

PALEOMAGNETISMO Y GEOLOGIA DE LAS UNIDADES CLASTICAS
MESOZOICAS DEL AREA TOTOLTEPEC-IXCAQUIXTLA, ESTADOS DE
PUEBLA Y OAXACA

Beatriz Ortega Guerrero

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Maestría en Ciencias (Geología)

1989



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

CONTENIDO

RESUMEN

INTRODUCCION

Planteamiento del problema y objetivos
Antecedentes
Metodología

I ESTRATIGRAFIA

- I.1 Descripción de las unidades de roca estudiadas
- I.2 Problemas de interpretación del registro mesozoico
- I.3 Evolución geográfico ambiental

II ESTRUCTURA TECTONICA

- II.1 Características generales y extensión del Terreno Mixteco
- II.2 Estructuras de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteco en la región próxima al área Ixcaquixtla-Totoltepec
- II.3 Descripción de las estructuras del área Ixcaquixtla-Totoltepec
- II.4 Fases de deformación
- II.5 Selección de sitios para el muestreo paleomagnético

III REGISTRO PALEOMAGNETICO EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS CONTINENTALES

- III.1 Origen de la pigmentación
- III.2 Magnetización en secuencias sedimentarias continentales
- III.3 Alteraciones del registro paleomagnético
- III.4 Magnitud de parámetros paleomagnéticos

IV RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

V INTERPRETACION Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

VI CONCLUSIONES

REFERENCIAS

.....eris sicut Deus
scientes bonus et malus

RESUMEN

Se presentan los resultados paleomagnéticos de la secuencia clástica jurásica (?) de la región Ixcaquixtla-Totoltepec, en el sur del Estado de Puebla y el norte del Estado de Oaxaca, México, correspondiente a la parte norte del Terreno Mixteco, con el objeto de analizar la naturaleza de su registro y documentar posibles movimientos relativos con respecto a Norteamérica.

La secuencia mesozoica de esta área tiene un espesor máximo de aproximadamente 2500 metros, y cubre parcialmente al Complejo Acatlán, del Paleozoico, y al Tronco de Totoltepec (Paleozoico?-Triásico?). La parte inferior de esta secuencia está constituida por dos unidades jurásicas(?) detríticas continentales de color rojo separadas por una notable discordancia angular. La parte superior está constituida por un paquete cretácico esencialmente marino. La secuencia cenozoica está constituida por una unidad conglomerática, una calcárea de origen lacustre y depósitos aluviales y deluviales.

Las estructuras más notables de la zona son: un homoclinal con inclinación al noreste, el cual se expresa parcialmente en la secuencia cretácica; y un lineamiento de dirección ENE-WSW, interpretado como la traza de una falla probablemente normal activa durante el Jurásico, y reactivada como una falla de desplazamiento lateral izquierdo(?) después del depósito de las unidades cretácicas. Las unidades jurásicas presentan mayores complejidades por el efecto de diferentes fases tectónicas sobrepuestas.

Los principales portadores de la magnetización corresponden a minerales de alta coercitividad de la serie ilmenita-hematita, dentro de los que existe muy probablemente especularita de origen detrítico. Las características del registro magnético en algunos casos sugieren que es primario, sin embargo no puede ser

descartada la posibilidad de que en algunos casos se trate de un registro alterado por procesos de remagnetización. Las magnetizaciones que presentan indicios de ser primarias muestran notables diferencias con las direcciones esperadas con respecto a Norteamérica.

Estas diferencias son significativas en los valores de inclinación, y pueden ser interpretadas como translaciones del Terreno Mixteco desde una posición más septentrional a lo largo del borde occidental de Norteamérica. Los valores de latitud calculados son congruentes con el desplazamiento al NW interpretado por otros autores para Norteamérica.

INTRODUCCION

Planteamiento del problema y objetivos

El presente estudio forma parte de un proyecto de investigación del Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, que consiste en someter a los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México a un análisis paleomagnético con el propósito de evaluar la utilidad de su registro en las interpretaciones de los movimientos relativos de esta parte del continente, dentro de las reconstrucciones globales o parciales de la Pangea.

Este proyecto de investigación se inició en el Terreno Mixteco y en la primera etapa se han discutido las relaciones entre las inferencias paleogeográficas, realizadas a partir del estudio de las características estratigráficas, y las del registro paleomagnético (Morán-Zenteno *et al.*, 1986; Caballero Miranda *et al.*, 1987; Morán-Zenteno, 1987).

En este trabajo se presentan los resultados paleomagnéticos de la secuencia clástica presuntamente jurásica de la región Ixcaquixtla-Totoltepec, en el sur del Estado de Puebla y noroeste del Estado de Oaxaca (Figs. 1 y 2), que se encuentra dentro del intervalo 18 15'- 18 25' latitud norte y 97 42'-98 00' longitud oeste, correspondiente a la parte norte del Terreno Mixteco, comprendida en la Hoja Ixcaquixtla, publicada por INEGI con la clave E14 B74.

Los llamados Lechos Rojos son depósitos que han recibido la atención de estudiosos de diferentes disciplinas, mismos que han realizado gran número de trabajos en cuerpos de diferentes edades de distintas regiones, principalmente en lo que se refiere a los ambientes de depósito, origen de la pigmentación y características paleomagnéticas. En cuanto a esta última característica, a pesar de que han sido objeto de numerosas investigaciones, el origen de

