inferiores de las limolitas.

La parte media de la formación esta constituida por un cuerpo de 80-140 metros de caliza en bancos gruesos, formada en su mayor parte por restos de crinoides, pero que tambien contienen braquiopodos, briozoarios, algas, estromatolitos, corales y fusulínidos. De este miembro calcareo se extrajeron la

98° 45'
17° 49'



LEYENDA

- Q Depositos recientes
- Tv Volcanico del terciario indiferenciado.
- JmT Grupo Tacocoyuncan Indiferenciado.
- JmC Conglomerado Cualac.
- RII Ignimbritas Los Iluvias.
- PsO Formación los arcos (Olinalá).
- PIA Complejo Acatlan.

SIMBOLOGIA

- Rumbo e inclinación de capa
- Eje anticlinal
- Eje sinclinal
- Falla normal
- Sitio de muestreo paleomagnético.

Fig. 3.14 Mapa geológico del área de Olinalá en el que se muestra la localización de los sitios de muestreo paleomagnético. (Cartografía geológica tomada de Corona Esquivel (1981) (1983))

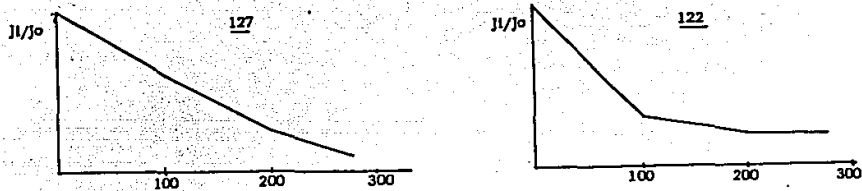


Fig 3.15 Gráficas de intensidad normalizada contra temperatura que muestran el comportamiento típico de las muestras de la Formación Los Arcos (Olinalá) durante la desmagnetización térmica a pasos. Los ejemplos corresponden a las muestras 127 y 122.

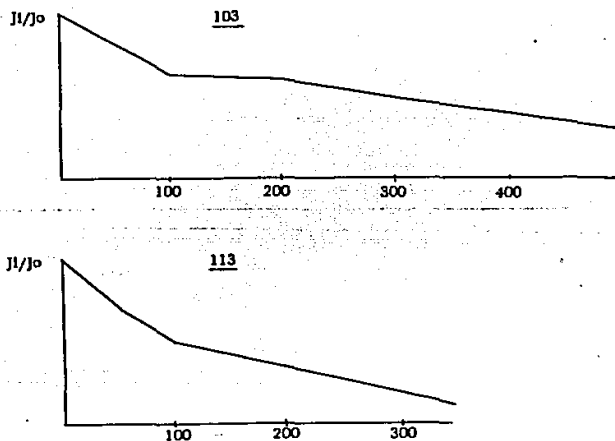


Fig 3.16 Ejemplos de gráficas de intensidad normalizada contra valor del campo aplicado que muestran el comportamiento de las calizas de la Formación Los Arcos (Olinalá) durante la desmagnetización por campos magnéticos alternos. Los valores del eje de las abscisas estan en oersteds.

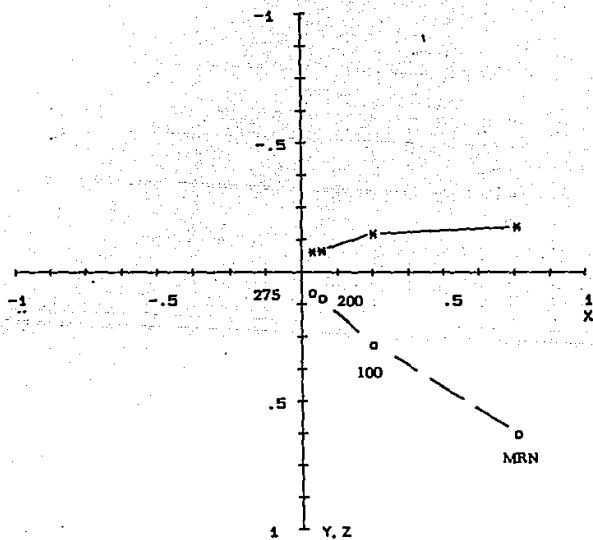
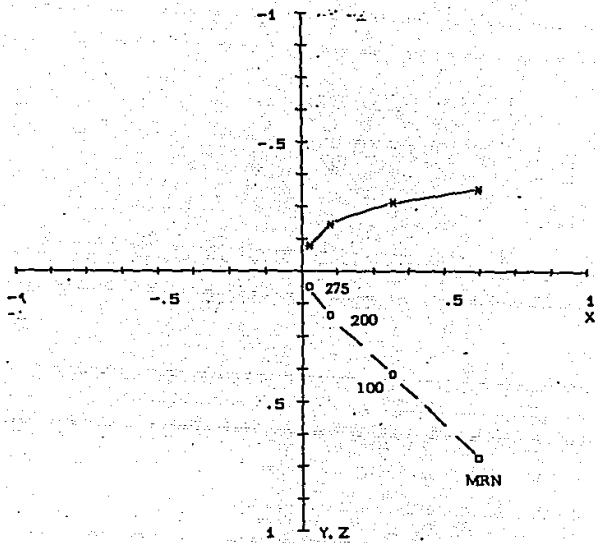


Fig 3.17 Diagramas de composición vectorial que ilustran el comportamiento de los vectores de magnetización durante el tratamiento térmico a pasos de las muestras de la Formación Los Arcos-Cinalá.

totalidad de las muestras estudiadas, en virtud de las ventajas que presentaban en relación a la cohesión de las muestras y su probable estabilidad magnética. De los otros miembros se habían obtenido muestras en un estudio anterior (Urrutia-Fucugauchi y Morán Zenteno, 1985), pero se reconoció en general un comportamiento inestable de la magnetización.

La edad de la Formación Los Arcos fue asignada al Pérmico por Corona Esquivel, con base en sus hallazgos de amonitas Paraceltites elegans Girty, Pseudogastrioceras altudense (Bose) y Stacheoceras tomaskyae Miller y Furnish que son, según lo señala el mismo autor, fósiles índice del Pérmico. Por otra parte, Flores de Dios y Buitrón reportan el hallazgo de crinoides identificados como Ciclocaudex costatus y Heterosteichus jeffordsi para los que indican una edad correspondiente al Pensilvánico Superior.

La unidad descansa en discordancia sobre el Complejo Acatlán y subyace a la Ignimbrita Las Lluvias. Esta última unidad, a su vez, subyace al Conglomerado Cualac por medio de una discordancia angular ligera (Corona Esquivel, 1981).

En el área de muestreo paleomagnético, La Formación Los Arcos se encuentra formando parte de la terminación de un sinclinal simétrico abierto, con un rumbo axial al N73E y con un buzamiento de 10 al noreste (Fig 3.14). El grupo de muestras correspondiente a los sitios 9,10 y 11, provienen del flanco noroccidental del sinclinal, y fueron extraídas en forma casi continua de un intervalo de 80 metros de espesor. Por otra parte, las muestras de los sitios 12, 13 y 15 pertenecen al flanco

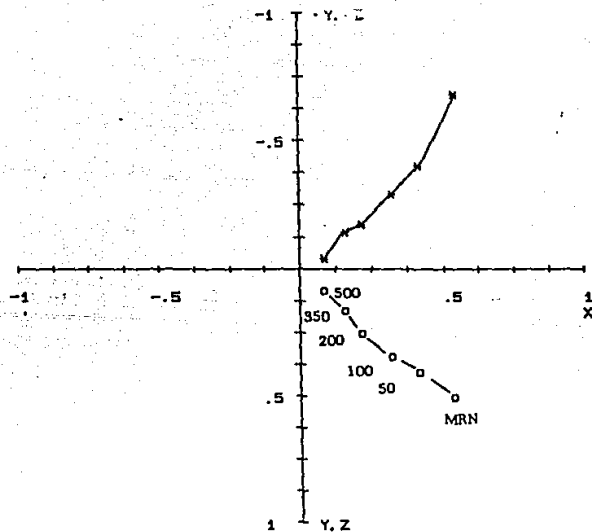
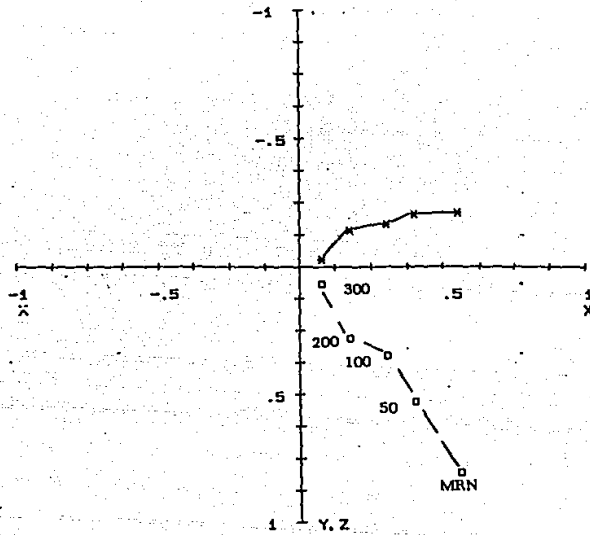


Fig 3.18 Diagramas de composición vectorial que muestran ejemplos del comportamiento de la magnetización durante el tratamiento por campos magnéticos alternos a pasos. X, Y y Z representan respectivamente el norte, este y abajo.

suroriental y fueron tomadas de posiciones aisladas que abarcan un total de 30 metros discontinuos de la secuencia.

Resultados Paleomagnéticos.

El estudio paleomagnético de esta secuencia se basó en la medición de 52 muestras. Las mediciones se llevaron a cabo en el magnetómetro de giro del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica y un grupo de mediciones fueron verificadas en los magnetómetros de giro de las universidades de Buenos Aires y de Munster. La totalidad de las muestras fueron sometidas a desmagnetización a pasos, que en algunos casos se llevo a cabo por campos alternos, y en otros por calentamiento. El comportamiento de las muestras durante la desmagnetización por campos alternos, reveló que los portadores principales de la magnetización son minerales de baja coersitividad, probablemente de la serie de la titanomagnetita, con un grupo subordinado de minerales de alta coersitividad (Fig 3.16). Por otra parte, la construcción de los diagramas de composición vectorial (Figs 3.17 y 3.18) permitió reconocer una alta estabilidad magnética, manifestada por el comportamiento rectilíneo, hacia el origen, de las curvas de desmagnetización.

Los resultados paleomagnéticos de la totalidad de las muestras útiles se resumen en la tabla 3.3. y se presentan en forma gráfica en en la Fig. 3.19. Los datos estan en coordenadas de campo (sin corrección estructural). Sin esta corrección estructural, los sitios de los dos flancos de la estructura sinclinal presentan, en conjunto, un buen agrupamiento, con inclinaciones al noroeste e inclinaciones positivas. La prueba

SITIO	n/r	DECLINACION/INCLINACION MEDIAS	K	α_{95}	TRATAMIENTO
IX	8/0	316/40	9	19	300-500 OE
X	12/0	320.3/41.4	23	9	300-500 OE
XI	14/0	300.7/32.7	9	13	200°C
XII	5/1	320/39.4	57	12	300 OE
XIII	7/1	321.9/31.2	15	17	300 OE
XV	6/0	316.5/44.4	154	5	300 OE
MEDIA		315.8/38.4	101	6	

TABLA 3.3 Resultados paleomagnéticos para la Formación Los Arcos (Olinalá). n y r expresan respectivamente el número total de muestras y el número de muestras rechazadas. K y α_{95} corresponden respectivamente a los parámetros estadísticos que expresan la precisión y la dispersión.

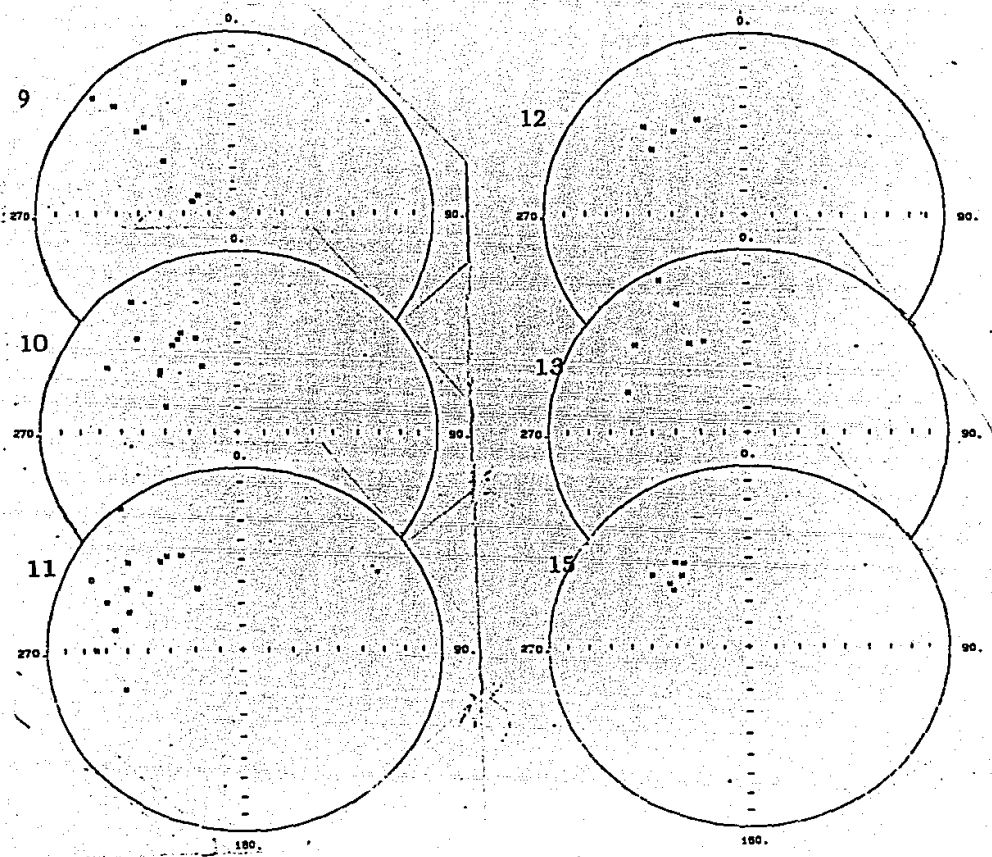


Fig 3.19 Direcciones de magnetización obtenidas para la Formación Los Arcos después del lavado magnético. Las direcciones se presentan en coordenadas de campo (sin corrección estructural). La representación estereográfica es de acuerdo a la plantilla de Schmidt (igual área). Los asteriscos representan inclinaciones positivas y los círculos inclinaciones negativas. Los números de la parte superior izquierda de los estereodigramas indican el sitio de muestreo al que corresponden.

del pliegue, aplicada con las direcciones de ambos flancos, dió resultados negativos, ya que durante la corrección estructural se produjo una mayor dispersión de los vectores de magnetización. Los valores de K y c 95 cambiaron respectivamente de 8 a 18 y de 6 a 9. Estos resultados indican claramente una remagnetización posterior al plegamiento. La edad de la remagnetización no se puede precisar, pero la declinación y la inclinación medias son cercanas a las esperadas para el Cretácico con respecto a Norteamérica, lo que sugiere que este evento se pudo desarrollar en en aquel período. El proceso al que se puede atribuir la remagnetización no puede ser térmico, ya que no existen evidencias petrológicas de un proceso metamórfico de esta naturaleza. Es mas probable que la remagnetización haya sido producida por alteraciones químicas.

Las remagnetizaciones generales en unidades calcáreas, para las que los principales portadores son de la serie de las titanomagnetitas, han sido observadas en el registro paleozoico de los Apalaches del Norte (Scotese et al., 1982) y , en relación a ellos, se han formulado hipótesis en las que se atribuye la remagnetización al crecimiento autigénico de la magnetita (McCabe et al., 1983), o bien a un comportamiento termoviscoso de los portadores, al ser sometidos a temperaturas intermedias durante periodos prolongados (Kent, 1985). El primer caso es mas factible para explicar la remagnetización de la Formación Los Arcos, considerando que la permeabilidad primaria del miembro calcareo puede favorecer el crecimiento autigénico de las magnetitas; por otra parte, no existen residuos de componentes en la magnetización, que sugieran la acción de un proceso como el del

segundo caso.

En un estudio paleomagnético anterior, desarrollado por Urrutia-Fucugauchi y Morán Zenteno (1985), se obtuvieron vectores de magnetización para esta secuencia con una dirección media de 160° de declinación y $.06^{\circ}$ de inclinación, sin embargo, estas direcciones pertenecen a un solo flanco y no hubo oportunidad de determinar su relación temporal con el plegamiento.

II.4 PALEOMAGNETISMO DE FORMACION YUCUNUTI EL AREA DE TEZOATLAN, OAXACA.

Marco geológico.

El estudio paleomagnético del Jurásico Medio en el área de Tezoatlán, Oaxaca, se enfocó hacia la parte alta del Grupo Tecocoyunca, en donde se cuenta con cuerpos calcáreos con características físicas apropiadas para la obtención de muestras y se tenían buenas expectativas en cuanto a la estabilidad magnética. En un estudio anterior desarrollado por Boehnel (1985) en el área de San Juan Diquiyú, para la parte inferior del Grupo Tecocoyunca, formada esencialmente por cuerpos detríticos, se tuvieron comportamientos inestables en la mayor parte de las muestras.

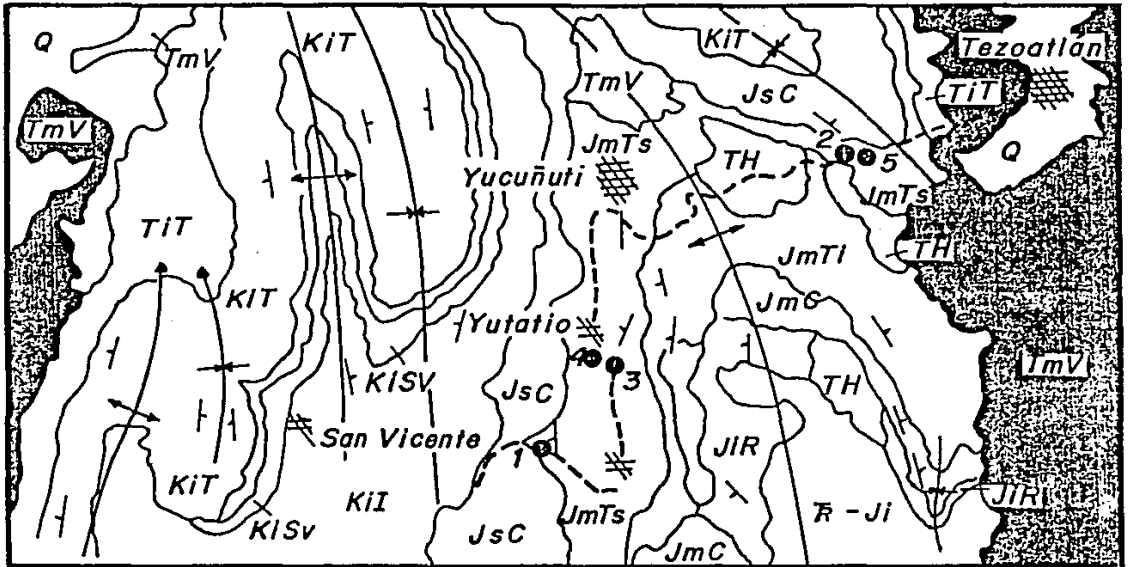
En el área de estudio se tiene una secuencia jurásica de aproximadamente 800 metros de espesor, con fuertes variaciones laterales y constituida por la Formación Rosario, atribuida al Toarciano (Erben, 1956a); el Conglomerado Cualac del Aaleniano-Bajociano (Erben, 1956) y las Formaciones Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucunuti que cubren el intervalo Bajociano Medio-Calloviano Inferior (Burkhardt, 1927; Erben, 1956b). Sobre de la secuencia anterior descansa la Caliza con *Cidaris* del Oxfordiano (Erben, 1956b) y, a su vez, esta unidad subyace a un cuerpo sedimentario inominado que alcanza hasta el Hauteriviano (Gonzalez y Comas, 1980; Ferrusquía-Villafranca y Comas, 1987; Gonzalez-Torres, 1987). Toda la secuencia anterior constituye, aparentemente, un paquete continuo, detrítico hacia la base y

II.4 PALEOMAGNETISMO DE FORMACION YUCUNUTI EL AREA DE TEZOATLAN, OAXACA.

Marco geológico.

El estudio paleomagnético del Jurásico Medio en el área de Tezoatlán, Oaxaca, se enfocó hacia la parte alta del Grupo Tecocoyunca, en donde se cuenta con cuerpos calcáreos con características físicas apropiadas para la obtención de muestras y se tenían buenas expectativas en cuanto a la estabilidad magnética. En un estudio anterior desarrollado por Boehnel (1985) en el área de San Juan Diquiyú, para la parte inferior del Grupo Tecocoyunca, formada esencialmente por cuerpos detríticos, se tuvieron comportamientos inestables en la mayor parte de las muestras.

En el área de estudio se tiene una secuencia jurásica de aproximadamente 800 metros de espesor, con fuertes variaciones laterales y constituida por la Formación Rosario, atribuida al Toarciano (Erben, 1956a); el Conglomerado Cualac del Aaleniano-Bajociano (Erben, 1956) y las Formaciones Zorrillo, Taberna, Simón, Otatera y Yucunuti que cubren el intervalo Bajociano Medio-Calloviano Inferior (Burkhardt, 1927; Erben, 1956b). Sobre de la secuencia anterior descansa la Caliza con *Cidaris* del Oxfordiano (Erben, 1956b) y, a su vez, esta unidad subyace a un cuerpo sedimentario inominado que alcanza hasta el Hauteriviano (Gonzalez y Comas, 1980; Ferrusquía-Villafranca y Comas, 1987; Gonzalez-Torres, 1987). Toda la secuencia anterior constituye, aparentemente, un paquete continuo, detrítico hacia la base y



LEYENDA

- Q Depósitos del Cuaternario
- TmV Volcánico indiferenciado del Oligoceno-Mioceno
- TmII Cuerpos hipabisales del Terciario
- TIT Conglomerado Tamazulapan
- KIT Caliza Tepascalula
- KIZ Unidad detrítica del Cretácico Inferior
- KISV Formación San Vicente
- KII Unidad inominada del Neoceno
- JsC Caliza con *Cidaris*
- JmTs Formaciones Oaxaca y Yucunuti indiferenciadas
- JmTI Formaciones Zorrillo, Taberna y Simón indiferenciadas
- JmC Conglomerado Cualac
- JIR Formación Rosario
- R-JI Unidad volcánica del Terciario-Jurásico Inferior (?)

- Contacto geológico
- Pliegue anticlinal
- Pliegue sinclinal
- Sitio de muestreo paleomagnético
- Falla normal
- Falla de cobalgadura

Fig 3.20 Mapa geológico del área de Tezoatlán, Oaxaca, con los sitios de muestreo paleomagnético (Cartografía geológica por E.Gonzalez Torres y D.J. Morán).

calcáreo y calcareoarcilloso hacia la cima.

La parte inferior del llamado Grupo Tecocoyunca, constituida por las Formaciones Zorrillo y Simón, está compuesta esencialmente por capas de areniscas y limolitas con una abundante flora fósil (Wiland, 1911). Las areniscas, de acuerdo al análisis petrográfico de Gonzalez-Torres (1987), corresponden en su mayor parte a litarenitas y areniscas de cuarzo inmaduras. La Formación Taberna está formada por lutitas, lutitas calcáreas y calizas, con abundantes concreciones calcareohematíticas y fósiles de amonitas y pelecípodos (Burckhardt, 1927; Erben, 1956b; Ochoterena, 1966).

La parte alta del llamado Grupo Tecocoyunca incluye, de acuerdo a la división de Erben (1956b), a las Formaciones Otatera y Yucunuti, que presentan, además de capas detríticas de arenisca y limolita, numerosas intercalaciones de coquina, calizas limolíticas y arenosas, así como calizas micríticas. La fauna más significativa de amonitas de esta secuencia proviene de la Formación Yucunuti (Erben, 1956b). La fauna incluye en esta localidad géneros como Reineckeia, Peltoceras y Xenocephalites. Estos géneros y varias de sus especies habían sido identificadas por Burckhardt (1927) en el área de Cualac, Guerrero. La identificación y alcance de los amonitas de la Formación Yucunuti en esta última área, han sido revisados y modificados por Westerman y sus colaboradores (1984), quienes establecieron para la Formación Yucunuti, en aquella área, un alcance entre el Batoniano Superior y el Calloviano Inferior.

La secuencia del Jurásico Medio en esta área se encuentra conformando un anticlinal amplio, con rumbo axial al norte-

noroeste y un ligero buzamiento al noroeste (Fig 3.20). Hacia el área de Diquiyú, el anticlinal esta abierto en un cuerpo volcánico que subyace a la Formación Rosario. Hacia el suroeste, la Formación Rosario descansa en discordancia sobre esquistos del Complejo Acatlán (Gonzalez-Torres, 1987).

La totalidad de las muestras provienen de la parte superior del Grupo Tecocoyunca, específicamente del intervalo considerado por Erben (1956b) como Formación Yucunuti. Los sitios que proporcionaron muestras útiles pertenecen a ambos flancos de la estructura anticlinal (Fig 3.20) y se encuentran estratigráficamente arriba del intervalo rico en amonitas.

El sitio 1, ubicado en el flanco occidental de la estructura, corresponde a muestras extraídas de un intervalo de micritas de aproximadamente 20 metros de espesor. Las muestras de los sitios 2 y 5, ubicados en el flanco oriental de la estructura, fueron tomadas de un cuerpo de aproximadamente 15 metros de micritas arenolimosas. Los sitios 3 y 4 corresponden a muestras de micrita arenosa, ubicados estratigráficamente debajo del sitio 1. El reconocimiento de efectos de alteración hidrotermal y por intemperismo en las muestras, así como las direcciones dispersas observadas, obligaron a deshechar estos dos últimos sitios.

Resultados Paleomagnéticos.

El estudio paleomagnético en la Formación Yucunuti se basó en la medición de 52 muestras provenientes de cinco sitios (Fig 3.20). Las muestras fueron medidas principalmente en el magnetómetro de giro del Laboratorio de Paleomagnetismo del

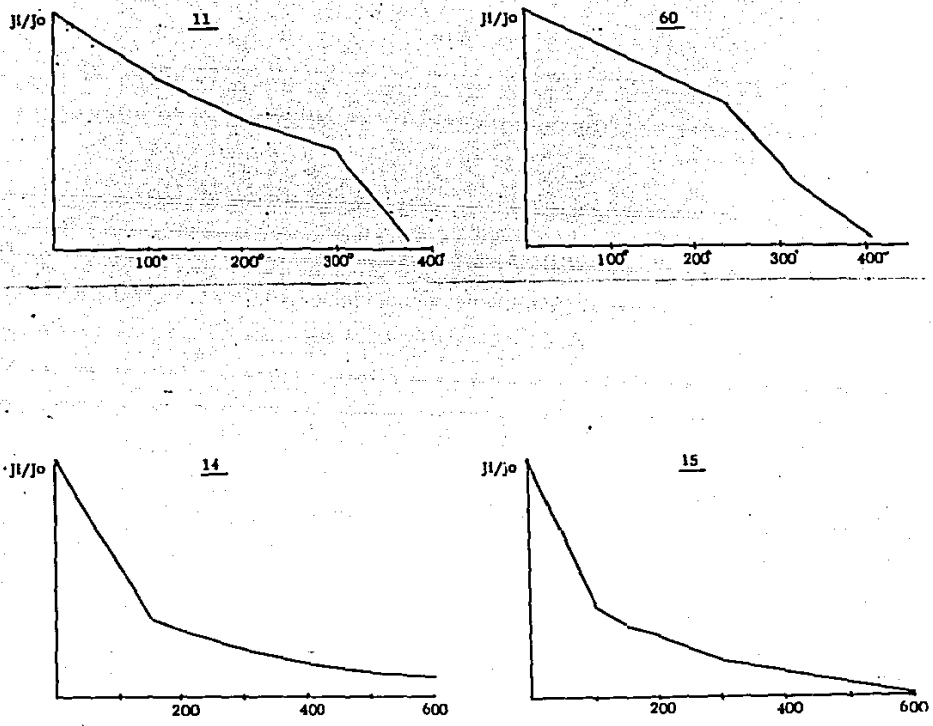


Fig 3.21 Gráficas de intensidad normalizada que ilustran el comportamiento de la magnetización durante la desmagnetización térmica (muestras 11 y 60) y por campos magnéticos alternos (muestras 14 y 15). El eje de las abscisas en las graficas inferiores representa los valores del campo aplicado en oersteds.

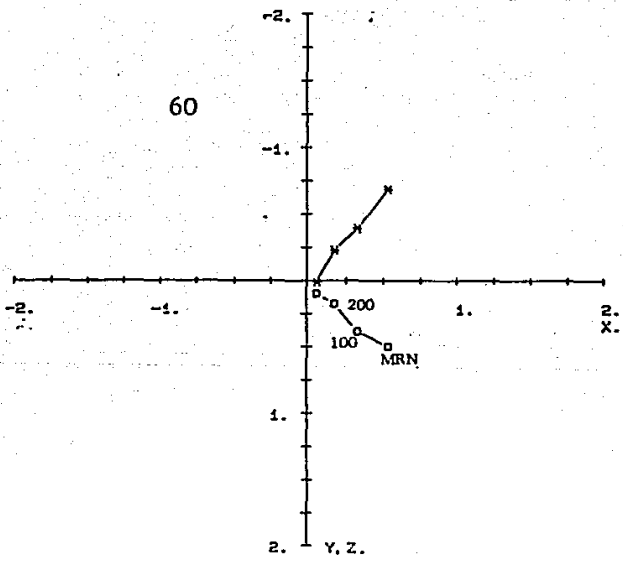
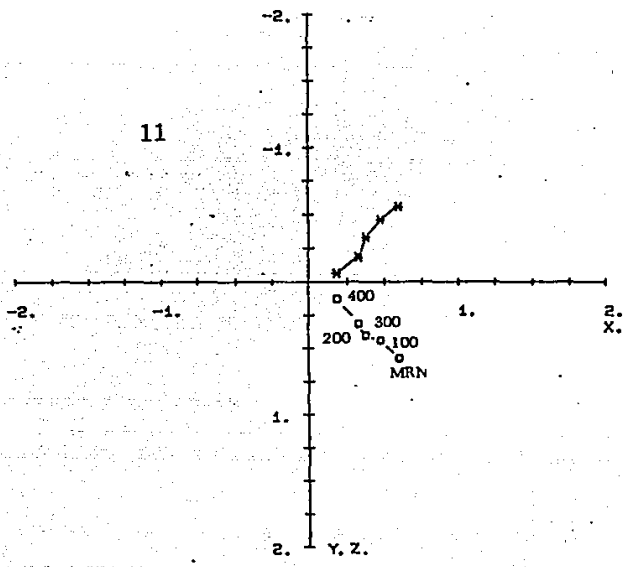


Fig 3.22 Diagramas de composición vectorial que muestran el comportamiento típico de los vectores de magnetización durante el tratamiento térmico a pasos. Los ejemplos corresponden a las muestras 11 y 60. X, Y y Z representan respectivamente el norte, este y abajo.

521

SITIO	n/r	DECLINACION/INCLINACION MEDIAS	K	α 95	TRATAMIENTO
I	8/2	332.4/44.7	82.1	7	300°C
II	9/1	328.6/25.6	15.6	14	300°C
V	15/3	327.5/34.2	16.3	11	320°C
MEDIA	3	328.6/34.8	15	11	

TABLA 3.4 Resultados paleomagnéticos para la parte alta del Grupo Tecocoyunca (Formación Yucuñuti). Las medias de los sitios III y IV no fueron incluidas porque estos sitios tienen una fuerte dispersión interna y las muestras presentan efectos de alteración química.

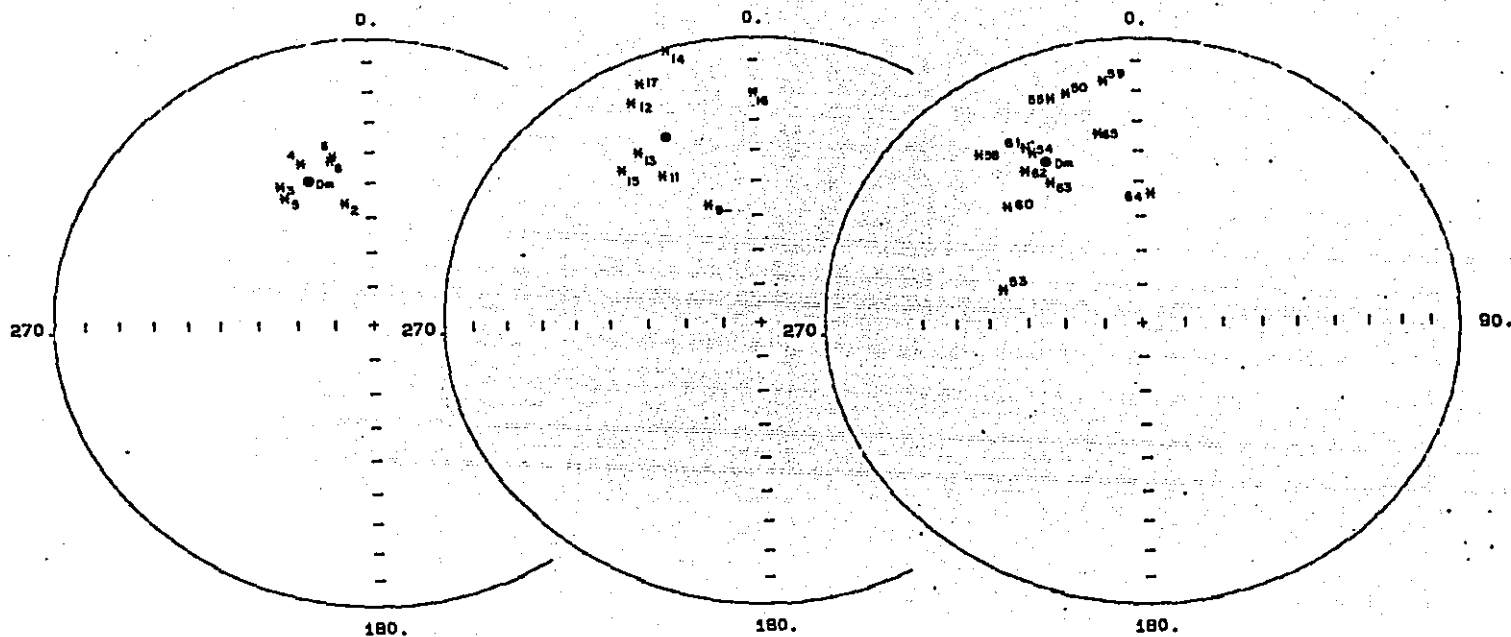


Fig 3.23 Estereodigramas que muestran las direcciones de magnetización obtenidas en los sitios 1, 2 y 5 de la Formación Yucunuti. Los asteriscos indican que las inclinaciones son positivas. Los círculos rellenos indican las direcciones medias para cada sitio. La representación es de acuerdo a la plantilla de Schmidt y las direcciones se presentan referidas a la paleohorizontal (con corrección estructural).

126

126

Instituto de Geofísica de la UNAM. Un grupo de muestras pertenecientes al sitio 5 fueron medidas y desmagnetizadas por H. Boehnel en el magnetómetro de giro de la Universidad de Munster. Las restantes muestras fueron medidas y procesadas por D.J. Morán y E. Gonzalez-Torres. La totalidad de las muestras fueron desmagnetizadas a pasos, utilizando principalmente el método de la desmagnetización térmica, con algunas muestras desmagnetizadas por campos magnéticos alternos. Las gráficas de intensidad normalizada para los dos tipos de desmagnetización (Fig 3.21) indican, por una parte la presencia de minerales de baja coersitividad, y por otra temperaturas de bloqueo relativamente bajas para dichos minerales.

Las direcciones medias de los sitios, después del lavado magnético, se resumen en la tabla 3.4. Los datos están referidos a la paleohorizontal (con corrección estructural). Las direcciones muestran un buen agrupamiento dentro de los sitios y presentan declinaciones hacia el noroeste con declinaciones que varían entre 25 y 44 (Fig. 3.22)

La prueba del pliegue, aplicada a las direcciones obtenidas en ambos flancos, dió resultados positivos, ya que con la corrección estructural los parámetros K y c 95 variaron respectivamente de 22 a 13 y de 6 a 9. Esto indica que la magnetización es anterior a la deformación y que muy probablemente se trata de una magnetización primaria. Los diagramas de composición vectorial (Fig.3.23) no muestran la remoción de otras componentes importantes. A pesar de lo anterior la declinación media para esta unidad no coincide con la esperada con respecto a Norteamérica (tabla 4.1), lo que indica

Instituto de Geofísica de la UNAM. Un grupo de muestras pertenecientes al sitio 5 fueron medidas y desmagnetizadas por H. Boehnel en el magnetómetro de giro de la Universidad de Munster. Las restantes muestras fueron medidas y procesadas por D.J. Morán y E. Gonzalez-Torres. La totalidad de las muestras fueron desmagnetizadas a pasos, utilizando principalmente el método de la desmagnetización térmica, con algunas muestras desmagnetizadas por campos magnéticos alternos. Las gráficas de intensidad normalizada para los dos tipos de desmagnetización (Fig 3.21) indican, por una parte la presencia de minerales de baja coersitividad, y por otra temperaturas de bloqueo relativamente bajas para dichos minerales.

Las direcciones medias de los sitios, después del lavado magnético, se resumen en la tabla 3.4. Los datos estan referidos a la paleohorizontal (con corrección estructural). Las direcciones muestran un buen agrupamiento dentro de los sitios y presentan declinaciones hacia el noroeste con declinaciones que varían entre 25 y 44 (Fig. 3.22)

La prueba del pliegue, aplicada a las direcciones obtenidas en ambos flancos, dió resultados positivos, ya que con la corrección estructural los parámetros K y c 95 variaron respectivamente de 22 a 13 y de 6 a 9. Esto indica que la magnetización es anterior a la deformación y que muy probablemente se trata de una magnetización primaria. Los diagramas de composición vectorial (Fig.3.23) no muestran la remoción de otras componentes importantes. A pesar de lo anterior la declinación media para esta unidad no coincide con la esperada con respecto a Norteamérica (tabla 4.1), lo que indica

que esta secuencia, o el terreno que la contiene, sufrieron una rotación en el sentido contrario a las manecillas del reloj. La inclinación media, mas elevada que la esperada con respecto a Norteamérica, indica translaciones latitudinales significativas.

III.5 PALEOMAGNETISMO SE LA CALIZA CON CIDARIS, AREA DE TLAXIACO, OAXACA.

Marco Geológico.

Las muestras estudiadas de la Caliza con Cidaris fueron extraídas de los afloramientos ubicados en la Loma Titana, la cual se localiza inmediatamente al oeste de Tlaxiaco. La secuencia oxfordiana de esta localidad, denominada por Erben (1956b) Caliza con Cidaris ha sido reconocida y descrita por Felix y Lenk (1899), Burckhardt (1930), Flores (1909), Erben (1956b) y Carrasco (1981). Estos autores han obtenido una abundante fauna fósil que incluye invertebrados de los Phyla Mollusca, Brachiopoda y Equinodermata. Adicionalmente, Buitrón llevó a cabo una revisión de los equinoides de la misma Loma Titana y determinó especies del genero Cidaris correspondientes principalmente al Oxfordiano, aunque la autora señala que probablemente la secuencia alcance la parte alta del Calloviano y la base del Kimeridgiano. Dentro de la fauna reportada para esta unidad se encuentra, los molluscos Lima (Plagiostoma) sp. y Gryphaea mexicana Felix, así como el braquiopodo Parathyridina mexicana, que en conjunto indican una edad oxfordiana (Carrasco, 1981).

La Caliza con Cidaris está constituida en esta localidad por una secuencia de aproximadamente 250 metros de espesor de biomicrita arcillosa y biointramicrita con intercalaciones de coquinas de bivalvos en la base y en la parte media de la secuencia (Carrasco, 1981). La parte superior de la secuencia

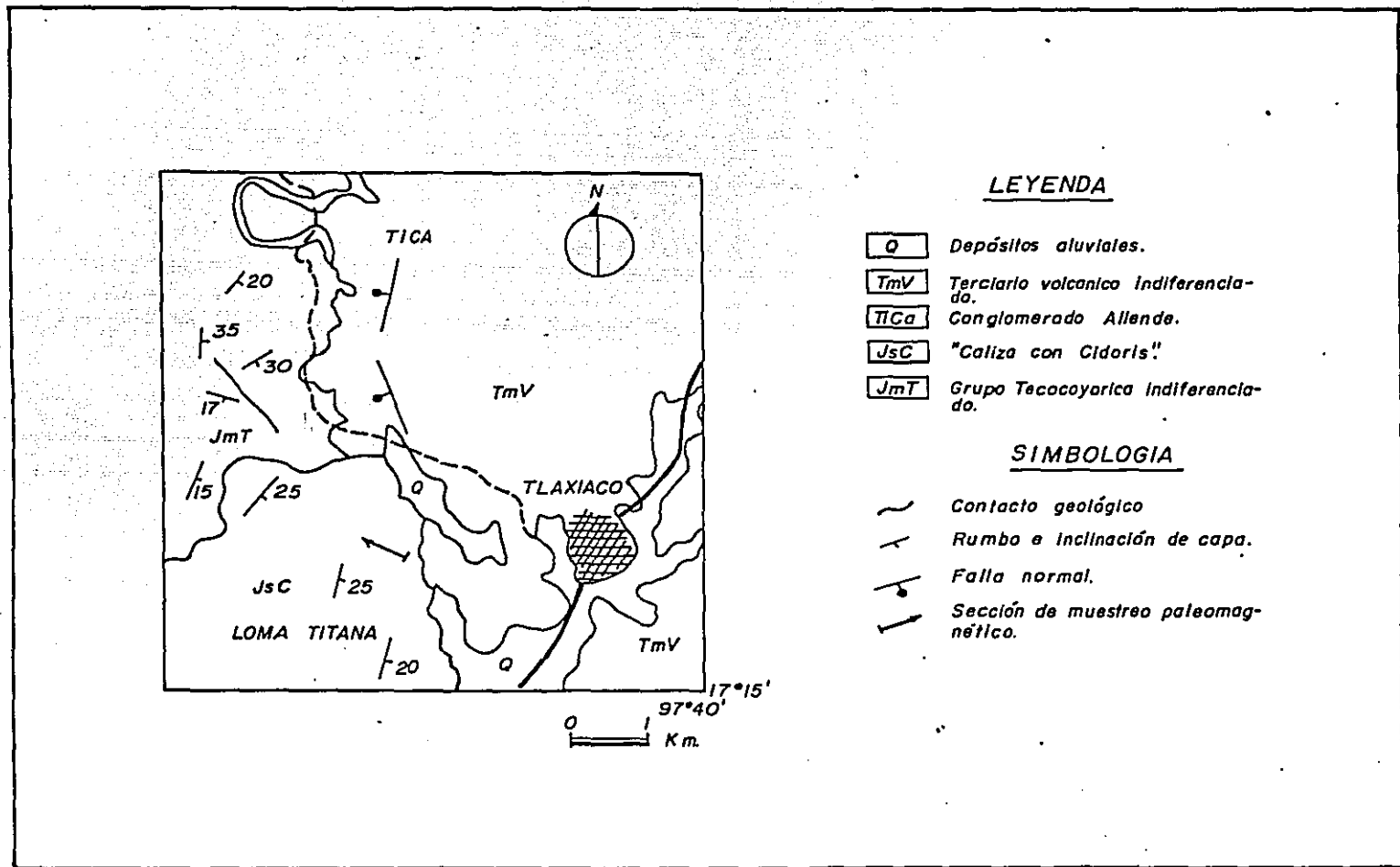


Fig 3.24 Mapa geológico del área de Tlaxiaco que muestra la sección a lo largo de la cual se tomaron las muestras paleomagnéticas (Cartografía geológica de D.J. Morán. La porción norte está tomada de Carrasco, 1981).

esta formada por bancos de caliza de color gris con espesores de 30 centímetros a 1 metro (Erben, 1956b). Este miembro contiene pequeños lentes de pedernal y está constituido esencialmente por biomicrita y biomicrita arenosa con algunas capas oolíticas. De este miembro fueron extraídas la totalidad de las muestras paleomagnéticas, a lo largo de una sección de casi 100 metros de espesor.

La Caliza con Cidaris descansa, según Erben (1956b), sobre la Formación Yucuñuti mediante un contacto concordante y transicional, sin embargo, Carrasco (1981) observó una relación de discordancia erosional con la citada formación, al norte de la Loma Titana. Este mismo autor llegó a reconocer que, lateralmente, la Caliza con Cidaris llega a cubrir directamente a la secuencia indiferenciada de las Formaciones Zorrillo y Taberna.

Estructuralmente, la Caliza con Cidaris está, en esta área, formando parte de un monoclinal con rumbos de capa al norte-noreste e inclinaciones al este-sureste con valores entre 15 y 25 (Fig 3.24). Este monoclinal forma en realidad el flanco de una estructura regional abierta que consiste en un anticlinal con un extenso afloramiento del Complejo Acatlán en su núcleo.

Resultados paleomagnéticos.

Como ya se indicó, las muestras colectadas para la Caliza con Cidaris proceden de una sección continua cercana a los 100 metros de espesor. El criterio para agrupar las muestras en sitios fue el de su homogeneidad interna en cuanto a los valores de rumbo y echado. Se midieron un total 92 muestras, con pruebas de desmagnetización a pasos en 20 de ellas y un lavado magnético

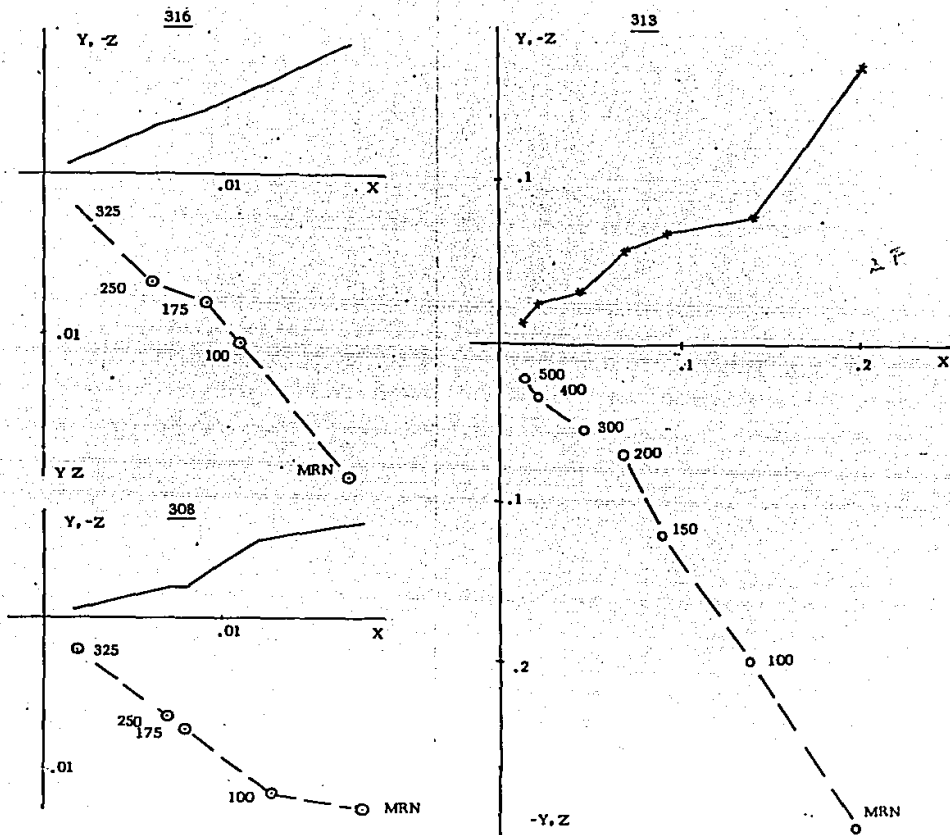


Fig 3.25 Diagramas de composición vectorial que ilustran el comportamiento de las direcciones de magnetización durante los tratamientos por temperatura y por campos magnéticos alternos. Los ejemplos que se muestran corresponden a la desmagnetización térmica de las muestras 316 y 308 y a la desmagnetización por campos magnéticos alternos en la muestra 313.

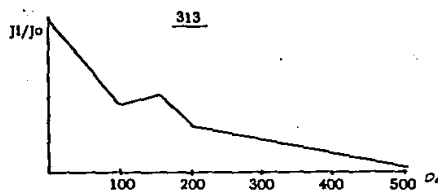
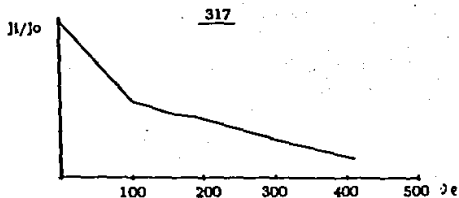
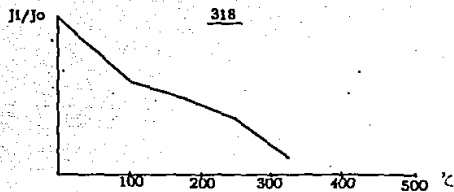
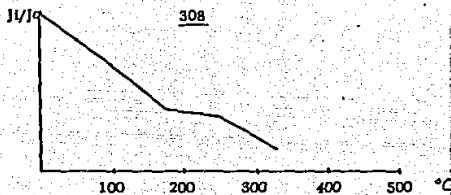


Fig. 26³ Gráficas de intensidad normalizada (J_i/J_0) que muestran el comportamiento de algunas muestras de la Caliza con Cidarís durante la desmagnetización térmica (muestras 308 y 318) y la desmagnetización por campos magnéticos alternos (muestras 317 y 313). Los valores del eje de las abscisas en las gráficas inferiores están expresados en oersteds.

en las restantes 72.

Las pruebas de desmagnetización térmica y de campos alternos revelaron un comportamiento estable con remoción de pequeñas componentes a los 100 (Fig 3.25). Por otra parte los cambios de la intensidad durante dichas pruebas indicaron la presencia de minerales de baja coersitividad, como los de la serie de la titanomagnetita, con temperaturas relativamente bajas de bloqueo, lo que sugiere la presencia de miembros intermedios de dicha serie (Fig.3.26).

Las direcciones medias para los diferentes sitios, así como los parámetros estadísticos se resumen en la tabla 3.5 y la mayor parte de las direcciones se representan graficamente en los diagramas de la Fig 3.27. Los mayoría de los sitios presentan buenos agrupamientos, excepto los sitios 5 y 8 que mostraron valores de c_{95} superiores a 20 y, por tanto, no fueron incluidos en el cálculo de la dirección media para la unidad. Las direcciones medias de los sitios útiles se encuentran cercanas al norte y las inclinaciones oscilan entre 32 y 41. Una de las muestras dió polaridad inversa (muestra 322) y probablemente revele un evento de cambio de polaridad.

La estabilidad de la magnetización y la ausencia de otras componentes significativas, además de la fuerte similitud de los valores en la inclinación de magnetización con otras unidades jurásicas (Formaciones Yucunuti y Tecamazuchil)(Presente estudio, Boehnel, 1985, Urrutia-Fucugauchi, en preparación), sugieren que el magnetismo remanente de la Caliza con Cidaritis puede ser primario.

SITIO	n/r	DECLINACION/INCLINACION MEDIAS	K	α 95	TRATAMIENTO
I	11/1	359.5/41.7	39.2	8	200°C y 300-500 OE
II	8/0	13.6/40.7	109.2	5	200°C y 400-500 OE
III	11/2	16.3/34.4	24.6	10	200 - 325°C
IV	13/9	30.5/37.6	16.7	13	175°C
V	13/1	47.9/36.9	3.9	25	200°C
VI	13/0	8.4/39.5	14.6	11	200°C
VII	12/2	8.3/32.9	25.6	9	200°C- 400 OE
VIII	11/0	3.3/40.8	1.6	55	200°C
MEDIA	2/1	12.8/38.1	83.4	7	

135

TABLA 3.5 Resultados paleomagnéticos correspondientes a la "Caliza con Cidarid". La media se calculó sin tomar en cuenta los sitios V y VIII que presentan dispersiones muy elevadas. Los datos están referidos a la horizontal.

127

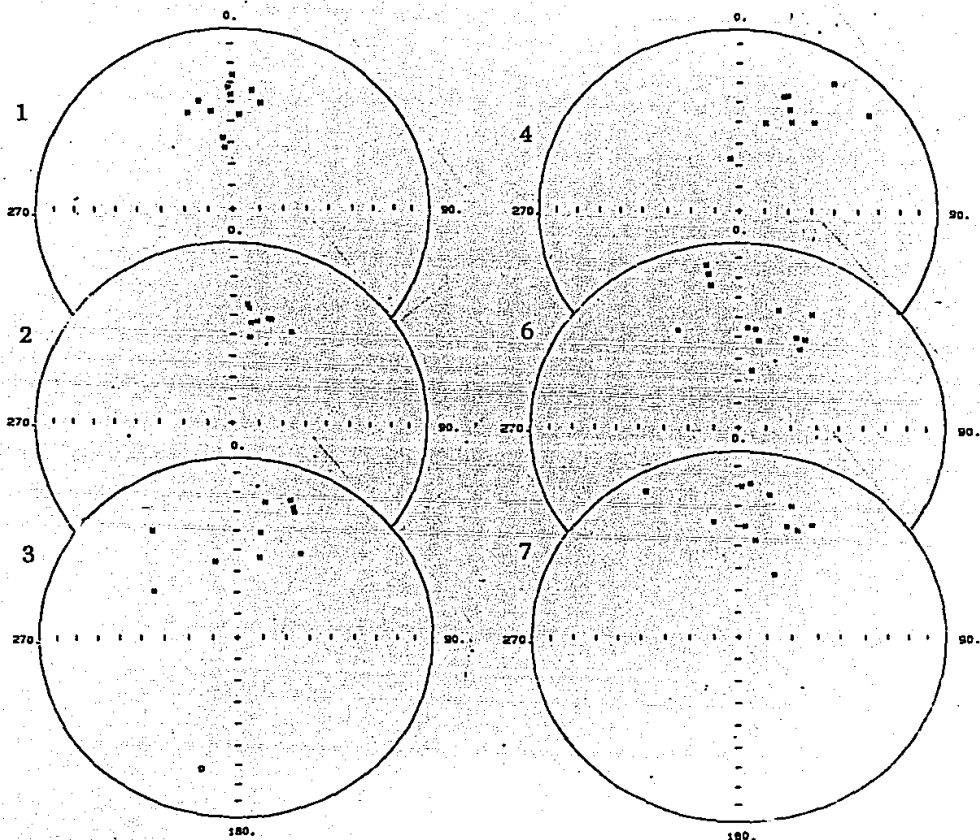


Fig 3.27 Estereodiagramas que muestran las direcciones de magnetización obtenidas en seis de los sitios de muestreo en la Caliza con Cidaris. El número superior izquierdo indica el sitio. La representación corresponde a la plantilla de Schmidt (igual área)

IV. INTERPRETACION Y DISCUSION SOBRE LA INFORMACION PALEOMAGNETICA PRESENTADA

IV.1 ESTADO GENERAL DEL REGISTRO PALEOMAGNETICO

Los resultados paleomagnéticos presentados en el capítulo anterior integran un patrón complejo para las unidades y estructuras del Terreno Mixteco. En la tabla 4.1 se resumen los datos de las direcciones medias y los parámetros estadísticos para cada unidad estudiada y en ella se integran los resultados paleomagnéticos del Cretácico para el mismo terreno, publicados previamente por otros autores. Los valores de R Y F expresan respectivamente la diferencia entra la declinación y la inclinación medias observadas y las esperadas con respecto a Norteamérica. ΔR y ΔF , por otra parte son los valores de los errores estadísticos que resultan de considerar el c 95 de la dirección observada y c 95 de la dirección esperada con respecto a Norteamérica (Beck, 1976; Demarest, 1983). Cuando los valores de ΔR y ΔF son superiores a las diferencias de declinación e inclinación observadas y esperadas (R y F), entonces las posibles rotaciones o translaciones tectónicas de un terreno no quedan documentadas, ya que dichas diferencias son inferiores a los errores estadísticos. Los datos de las posiciones polares de Norteamérica para el cálculo de las direcciones esperadas cooresponden, para el caso del Jurasico, a los propuestos por May y Butler (1986), mientras que los polos del Cretácico son de Irving e Irving (1982).

Los datos paleomagnéticos correspondientes a las unidades del Paleozoico presentan el efecto de rotaciones locales,

UNIDAD	EDAD	LOCALIZACION	SITIOS/ MUESTRA	DEC/INC OBSERVADAS	K <95	DEC/INC ESPERADAS	R ± ΔR	F ± ΔF	REFERENCIA
Complejo Acatlán	Cámbrico Devónico	N18°13', W98°05'	11/87						REGISTRO PERTURBADO Presente Estudio
Tronco de Totoltepec	Paleozoico(?) Triásico (?)	N18°15', W97°50'	4/23						REGISTRO PERTURBADO Presente Estudio
Formación Matzitzti	Pensilvánico	N18°10', W97°30'	10/81						REMAGNETIZADA Presente Estudio
Formación Los Arcos (Olinalá)	Pensilvánico Pérmico	N17°52', W98°43'	6/51	315.8/38.4	101	6	REMAGNETIZADA		Presente Estudio
Formación Tecamazuchil	Batoniano(?) Calloviano(?)	N18°05', W79°59'	1/25	179/-36.8	5	345/-11	14±12	-48±15	Boehnel, 1985
Formación Tecamazuchil	Batoniano(?) Calloviano(?)	N18°05', W97°59'	4/144	5.9/33.6	6	345/-11	20±11	-44±16	Urrutia-Fucugauchi, 1987
Formación Yucuañuti	Calloviano	N17°40', W97°50'	3/32	328.6/34.8	66	15	345/-12	16±17	-47±18 Presente Estudio
"Caliza con Cidaris"	Oxfordiano	N17°15', W97°44'	6/92	12.8/38.1	83	7	340/-3	33±12	-41±15 Presente Estudio
Formación Morelos	Albiano Cenomaniano	N18°05', W97°59'	1/27	345.2/39.9	82	3	333/40	12±12	0.1±14 Boehnel, 1985
Formación Morelos	Albiano Cenomaniano	N17°30', W99°30'	3/35	332.7/46.8		4	334/40	-1±13	-7±13 Urrutia-Fucugauchi, 1985
Formación Morelos	Albiano Cenomaniano	N17°30', W99°30'	3/60	340.1/36.9	229	16	334/40	6±19	3±19 Trevino-Rodríguez, 1986

TABLA 4.1 Resumen de los datos paleomagnéticos premesozoicos correspondientes al Terreno Mixteco. Las direcciones esperadas del Jurásico están referidas a los polos de May y Butler (1986) y las del Cretácico a el polo de Irving e Irving (1982). Las relaciones de R y F con ΔR y ΔF expresan la divergencia real entre las direcciones observadas y las esperadas con respecto a los polos de referencia.

123

rotaciones aparentes y episodios de remagnetización que impiden definir con objetividad las direcciones de magnetización primaria. Dichas perturbaciones del registro paleomagnético se manifiestan, para el caso del Complejo Acatlán y la Formación Matzitzi, en una fuerte dispersión de las direcciones entre los diferentes sitios. El Complejo Acatlán presenta adicionalmente altas dispersiones dentro de varios sitios. El patrón de distribución de las direcciones medias de los diferentes sitios del Complejo Acatlán sugiere, como ya se discutió, el desarrollo de pliegues anticlinales y sinclinales con direcciones axiales cercanas al norte y con probables inclinaciones de bloques por fallamiento normal.

Las pruebas del conglomerado y del pliegue, aplicadas respectivamente a las Formaciones Matzitzi y Los Arcos (Olinalá), para discernir entre el carácter primario o secundario de la magnetización, dió en ambos casos resultados negativos, lo que indica una remagnetización general en dichas secuencias. Solo en el caso de la Formación Los Arcos se ha podido observar en investigaciones anteriores (Urrutia Fucugauchi y Morán Zenteno, 1985) un grupo de direcciones de magnetización, con estabilidad magnética en pruebas piloto, que podrían corresponder a una dirección primaria, aunque no existen elementos decisivos para confirmar esta interpretación. La remagnetizaciones generales que afectaron a las Formaciones Matzitzi y Los Arcos no pueden ser atribuidas a fenómenos tectonotérmicos, ya que no se han documentado indicios mineralógicos ni texturales de ello, y es mas probable que en ambos casos, como ya se discutió, la

remagnetización haya sido de carácter químico.

Los altos valores de las inclinaciones en los sitios mejor agrupados de la Formación Matzitzi y la homogeneidad en el carácter negativo de estas (Fig 3.13) es una característica importante que hace suponer que la remagnetización, en dichos sitios, pudo haber ocurrido como resultado de un episodio único y relativamente breve. Las pruebas del pliegue aplicadas a las direcciones no dieron resultados concluyentes, por lo que no se puede documentar la edad relativa de la remagnetización en relación al plegamiento. Si las altas inclinaciones observadas en la Formación Matzitzi corresponden a una remagnetización anterior al plegamiento, estas sugerirían una paleolatitud elevada para el Terreno Mixteco, para el tiempo de dicha remagnetización. En tal caso la dispersión entre los sitios habría sido producida por una rotación aparente, al no considerar en la corrección estructural la interferencia por plegamiento.

Existen resultados paleomagnéticos de las unidades paleozoicas del área de Nochixtlán con direcciones que aparentemente son cercanas a las esperadas para Norteamérica (Gose y Sanchez Barreda, 1981; McCabe et al., 1984). Estas direcciones han sido obtenidas, respectivamente, de las Formaciones Yododene y Tinu, pero en ellas no ha sido posible realizar pruebas para determinar las relaciones temporales de la magnetización con en el depósito y el plegamiento y es posible que existan remagnetizaciones y efectos de perturbaciones tectónicas. Esta última interpretación es apoyada por la concordancia de las direcciones observadas para las diferentes unidades, lo cual no es congruente con sus distintas posiciones estratigráficas.

Para el caso de las rocas jurásicas estudiadas durante la presente investigación, se obtuvieron resultados paleomagnéticos que indican muy probablemente una magnetización primaria, asociada a procesos postdepositacionales. La prueba del pliegue aplicada a las direcciones obtenidas de la Formación Yucunuti dió resultados positivos, adicionalmente, el agrupamiento interno de las direcciones para las unidades estudiadas, así como la similitud en los valores de las inclinaciones medias y la estabilidad magnética de la mayor parte de las muestras, refuerzan la idea de una magnetización primaria.

El origen del magnetismo remanente en calizas no ha sido, hasta la fecha, claramente comprendido (Lowrie y Heller, 1982). La idea de que dicha magnetización se haya originado por el acomodamiento preferencial de las partículas magnéticas se ve debilitada por el hecho de que los procesos tales como la bioturbación, la removilización por oleaje y la compactación pueden modificar la disposición original de las partículas. En 1957 Irving sugirió la posibilidad de que el magnetismo remanente en rocas sedimentarias fuera de carácter postdeposicional, producido por la agitación browniana y posterior acomodo de las partículas magnéticas en los intersticios de los sedimentos saturados de agua. Los experimentos de laboratorio en sedimentos sintéticos con contenido de partículas magnéticas han dado resultados que favorecen la hipótesis de una magnetización postdeposicional de los sedimentos (Irving y Major, 1964). Por otro parte, las observaciones en sedimentos del fondo marino han permitido observar los efectos de este proceso, con

magnetizaciones sin errores apreciables en la inclinación (Kent, 1973).

Existen, además de los resultados de esta investigación, otros datos paleomagnéticos obtenidos por Boehnel (1985) en la secuencia detrítica del Jurásico Medio del área de San Juan Diquiyú, y por Urrutia-Fucugauchi (1980) y Boehnel (1985) en la Formación Tecamazuchil del área de Petlalcingo, Puebla. Los resultados de la Formación Tecamazuchil están integrados en la tabla 4.1, ya que las direcciones presentan buenos agrupamientos y el comportamiento de la magnetización fue, durante la desmagnetización, relativamente estable. Los resultados de la secuencia detrítica de la parte inferior del Grupo Tecocoyunca en el área de San Juan Diquiyú aparecen por separado (tabla 4.2) y no se consideraron en la interpretación, debido al comportamiento inestable de la magnetización en la mayor parte de las muestras. Boehnel (1985) indica que la dirección media de varios sitios solo pudo ser calculada por la intersección de los círculos mayores que describen en un estereodiagrama la trayectoria de las direcciones durante la desmagnetización.

IV.2 IMPLICACIONES PALEOGEOGRAFICAS Y TECTONICAS DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNETICOS.

Para tratar de resolver el problema planteado por la sobreposición de la Gondwana en el espacio de México, según las reconstrucciones de la porción occidental de la Pangea (Carey, 1958; Bullard et al., 1965; Van der Voo y French, 1974; Ladd, 1977; Morel e Irving, 1981), se han formulado diversos modelos de evolución tectónica mesozoica para México y el Caribe. En las

UNIDAD	SITIOS/MUESTRAS	K	α_{95}	DECLINACION/INCLINACION OBSERVADA
Formación Rosario	1/26	14	7.8	226/-15.5
Formación Zorrillo	1/7	12	13.8	182.5/-14.5
	1/35	7	15.0	183.4/2.7
	1/16	11	11.5	7.6/1.8
	1/11	16	11.8	195/-31
Formación Taberna	1/20	8	12.5	198.4/10.4
	1/9	21	13.5	202.5/-19.8
Formación Simón	1/18	68	5.9	5.3/-1.1

TABLA 4.2 Resultados paleomagnéticos obtenidos por Boehnel ⁽¹⁹⁸⁵⁾ para las unidades jurásicas detríticas del área de San Juan Diquiyú, Oaxaca.

primeras interpretaciones se pueden reconocer modelos especulativos que descansan principalmente en consideraciones geométricas y aspectos geológicos muy generales. En las interpretaciones de Freeland y Dietz (1970) y de Walper y Rowett (1987) se proponen, respectivamente, emplazamientos de porciones de la corteza de México y Centroamérica provenientes del espacio del Golfo de México y del suroeste de Norteamérica, pero no se definen con claridad los mecanismos de desplazamiento, ni las evidencias geológicas precisas para sustentar su interpretación. En interpretaciones posteriores se puede reconocer la idea persistente de que gran parte de la corteza continental mexicana se habría emplazado, en su posición actual con respecto a Norteamérica, a partir de una posición más occidental o noroccidental y por medio de la acción de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo (Van der Voo y French, 1976; Pilger, 1978; Walper, 1980; Anderson y Schmidt, 1983). En algunas de estas interpretaciones se hace referencia a propuestas anteriores de fallas regionales de desplazamiento lateral (Murray, 1956, 1961; Cserna, 1970, 1976; Silver y Anderson, 1974) (Fig. 4.1). También existen interpretaciones en las que se sugiere el emplazamiento de porciones del occidente y sur de México, por medio de la agregación de fragmentos continentales provenientes de un dominio intraoceánico occidental (Coney, 1983). En ninguno de los casos anteriores se han documentado dichas rotaciones con datos paleomagnéticos de rocas mexicanas. Gose y colaboradores (1982) han obtenido direcciones de magnetización en varios cuerpos sedimentarios del Triásico y

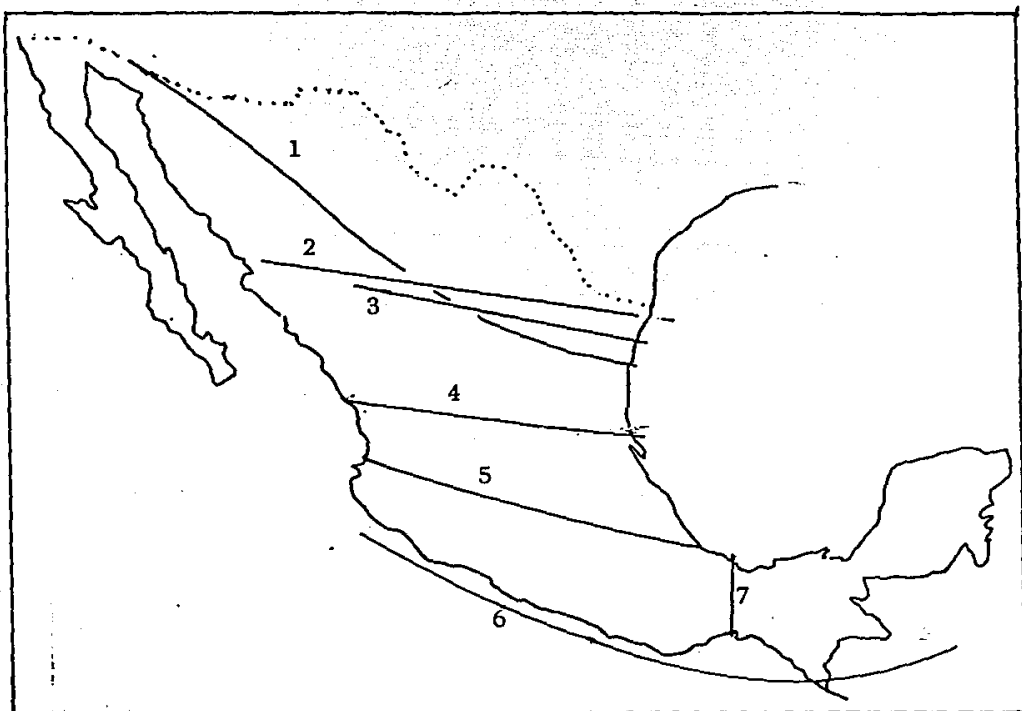


Fig. 4.1 Ubicación de las diferentes fallas regionales de desplazamiento lateral propuestas para el Mesozoico de México. 1) Silver y Anderson (1974) 2) Cserna (1970; 1976), 3) Murray (1956; 1961), 4) Cserna (1976), 5) Cserna (1976) Anderson y Schmidt (1983), 6) Anderson y Schmidt (1983) 7) Anderson y Schmidt (1983).

Jurásico en la región de Ciudad Victoria, a partir de los cuales han interpretado rotaciones de hasta 130 grados en el sentido contrario a las manecillas del reloj para la porción norte de México. La fuerte variación de las declinaciones obtenidas por Gose y sus colaboradores, así como el estado tectónicamente perturbado del área de muestreo, no permiten evaluar con precisión la interpretación sobre dichas rotaciones. La distribución de las posiciones polares describe un segmento de círculo menor con centro en el área de muestreo (Urrutia Fucugauchi et al., 1987). Esta distribución es interpretada en términos de rotaciones aparentes, como resultado del tipo de corrección estructural aplicada a las direcciones y no de una rotación tectónica (MacDonald, 1980).

En el modelo de evolución tectónica desarrollado por Anderson y Schmidt (1983) se hacen propuestas específicas en relación a los valores angulares de las rotaciones para los diferentes bloques continentales de México. Estas rotaciones se interpretan a partir de la propuesta de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo para el Jurásico Tardío, y tomando en cuenta consideraciones geológicas y geométricas relativas a la continuidad de rasgos tectónicos regionales, de afinidades estratigráficas y de correspondencia de los contornos de los bloques. Las fallas propuestas por estos autores y su configuración para el espacio de México, en tiempos anteriores a la separación de Gondwana, se muestran en la figura 4.2. De acuerdo a este modelo, el desplazamiento a lo largo de la Magacizalladura Mojave-Sonora y de la Faja Volcánica Mexicana, durante el Jurásico Tardío, habría propiciado el emplazamiento,

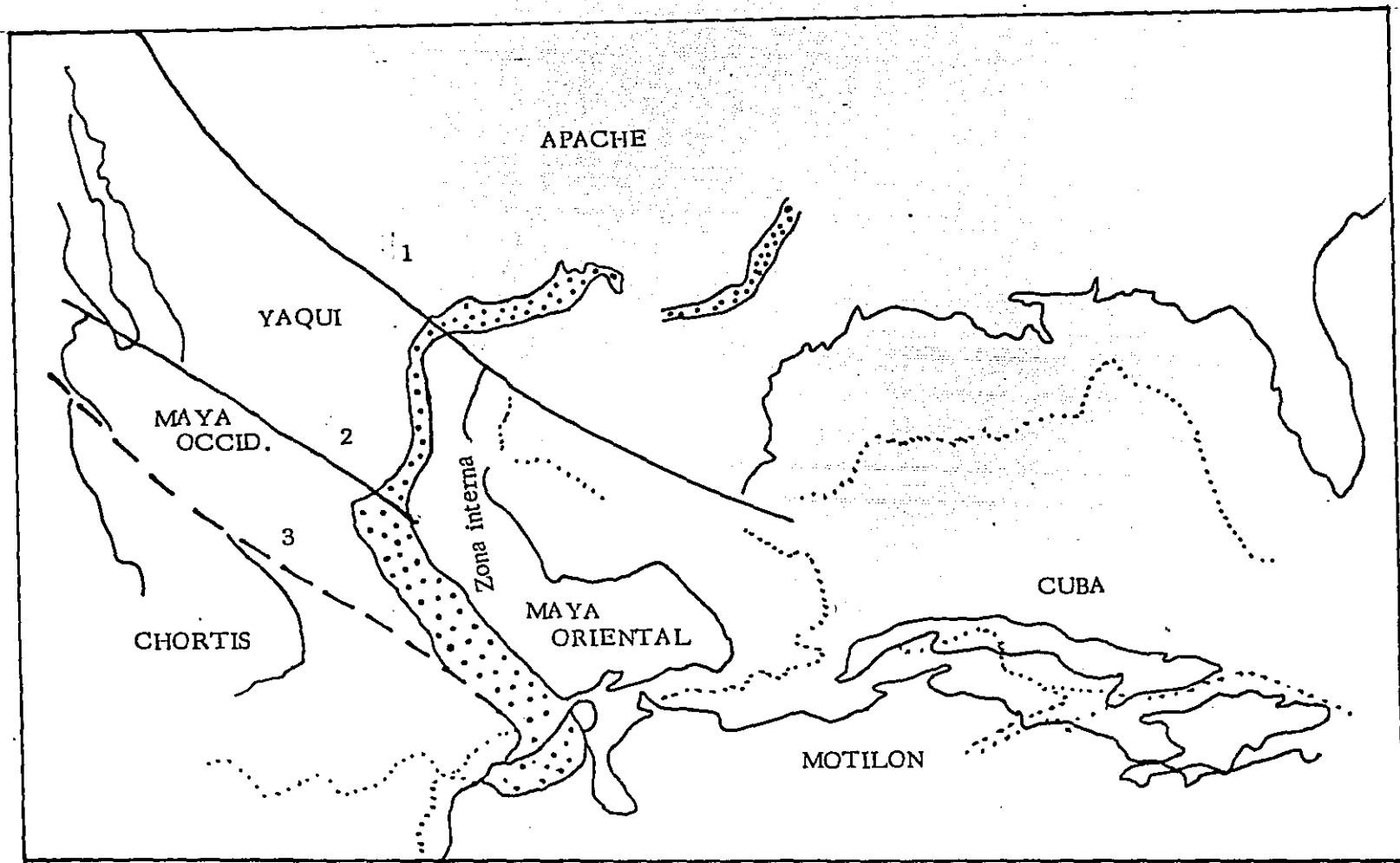


Fig. 4.2 Esquema en el que se muestra el modelo de reconstrucción propuesto por Anderson y Schmidt (1983) para México, Centroamérica y el Caribe. La reconstrucción corresponde a un tiempo ubicado entre el Paleozoico y el Jurásico Medio. La franja de puntos representa la parte frontal del Sistema Oaxaca y sus supuesta prolongación hacia México. Las líneas gruesas son las trazas de las fallas propuestas por estos autores.

en el espacio del sur de México, de la porción continental que incluye a los Terrenos Mixteco y Oaxaca. A esta porción continental la denominan los autores Bloque Maya del Oeste.

La rotación calculada para la Megacizalladura Mojave-Sonora es de 15 grados (Cohen et al., 1985), mientras que para la Megacizalladura de la Faja Volcánica Mexicana es de 3 grados y con un polo de rotación distinto. El desplazamiento a lo largo de la zona de la actual Faja Volcánica, solo fue inferido por los autores a partir de una necesidad geométrica relacionada con el espacio necesario para ubicar el Bloque Maya Oriental al sur de la prolongación de la Megacizalladura de Mojave-Sonora. Cohen y colaboradores (1986) han tratado de documentar desde un punto de vista paleomagnético el desplazamiento a lo largo de la megacizalladura de Mojave-Sonora, sin embargo, las direcciones discutidas por estos autores en ambos lados de la traza de la supuesta falla presentan diferencias, como ellos mismos lo admiten, menores a las incertidumbres estadísticas.

En los resultados paleomagnéticos resumidos en la Tabla 4.1 se puede observar una clara discrepancia (valores de R y F) de las direcciones medias obtenidas para las Formaciones Yucunuti, Tecamazuchil y Caliza con Cidarís en relación a las direcciones esperadas con respecto a Norteamérica. Estas discrepancias son mayores a los errores estadísticos (ΔR y ΔF) y por lo tanto pueden revelar rotaciones tectónicas. Las declinaciones medias para estas unidades del Jurásico Medio muestran entre sí divergencias de hasta 45 grados, sin embargo los valores de las inclinaciones medias son muy similares entre sí (33.6, 34.8,

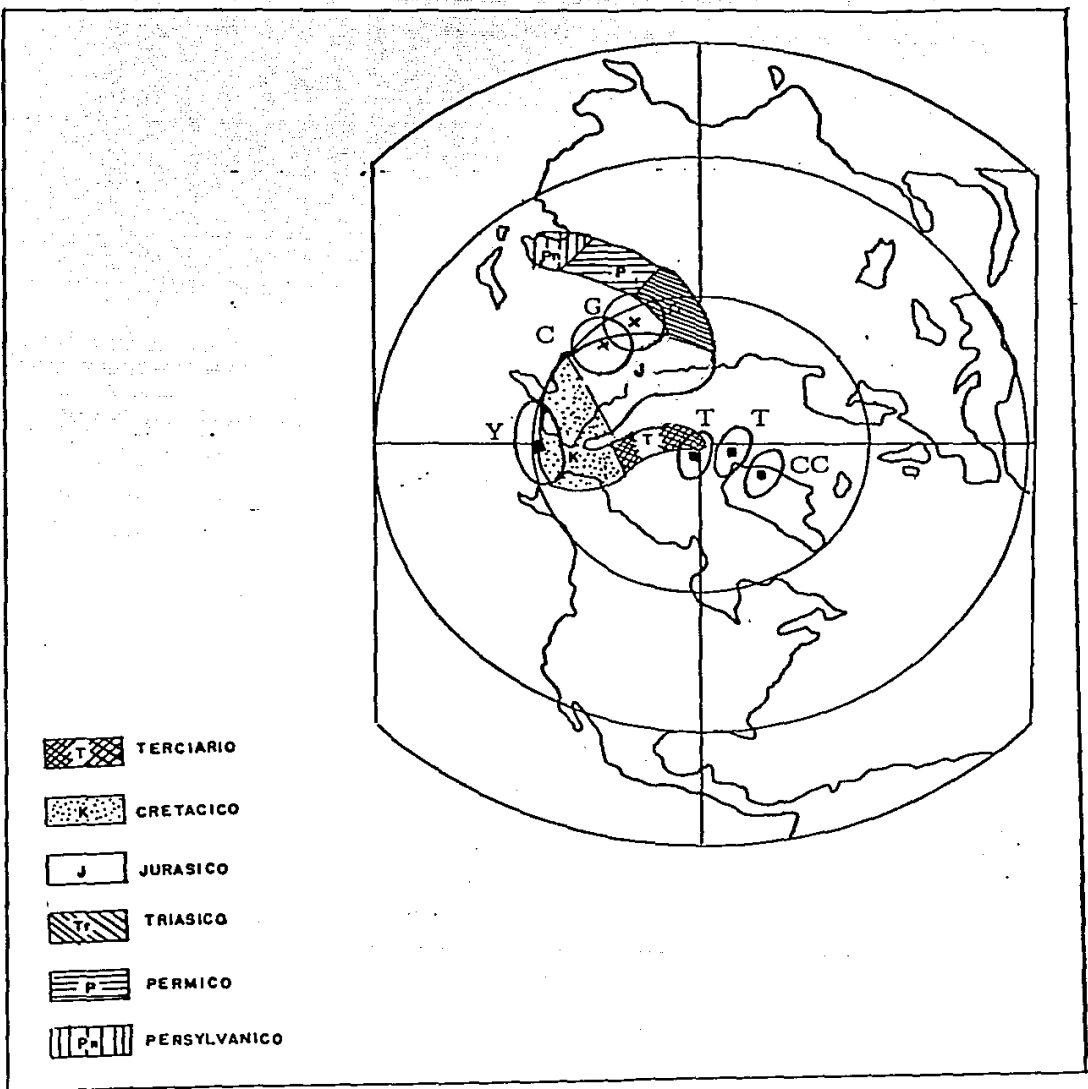


Fig 4.3 Curva de deriva polar para Norteamérica (Irving, 1979; 1982) con las posiciones polares obtenidas de las secuencias jurásicas del Terreno Mixteco. (Y= For. Yucuíuti, T= For. Tecomazuchil, CC=Caliza con Cidarís). Los polos C y G indican los polos jurásicos de referencia de May y Butler (1986) y corresponden, respectivamente a las Formaciones Corral Canyon y Glance

36.8, 38.1) y sus diferencias son menores a los valores de incertidumbre estadística.

Si se consideran los posibles efectos de los fenómenos tectónicos locales y de rotaciones aparentes en la variabilidad de las declinaciones medias de las unidades jurásicas (ver capítulo II), y se toma el valor de la inclinación como un parámetro mas sensible para interpretar desplazamientos tectónicos del Terreno Mixteco en su conjunto, se puede inferir un desplazamiento general para este terreno (junto con el Terreno Oaxaca). Este desplazamiento habría ocurrido en tiempos posteriores al Oxfordiano desde una posición mas septentrional que su posición relativa actual con respecto a Norteamérica.

Es posible considerar que la posición anterior al desplazamiento propuesto correspondiera a alguna zona de la margen occidental de Norteamérica, sobre todo si se atiende al hecho de que las primeras invasiones marinas sobre el Terreno Mixteco (Bajociano) parecen ser anteriores a cualquier episodio de sedimentación marina mesozoica en el espacio del Golfo de México, y de que las inferencias paleobiogeográficas, basadas en la distribución de amonitas, indican una afinidad Pacífica para el Jurásico Medio (Imlay, 1980; Westerman et al., 1984). Existen, sin embargo, escasas evidencias de que los Terrenos Mixteco y Oaxaca tuvieran, en la porción suroccidental del Cratón Norteamericano, alguna continuidad con los cinturones tectónicos del Precámbrico y del Paleozoico. Es posible que la presencia de estos terrenos en el suroeste del Cratón Norteamericano constituyera una discontinuidad tectónica todavía mas antigua que el Mesozoico como se discutió en el capítulo I.

Son escasas las inferencias paleobiogeográficas en relación a la posición del Terreno Mixteco anterior al tiempo de la disgregación occidental de la Pangea. Imlay (1980) encuentra que la asociación de amonitas del Calloviano de México, formada por generos reportados en Guerrero, Oaxaca y Puebla, es similar a la asociación del Calloviano de Chile, e incluye taxa característicos del dominio Pacífico, tales como Xenocephalites, Euricephalites y Neuqueniceras. Este autor opina, además, que la presencia de Xenocephalites y la semejanza de Euricephalites con Lilloettia muestran que el Calloviano Inferior de México contiene algunos amonitas similares a los del Calloviano Inferior de Oregon, Columbia Británica y el sur de Alaska. Por otra parte, Westerman y sus colaboradores (1984) consideran que varias de las especies descritas como nuevas por Burckhardt (1927) en el área de Cualac, Guerrero, y asignadas a los generos Macrocephalites, Reineckeia y Peltoceras, pertenecen en realidad al genero Neuqueniceras que es endémico del Pacífico. Mas de la mitad de las especies de Neuqueniceras identificadas por Westerman y sus colaboradores en el area de Cualac, son comunes a las especies reportadas para las Provincias de Antofagasta, Neuquen y San Juan en Chile y Argentina y probablemente el sur de Perú. Estas similitudes son utilizadas por los autores para apoyar la idea de la aloctonia del Terreno Mixteco, sin embargo, la hipótesis de una procedencia de la región Andina es opuesta a los resultados paleomagnéticos obtenidos durante la presente investigación. La paleoposición que Taylor y sus colaboradores (1984) atribuyen al Terreno Mixteco para el Jurásico Medio, de acuerdo a las

inferencias de Westerman et al. (1984), es cercana al "Corredor Hispánico" que conectaba al Pacífico con el Mar de Tethys, pero no lejos de la Región Andina.

Las inferencias paleogeográficas en relación a la afinidad pacífica del Terreno Mixteco refuerzan la procedencia Occidental de dicho terreno y del Terreno Oaxaca, sin embargo, las declinaciones al norte y las inclinaciones positivas de las direcciones paleomagnéticas son más compatibles con una procedencia de la margen occidental de Norteamérica y no con la Región Andina.

En la tabla 4.3 y 4.4 se presentan los valores de las declinaciones e inclinaciones esperadas para el Terreno Mixteco, en relación a diferentes modelos de rotación y de acuerdo a distintas propuestas de fallas de desplazamiento. En cada modelo se asumen diferentes valores de rotación y se utilizan los polos eulerianos propuestos por Anderson y Schmidt (1983) y por Scotese et al. (1979). En la tabla 4.3 se usa como polo paleomagnético de referencia, para Norteamérica, el polo de May y Butler (1986) de 172 M.A., mientras que en la tabla 4.4 se usa el polo de 170 M.A. de Irving e Irving (1982).

En el caso A de los modelos presentados, se considera una rotación de 15 grados a lo largo de la Megacizalladura de Mojave-Sonora, de acuerdo a lo propuesto por Cohen et al. (1986). En el caso B se asume una rotación de 30 grados considerando que, además de la Megacizalladura de Mojave-Sonora, hubieran ocurrido desplazamientos adicionales a lo largo de otras fallas sensiblemente paralelas, que en suma produjeran una rotación de 15 grados. El caso C corresponde a los desplazamientos de la

Megacizalladura Mojave-Sonora y la Protofaja Volcánica Mexicana de acuerdo a los valores propuestos por Anderson y Schmidt (1983). En el caso D se asumen el valor de la rotación y el polo euleriano utilizados por Scotese y colaboradores (1979) para México en su reconstrucción global. Finalmente, en el caso E no se considera rotación alguna con respecto a Norteamérica.

Como se puede observar, en ningún caso las direcciones esperadas, según los diferentes modelos de rotación, igualan los valores de inclinación observados en las unidades jurásicas. Sin embargo, en los casos B y D de la tabla 4.3, referida al polo de May y Butler (1986), y en los casos B, C y D de la tabla 4.4, referida al polo de Irving e Irving (1982), las inclinaciones esperadas se aproximan a las observadas, hasta el nivel en el que las divergencias angulares son menores a la incertidumbre estadística. Las rotaciones asumidas en dichos modelos representarían entonces, los desplazamientos mínimos para la porción continental de México que incluyera al Terreno Mixteco. Estos desplazamientos implicarían, por ejemplo para el caso B de la tabla 4.3, una velocidad mínima de desplazamiento de 3.7 cm/año para el intervalo Oxfordiano-Albiano.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos no ofrecen la suficiente resolución para seleccionar alguno de los modelos señalados como favorables, pero si permiten inferir que los modelos en los que se asume una posición fija con respecto a Norteamérica, o solo una rotación de 15 grados, no son compatibles con los resultados paleomagnéticos del Terreno Mixteco. El desplazamiento tectónico de este terreno debe haber

MODELO	ANGULO DE ROTACION	COORDENADAS POLO EULERIANO	COORDENADAS DEL POLO PALEOMAGNETICO DE REFERENCIA	COORDENADAS DEL POLO PALEOMAGNETICO ROTADO	DECLINACION E INCLINACION ESPERADAS
A	15°	N52,W79	N61.8,E116	N60,E144	333,4
B	30°	N52,W79	N61.8,E116	N53,E165	323,19
C	3° 15°	N47,E31 N52,W79	N61.8,E116	N62,E148	334.5,9.5
D	26°	N48,W85.9	N61.8,E116	N72,E163	327,19
E	0		N61.8,E116		345,-12

TABLA 4.3 Diferentes modelos de rotación (en el sentido contrario a las manecillas del reloj) para el Terreno Mixteco en los que se asumen distintos supuestos tectónicos. El polo paleomagnético de referencia corresponde al polo de 172 M.A. de May y Butler (1986). A) Rotación de 15° a lo largo de la Megacizalladura Mojave-Sonora de acuerdo al polo de rotación de Anderson y Schmidt (1983). B) Rotación de 30° a lo largo de la falla anterior o de otras fallas paralelas. C) Rotación de 3° a lo largo de la Megacizalla dura de la Protofaja Volcánica Mexicana más 15° a lo largo de la Megacizalladura Mojave-Sonora). D) Rotación de 26° de acuerdo al polo propuesto por Scotase et. al. (1979) en su reconstrucción Global. E) Modelo en el que se considera una posición estable con respecto a Norteamérica.

MODELO	ANGULO DE ROTACION	COORDENADAS POLO EULERIANO	COORDENADAS DEL POLO PALEOMAGNETICO DE REFERENCIA	COORDENADAS DEL POLO PALEOMAGNETICO ROTADO	DECLINACION E INCLINACION ESPERADAS
A	15°	N52,W79	N74,E102	N71,E141	344,14
B	30°	N52,W79	N74,E102	N63,E166	332.4,24.5
C	15°	N52,W79	N74,E102	N72,E144	347,22
	3°	N47,E31			
D	26°	N48.6,W85.9	N74,E102	N63,E158	333,18
E	0°		N74,E102		354,5

TABLA 4.4 Modelos de rotación para el Terreno Mixteco en los que se asumen los mismos supuestos de la Tabla 4.3, pero utilizando como polo paleomagnético de referencia el polo de -170 M.A. de Irving e Irving (1982).

ocurrido durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano. Para el Albano ya se encontraba en su posición relativa actual o muy cerca de ella, hecho que se puede inferir de las direcciones de magnetización en la Formación Morelos, las cuales son muy cercanas a las esperadas con respecto a Norteamérica.

La posibilidad de que a lo largo de las actual Faja Volcánica Mexicana se halla desarrollado una discontinuidad tectónica con desplazamiento izquierdo durante el Jurásico Tardío, no puede ser claramente evaluada a la luz de los datos geológicos disponibles. No existen reportes de terrenos cristalinos correlacionables con el Complejo Acatlán, que se encuentren ubicados inmediatamente al norte de la Faja Volcánica Mexicana y que permitieran hacer algunas inferencias en relación al supuesto desplazamiento. Para el cinturón precámbrico de Oaxaca, que se considera unido al Complejo Acatlán desde el Paleozoico, si se ha interpretado una continuidad con los cuerpos correlacionables ubicados en el noreste de México y con la Faja Grenville de Norteamérica (Fries et al., 1962), sin embargo las localidades precámbricas se encuentran aisladas y su distanciamiento da un amplio margen para otras configuraciones.

En las reconstrucciones paleogeográficas internas para el Terreno Mixteco presentadas en el capítulo I se muestran, para el Jurásico, conexiones marinas hacia el sur y suroeste con porciones emergidas hacia el norte. La aparente terminación de los cuerpos marinos hacia el norte no guarda una clara correspondencia con la situación estratigráfica en el Estado de Hidalgo y el norte de Puebla, en donde han sido documentadas secuencias marinas del Jurásico Superior y del Liásico

(Segestrom, 1962; Carrillo - Bravo, 1963), pero estos no son tampoco elementos decisivos para favorecer la interpretación de una discontinuidad lateral mesozoica. Hacia posiciones mas occidentales del borde septentrional de la Faja Volcánica Mexicana no existen grupos de secuencias que guarden similitud con las del Jurásico Superior y Neocomiano del Terreno Mixteco, por el contrario, en la porción norte de Michoacán existen secuencias volcanosedimentarias, atribuidas al intervalo Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y afectadas por numerosos cuerpos plutónicos del Cretácico (Campos-Madrigal, 1984)

La naturaleza casi totalmente sedimentaria de la secuencia del Jurásico y Cretácico en el Terreno Mixteco y su composición, excluyen la posibilidad de un relación de proximidad con algún arco magmático, asociado a un límite convergente de placas, como se ha interpretado para gran parte del occidente de México (Campa y Coney, 1983). Solo los cuerpos volcánicos de Olinalá (Ignimbrita las Lluvias) y del área de San Juan Diquiyú (ver capítulo I), podrían manifestar, para tiempos anteriores al Jurásico Medio, la proximidad con un dominio tectónico de esta naturaleza. Para la composición estratigráfica del Jurásico y Cretácico en el Terreno Mixteco, es mas factible pensar, en términos de la Tectónica de Placas, en la vecindad de una margen continental pasiva.

En general no se puede hacer referencia a rasgos geológicos específicos que permitan sustentar la idea de un desplazamiento lateral significativo durante el Jurásico para la zona de la actual Faja Volcánica Mexicana. Es muy probable que el

emplazamiento de los terrenos Mixteco y Oaxaca en su posición actual haya ocurrido como parte de un bloque continental mayor debido a la acción de una o varias fallas laterales ubicadas en el norte del País, pero con trazas que permitieran cambios significativos en la paleolatitud. La existencia de fallas regionales en esta posición haría innecesarios los intentos de buscar similitudes petrológicas y estratigráficas del Terreno Mixteco con gran parte de la margen occidental de México.

V SUMARIO Y CONCLUSIONES

- El Terreno Mixteco es una entidad geológica caracterizada por la presencia del Complejo Acatlán, como basamento metamórfico, y por la existencia de límites tectónicos con terrenos vecinos. Estos límites tectónicos han sido observados al suroeste de Tehuacán, Puebla, con el Complejo Oaxaqueño, y al sureste de Tierra Colorada, Guerrero, con el Complejo Xolapa. La naturaleza de los límites occidental y norte esta oscurecida por las cubiertas cretácica y cenozoica.

-En el Terreno Mixteco se puede observar un registro estratigráfico con un alcance que va del Paleozoico inferior al Reciente. Una de las características mas notables de dicho registro estratigráfico es la discordancia entre el Complejo Acatlán y la secuencia sedimentaria de la parte alta del Paleozoico, la que expresa un periodo de levantamiento acelerado y de intensa erosión ocurrido entre el Devónico y el Misisípico. Existe también una discordancia angular entre las secuencias del Paleozoico y del Jurásico Inferior-Medio, lo que manifiesta un prolongado período de emersión con regímenes tectónicos de compresión y tensión, y algunos episodios de volcanismo andesítico e ignimbrítico. Para el Hauteriviano-Albiano se puede inferir la emersión de la mayor parte del Terreno Mixteco, con deformación tectónica en la porción norte y volcanismo andesítico en la porción central. El último episodio de levantamiento ocurrió en el Cretácico Tardío y fue acompañado por la deformación tangencial que produjo las estructuras plegadas mas notables de la cubierta. Las variaciones espacio-temporales de

este proceso de deformación, dentro del Terreno Mixteco, no pueden ser precisadas con la información estratigráfica y estructural disponible.

-Las relaciones geográfico-ambientales interpretadas para el intervalo Pensilvánico-Pérmico, pueden ser expresadas de acuerdo a un esquema en el que se considera a gran parte del área del Terreno Mixteco como una plataforma marina de aguas cálidas y someras con comunicación al mar abierto. Hacia el oriente de esta plataforma se encontraría una porción emergida con sedimentación fluvial. La línea de costa estaría localizada aproximadamente en el límite con el Terreno Oaxaca.

-A partir del Toarciano se desarrollo , en la parte central del Terreno Mixteco, una depresión con sedimentación fluvial que evolucionó gradualmente hacia una bahía marina con comunicación al Oceano Pacífico. Esta última interpretación se refuerza con las inferencias paleobiogeográficas que conceden a la fauna de amonitas del Calloviano una afinidad pacífica. La sedimentación marina fue aparentemente continua hasta el Hauteriviano, y probablemente se estableció una comunicación marina con el área del Golfo de México a partir del Valanginiano.

-La interpretación de por lo menos cuatro fases tectónicas sobrepuestas, con eventos de deformación penetrante, así como las condiciones de metamorfismo que incluyeron temperaturas hasta de 750° C, sugieren que el registro paleomagnético del Complejo Acatlán, anterior al metamorfismo, fue borrado casi por completo. Las direcciones paleomagnéticas observadas para esta unidad indican la posible acción de rotaciones locales por plegamiento y

fallamiento mesozoicos, así como eventos de remagnetización química.

- Las estructuras tectónicas de la cubierta sedimentaria paleozoico-mesozoica del Terreno Mixteco muestran variaciones notables en cuanto al estilo de deformación y a la orientación de los ejes de los pliegues, lo que permite definir por lo menos nueve zonas tectónicas dentro de este terreno. Sin embargo, se puede reconocer la dominancia de pliegues abiertos con direcciones axiales variables. Las zonas con mayor acortamiento tectónico corresponden a las áreas en donde existe un sustrato de evaporitas. Las cabalgaduras más notables se localizan en la porción occidental del terreno y manifiestan una polaridad hacia el oeste.

- El registro paleomagnético observado en las unidades sedimentarias del Paleozoico superior corresponde, de acuerdo a las respuestas de las pruebas del pliegue y del conglomerado, a eventos de remagnetización. Dichos eventos no se relacionan, como puede apreciarse en los detalles de la petrología de estas unidades, a procesos de calentamiento, sino a fenómenos de remagnetización química, como la oxidación en el caso de la Formación Matzitzí y el probable crecimiento autigénico de las magnetitas en la Formación Los Arcos (Olinala).

- Las direcciones de magnetización obtenidas para las unidades jurásicas estudiadas corresponden probablemente a una magnetización primaria, si se toma en cuenta que la prueba del pliegue aplicada a la Formación Yucuñuti dio resultados positivos. Los valores de las inclinaciones magnéticas medias para la Formación Yucuñuti (34.8) y la Caliza con Cidarís (38.1)

son mas elevados que los esperados con respecto a Norteamérica (-12° y -3°, respectivamente), lo que implica probables desplazamientos de norte a sur para el Terreno Mixteco (y el Terreno Oaxaca) con respecto a Norteamérica. Estos desplazamientos habrían ocurrido entre el Oxfordiano y el Albiano.

-La procedencia de estos terrenos es mas compatible con alguna posicion a lo largo de la margen del Oceano Pacífico, ya que la cronología y las conecciones de los cuerpos marinos del Jurásico son mas afines con esta cuenca oceanica. Los datos paleomagneticos favorecen una posición en la porción suroccidental de Norteamérica.

-La falta de afinidad petrotectónica y cronológica del Complejo Acatlán con las secuencias paleozoicas de la porción suroccidental de Nortamérica y del noroeste de México, refleja probablemente una discontinuidad mas antigua que el Jurásico.

-La rotación mínima que sufrieron estos terrenos debe corresponder a un valor entre los 18 y 30 grados. Este valor va a depender de los polos paleomagnéticos de referencia que se asuman para Norteamérica y de la posición del polo de rotacion elegido de acuerdo a las trazas de las fallas regionales que se consideren en la interpretación.

- En general, la resolución y calidad de los datos paleomagnéticos proporcionados por los cuerpos de roca mesozoicos del Terreno Mixteco, no permiten hacer inferencias precisas respecto a la magnitud de los desplazamientos, ni de la ubicación y forma de las fallas asociadas. Sin embargo, estos datos paleomagnéticos favorecen las ideas sobre el caracter alóctono

de esta porción del sur de México y de la acción de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo durante la disgregación de la Pangea y el proceso de apertura del Golfo de México.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AGUILERA, J.G., 1906. Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya. Guide excurs. X Congreso Geológico Internacional, Mexico, 7, 27pp
- AGUILERA, J.G., ORDONEZ, E. y BUELNA, R.J., 1897. Bosquejo geológico de México. Inst. Geol. Mexico, Bol, 4-6
- ALENCASTER, G., 1956. Pelecípodos y gasterópodos del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla, Univ. Nal. Autón. Mexico, Inst. Geología, Paleontología Mexicana, 2, 47pp.
- ALENCASTER, G., 1963. Pelecípodos del Jurásico Medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero. Univ. Nal Autón., Inst. de Geología, Paleontología Mexicana, 15, 52pp
- ALENCASTER, G. y BUITRON, B.E., 1965. Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla. Univ. Nal. Autón Mexico, Inst. Geología, Paleontología Mexicana, 21, pte.2, 53 pp.
- ANDERSON, T.H. y SCHMIDT, V.A., 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozic time. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 947-966.
- BECK, M.E., Jr., 1976. Discordant paleomagnetica pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America. Am. J. Sci., 276, 694-712.
- BECK, M.E., Jr., 1980. Paleomagnetic record of plate margin tectonic processes along the western edge of North America. J. Geophys. Res, 85, 7115-7131.
- BIRKINBINE, J.L.W., 1911. Exploration of certain iron-ore and coal deposits in the state of Oaxaca, Mexico. Amer. Inst. Mining Metall. Engineers Trans., XLI, 166-188.
- BOEHNEL, H., 1985. Palmagnetische untersuchgen an Jurassischen bis Quartartren gesteine aus Zentral-an Sd Mexikkisch-Verstflischen Wilhems-Universitt Mnster, Inaugural-Dissertation zur Erlangun des Doktorgrades, 235 pp.
- BULLARD, E.C., EVERTT, J.E. y SMITH, A.G., 1965. The fit of continents around the Atlantic. In: Blackett, P.M.S., Bullard, E.C. y Runcorn, S.K. Runcorn. A symposium on continental drift. Roy. Soc. of London Phyl. M.A., 258, 41-51.
- BUITRON, B.E., 1970. Equinoides del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de Tlaxiaco, Oaxaca. Soc. Geol. Mexicana, Exc. Mexico-Oaxaca, Libro-guía, 154-163.

- BITRON, B.E. y FLORES DE DIOS, L.A., 1984. Una nueva localidad del Paleozoico Superior de la región de la Mixteca Oaxaqueña. *Soc Geol. Mex.*, 45, 35-37.
- BURCKHARDT, C., 1927. Cefalopodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero. *Inst. Geol. Mexico, Bol.*, 47, 106 pp.
- BURCKHARDT, C., 1930. Etude Synthetique sur le Mesozoique mexicain. *Sac. Paléont. Suisse, Mém.*, 49-30, 280pp.
- CALDERON-GARCIA, A., 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya. 20o. Congreso Geológico Internacional. Excursión A-11, 9-33
- CAMPA, M.F. y RAMIREZ, 1979. La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. *Univ. Autón. Guerrero, Serie Técnico Científica*, num 1, 100 pp
- CAMPA, M. F., y Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México. *Can. J. Earth Sci.*, 26, 1040-1051.
- CAMPOS-MADRIGAL, E., 1984. Estudio geológico regional del área de Valle de Bravo-Tzitzio, Estados de Mexico y Michoacán. *Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional (inédita)*
- CARDENAS-VARGAS, J., 1966. Contribución al conocimiento geológico de la Mixteca Oaxaqueña. *Minería y Metalurgia*, 38, 15-107.
- CAREY, S.W., 1958. The tectonic approach to continental drift. In: CAREY, S.W. (Ed), *Continental drift. A Symposium*. Hobart, Tasmania, University of Tasmania, 177-358.
- CARFANTAN, J.C., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique Meridional. Evolution geodynamique que durant le Mesozoique et le Cenozoique. *Geofis. Inter.*, 22, 9-38
- COHEN, K.K., ANDERSON, T.H. y SCHMIDT, V., 1986. A paleomagnetic test of the proposed Mojave-Sonora Megashear in Northwestern Mexico. *Tectonophysics*, 131, 23-51
- CONY, P.J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del sur e el Caribe. *Rev. Inst. Mex. Petróleo*, 15(1), 6-15
- CONY, P.J., JONES, D.L., MONGER, W.H., 1980. Cordilleran suspected Terranes. *Nature*, 288, 329-333.
- CORONA-ESQUIVEL, R.J., 1981 (1983). Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. *Univ. Nal. Autón. México. Inst. Geología, Revista*, 5, 17-24.
- CORONA-ESQUIVEL, R.J.J., 1985. Geología de la región comprendida

entre Olinalá y Huamuxtitlan, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 112pp (inédita)

CARRASCO, R., 1981. Geología jurásica del área de Tlaxiaco, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Facultad de Ciencias, UNAM, Tesis de Maestría, 105 pp., 15 láms.

CORTEZ-OBREGON, S., TORON, V.L., MARTINEZ, B.J., PEREZ-LARIOS, J., GAMBOA, A., CRUZ, C.S., y PUEBLA, P.M., 1957. La cuenca carbonifera de la Mixteca. Banco de México, S.A., México, 191p., Depto. inv. Ind., 1, 191 p., 2, 66 p.

CSERNA, Z. de, 1960. Orogenesis in time and space in Mexico. Geologische Rundschau, 50, 295-665.

CSERNA, Z. de, 1965. Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del sur de Mexico, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Univ. Nal. Autón. Mexico, Inst. Geología, Bol, 62, 77pp.

CSERNA, Z, de 1967(1969) Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. Bol. Soc. Geol. Mexicana, 30, 159-168.

CSERNA, Z. de, 1970 a, Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centromeridional de México. Soc. Geol. Mexicana. Excursión México-Oaxaca, 37-50

CSERNA, Z., de, 1970 b, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico. In: Sewald, K., y Sundeen, D.. The tectonic framework of the Chihuahua tectonic belt. West Texas Geol. Socp., 99-117.

CSERNA, Z., de, 1976. Mexico: Geotectonics and mineral deposits, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ., 6, 18-25

CSERNA, Z., de, ORTEGA-GUTIERREZ, F. y PALACIOS-NIETO, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del Alto Rio Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Soc Geol. Mexicana, Excursion Geológica a la parte central de la cuenca del Alto Rio Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, 1-33.

DEMAREST, H.H., Jr., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from plaeomagnetic data. J. Geophys. Res., 88, 4321-4328.

DEWEY, J.F. y BIRD, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res., 75,257-279.

DEWEY, J.F. y BURKE, K.C.A., 1974. Hot spots and continental breakup; some implications for collisional orogeny. Geology, 2, 57-60.

DICKINSON, W., 1981. Plate tectonics and the continental margin

of California. In: Ernst, W.G. (Ed.) The geotectonic development of California. Rubey Volume 1, Prentice Hall.

- ENCISO DE LA VEGA, S., 1984. Una nueva localidad pérmica en México fechada con fusulinidos, porción meridional del Estado de Puebla. Soc. Geol. Mex., VII Convención Geológica Nacional, Resúmenes, 51-52.
- ERBEN, H.K., 1956 a. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. 20o. Congr. Geol. Internal., México, 393 pp.
- ERBEN, H.K., 1956a. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. 20o. Congr. Geol. Internal., México, 393 pp.
- ERBEN, H.K., 1956b. El Jurásico Medio y el Calloviano de México. 20o. Congr. Geol. Internal., México, 139 pp
- FELIX, J., 1891. Versteinerungen aus der Mexicanischen Jura un Kreideformation. Paleontographica, 37, 140-199.
- FELIX, J. y LENK, H., 1899. Betge zur Geologie und Palontologie des Republik Mexiko. Stuttgart Schweizerbart, Pt 1, 1890, 114 pp; Pt. 2 (1899), 252 pp; Pt. 3 (1891) 210 pp
- FERRUSQUA-VILAFRANCA, I., 1970. Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Soc. Geol. Mex. Excursión Mexico-Oaxaca, Libro-guía, 97-119.
- FERRUSQUA-VILAFRANCA, I., 1976. Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, Parte 1: Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, Mexico. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol., 97, 160 pp, 12 lams.
- FERRUSQUA-VILAFRANCA, I. y COMAS-RODRIGUEZ, O., 1987. Reptiles marinos mesozoicos en el sureste de México y su significación geológica-paleontológica. Univer. Nal. Autón México, Inst. Geología, Rev. (en prensa)
- FLORES, T., 1909. Datos para la geología del Estado de Oaxaca. Soc. Geol. Mexicana, Bol., 5, 107-128.
- FLORES DE DIOS, L.A. y BUITRON, B.E., 1982. Revisión y aportes a la estratigrafía de La Montaña de Guerrero. Univ. Autón. Guerrero, Serie Técnico Científica, 12, 28 pp
- FREELAND, G.L. y DIETZ, R.S., 1971. Plate Tectonics evolution of Caribbean-Gulf of Mexico region. Nature, 232, 20-23,
- FRIES, C. Jr., 1960. Geología del Estado de Morelos y de Partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Univ. Nal. Autón Mexico, Bol., 60, 326 pp, 22 láms.
- FRIES, C., Jr., SCHMITTER, E., DAMON, P.E. y LIVINGSTON, D.E.,

1962. Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. Univ. Nal. Autón. Mexico, Bol., Inst. Geol. 64, 45-53
- FRIES, C., Jr. y RINCON-ORTA, 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología del Instituto de Geología. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Bol., 73, 57-133.
- FRIES, C. y RINCON-ORTA, C., SOLORIO-MUNGUÍA, SCHMITTER-VILLADA, E. y CSERNA, Z. de 1970. Una edad radiométrica ordovícica del Tronco de Totoltepec, Estado de Puebla. Soc. Geol. Mex., Excursión México-Oaxaca, 164-166.
- GONZALEZ-ARREOLA, C. y COMAS-RODRIGUEZ, O., 1981. Una nueva localidad del Cretácico Inferior (Neocomiano) en el estado de Oaxaca. Bol. Soc. Geol. Mex., 42, 69-80.
- GONZALEZ-TORRES, E., 1986. Geología y paleomagnetismo de la región de Itezaatlán Oaxaca. Univ. Nal. Autón. México, Facultad de Ingeniería, Tesis Profesional (inédita).
- GOSE, W. A. y SANCHEZ-BARREDA, L.A., 1981. Paleomagnetic results from southern Mexico. Geofis. Inter., 20, 163-176.
- GOSE, W.A., BELCHER, R.C. y SCOTT, G.R., 1982. Paleomagnetic results from northeastern Mexico. Geology, 10, 50-54.
- GREENHAUS, M.R. y COX., A., 1979. Paleomagnetism of the Morro Rock Islay Hill Complex as evidence for crustal block rotations in central coastal California. J. Geophys. Res., 87, 2392-2400.
- GUERRERO-GARCIA, J., SILVER, L.T. y ANDERSON, T., 1978. Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. Soc. Geol. Mex. IV Convención Geológica Nacional, Resúmenes, 22-23
- GUZMAN, E.J., 1950. Geología del noreste de Guerrero. Bol. Asoc. Mexicana de Geol. Petroleros, 2, 95-156.
- HALPERN, M., J., GUERRERO-GARCIA, J., RUIS-CASTELLANOS, M., 1974. Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern central Mexico. Un. Geofis. Mex., Reunión Anual 1974, Resúmenes, 30-32.
- HROUDA, F. y JANAK, F., 1976. The changes in shape of the magnetic susceptibility ellipsoid during progressive metamorphism and deformation. Tectonophysics, 34, 135-161
- IMLAY, R.W., 1980. Jurassic paleogeography of the conterminous United States in its continental setting. Geol. Surv. Profess. Paper, 1062, 125pp.
- IRVING, E., 1957. The origin of paleomagnetism of the Torridonian Sandstones of north-west Scotland. Phil. Trans. R. Soc.

Lond., A250, 110.

IRVING, E., 1965. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. Wiley, New York, 309 pp.

IRVING, E., 1979. Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains. Can J. Earth Sc., 16, 669-694.

IRVING, E, and MAJOR, A., 1964. Post-depositional detrital remanent magnetization in a synthetic sediment. Sedimentology, 3, 135-143

IRVING, E. e IRVING, C.A., 1982. Apparent wander paths Carboniferous trough Cenozoic and the assembly of Gondwana. Geophys. Surv., 5, 141-188.

KENT. D.V., 1985. Thermoviscous re,agnetization in some Appalachian limestones. Gephys. Res. Lett. 12, 805-808.

LADD J.W., 1976. Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 969-976.

LOPEZ-RAMOS, E., 1979. Geologia de Mexico. Edicion Escolar. t.3, 446 p.

LOPEZ RAMOS, E, 1974. Carta geológica del Estado de Oaxaca esc. 1:500,000. Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Instituto de Geología

LOPEZ-TICHA, D., 1969. Evaluacion petrolifera de la cuenca de Tlaxiaco, Estado de Oaxaca. Seminario sobre exploracion Petrolera, Mesa Redonda No. 6. Problemas de exploracion en areas posiblemente petroliferas de la Republica Mexicana, Inst. Mexicano del Petroleo, P.M.R. 6 (7), vii, p. 1-28.

LOWRIE, W., HIRT, A.M., KLIGFIELD, R., 1986. Effects of etctonic deformation on the remanent magnetization of rocks. Tectonics, 5 (5), 713-722.

MAY, S.R., & BUTTLER, R.F., 1986.- North American Apparent Polar Wander: Implications for motion, paleogeography and Cordilleran tectonics.

MCCABE, C., VAN DER VOO. R., PEACOR, D.R., SCOTESE, C.R., & FREEMAN, R., 1983. Diagenetic magnetite carries ancient yet secondary remanence in some Paleozoic sedimentary crbonates. Geology, 11, 221-223.

MCCABE, C., VAN DER VOO, R., URRUTIA-FUCLGAUCHI, J., 1984. Paleomagnetism of Tremadocian Tinu Limestone, State of Oaxaca, Mexico. EOS, 1984, AGU, Meeting.

MCDONALD, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic

rotation , and structural tilt correction in paleomagnetic studies. J. Geophys. Res. 85, 3659-3669.

- McELHINY, M.W., 1973. Palaeomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge University Press, 358 p.
- MOLYNEUX, L., 1971. A complete result magnetometer for measuring the remanente magnetization of rocks. Geophys. J. Royal Astr. Soc., 24, 429-433.
- MORAN-ZENTENO, D.J., 1986a. Breve revision sobre la evolucion tectonica de Mexico. Geofis. Inter., 25, 9-37.
- MOREL, P., & IRVING, E., 1981. Paleomagnetism and the evolution of Pangea. J. Geophys. Res., 86, 1858-1872.
- MOSQUERA, M., MELENDEZ, E., 1984. Exploracion geologica por Uranio del distrito de Huajuapán de León, Estado de Oaxaca. Tesis Profesional, Ing. Geologo, Fac Ing. UNAM, 161 p.
- MURRAY, G.E., 1956. Relationships of paleozoic structures to large anomalies of coastal elements of eastern North America. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 6, 13-24.
- MUELLERRIED, F.K.G., 1933. Estudios paleontologicos y estratigraficos en la region de Tehuacan, Pue. Ins. Biol. México. An. 4, 33-446, 79-93, 309-330.
- MURRAY, G.E., 1961. Geology of the Atlantic and gulf coastal province of North America, New York, Harper & Row. 692 p.
- NAGATA, T., 1965. Main characteristics of Recent geomagnetic secular variation. J., Geomagn. Geoelect., 17, 263-276.
- OCHOTERENA, H., 1966. Amonitas del Jurásico Medio de Mexico. II. Intrapatoceras gen. nov. P., Paleont. Mexicana, 23, 18 p.
- OCHOTERENA, F.H., 1980. Evolucion de las unidades morfoestructurales de la region de Diquiyú. Boletín del Instituto de Geografía, 285-317.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1975. The Pre-Mesozoic geology of the Acatlan area, south Mexico. The University of Leeds, Ph.D. Thesis.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1978 b. Notas sobre la geología del área entre Santa Cruz y Ayuquila, Estados de Puebla y Oaxaca. Univ. Nal. Auton. Mexico, Paleontología Mexicana, 44, 17-26.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1980. Rocas volcanicas del Maestrichtiano en el area de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero. Comisión Federal de Electricidad. Libro GuiPA de la excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas. 41-46.

- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981. La evolucion tectonica preMississippica del sur de Mexico. *Inst. Geologia, Revista*, 5 (2), 140-157.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofis. Inter.* 20 (3), 177-202.
- PANTOJA-ALOR, J., 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro septentrional de Oaxaca. *Soc. Geol. Mex., Libro guía de la excursión México-Oaxaca*, 67-84.
- PANTOJA-ALOR, J., Y ROBINSON, R.A., 1967. Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, México. *Science*, 157, 3792, 1033-1035.
- PEREZ-IBARGUENGOITIA, J.M., HOKUTO-CASTILLO, A., y CSERNA, Z. de, 1965. Reconocimiento geológico del área Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Estado de Puebla. *Univ. Nal. Auton. Mex., Instituto de Geología, Paleontología Mexicana*, 21, 22p.
- RAMIREZ, J., 1984. L acreción de los terrenos Mixteco y Oaxaca durante el Cretácico Inferior. *Sierra Madre del Sur de México. Bol. Soc. Geol. Mex.* 45, 7-20.
- RODRIGUEZ-TORRES, R., 1970. Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla. *Soc. Geol. Mex. Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca*, 51-66.
- ROSS, CH. A., y ROSS, J.R.R., 1984. Carboniferous and Early Permian biogeography. *Geology*, 13, 27-30.
- RUIZ-CASTELLANOS, M., 1979. Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of Southern Mexico. Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Dallas, 178p.
- SALAS, G.P., 1949. Bosquejo geológico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.*, 1 (2), 79-156.
- SALINAS-PRIETO, J.C., 1984. Los límites tectónicos sur y occidental del Terreno Mixteco. *Soc. Geol. Mex. Bol.*, 45, 73-86.
- SALINAS-PRIETO, J.C., 1986. Estudio geológico de la porción occidente de la región de la Montana, Estado de Guerrero. *Inst. Politecnico Nacional, Escuela superior de Ingeniería y arquitectura. Tesis Profesional.*
- SCOTESE, C.R., VAN DER VOO, R., & McCABE, C., 1982. Paleomagnetism of the Upper Silurian and Lower Devonian carbonates of New York state; evidence for secondary magnetizations residing in magnetite. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, 385-395.

- SILVA-PINEDA, A., 1970. Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán, Puebla. Univ. Auton. Mex. Paleontología Mexicana, 29, 109 p.
- SILVA-PINEDA, A., 1978. Plantas del Jurásico Medio del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca. Univ. Nal. Auton. Mex. Inst. Geología, Paleontología Mexicana, 44, 27-57.
- SILVER, L.T., ANDERSON, T.H., 1974. Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., 6, 995.
- TARLING, D.H., 1983. Paleomagnetism. Chapman & Hall, London, New York, 379 p.
- TAYLOR, D.G., CALLOWAY, J.H., HALL, R., SMITH, P.L., TIPPER, H.W., WESTERMANN, G.E.G., 1984. Jurassic ammonite biogeography of western North America; the tectonic implications. In: WESTERMAN, G.E.G., (Ed.), Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America. Geol. Assoc. Canada, Sp. Paper 27, 121-141.
- TREVINO-RODRIGUEZ, A.T., 1986. Investigaciones magnetoestratigráficas y paleomagnéticas de la Formación Morelos, Estado de Guerrero, Mexico. Fac. Ing., UNAM, Tesis de Maestría, 95 p.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1981. Reconnaissance paleomagnetic investigation of Cretaceous limestones from Southern Mexico. Geofis. Inter., 20 (3), 203-218.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1983. Preliminary paleomagnetic study of Lower Tertiary volcanic rocks from Morelos and Guerrero States. Geofis. Inter., 22, 87-110.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints. Geodynamic Series, 12, 29-47.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., VAN DER VOO, R., 1983. Reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous limestones from Southern Mexico.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., MORAN-ZENTENO, D.J., CABRAL-CANO, E., 1987. Paleomagnetism and tectonics of Mexico. Geofis. Inter., 26, 429-458.
- VAN DER VOO, R., 1983. Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent. Tectonophysics, 91, 271-283.
- VAN DER VOO, R., y FRENCH, R.B., 1974. Apparent polar wander for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. Earth Sci. Reviews, 10, 99-119.
- VAN DER VOO, R., MAUK, E.J., y FRENCH R.B., 1976. Permian-

Triassic continental configuration and the origin of the Gulf of Mexico. *Geology*, 4, 177-180.

WALPER, J.L., y ROWETT, C.L., 1972. Plate tectonics and the origin of the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. *Gulf Coast Assoc. Soc. Transactions*, 22, 105-116.

WILSON, D., COX, A., 1980. Paleomagnetic evidence for tectonic rotations of Jurassic plutons in Blue Mountains, Eastern Oregon. *J. Geophys. Res.*, 85, 3681-3689.

WESTERMANN, G.E.G., CORONA, R., CARRASCO, R., 1984. The andean Mid-Jurassic *Neuquenicer* ammonite assemblage of Cuicatlan, Mexico. In: WESTERMAN, G.E.G., (Ed.), *Jurassic-Cretaceous biochronology and paleogeography of North America*. Geol. Assoc. Canada, Sp. Paper, 27, 99-112.

WIELAND, G.R., 1913. The Liassic flora of the Mixteca Alta of Mexico, its composition, age and source. *Amer. Jour. Sci.*, 36, 251-281.

WIELAND, G.R., 1914. La flora liasica de la Mixteca alta. *Inst. Geol. México, Bol.*, 31, 165 p.

WHITTINGTON, H.B., y HUGES, 1974. Geography and faunal provinces in the Tremadoc Epoch. In: ROSS, C.A., (Ed.), *Paleogeographic provinces and provinciality*. Soc. Econ. Paleontol. and Mineral, Sp. Pub., 21, 203-218.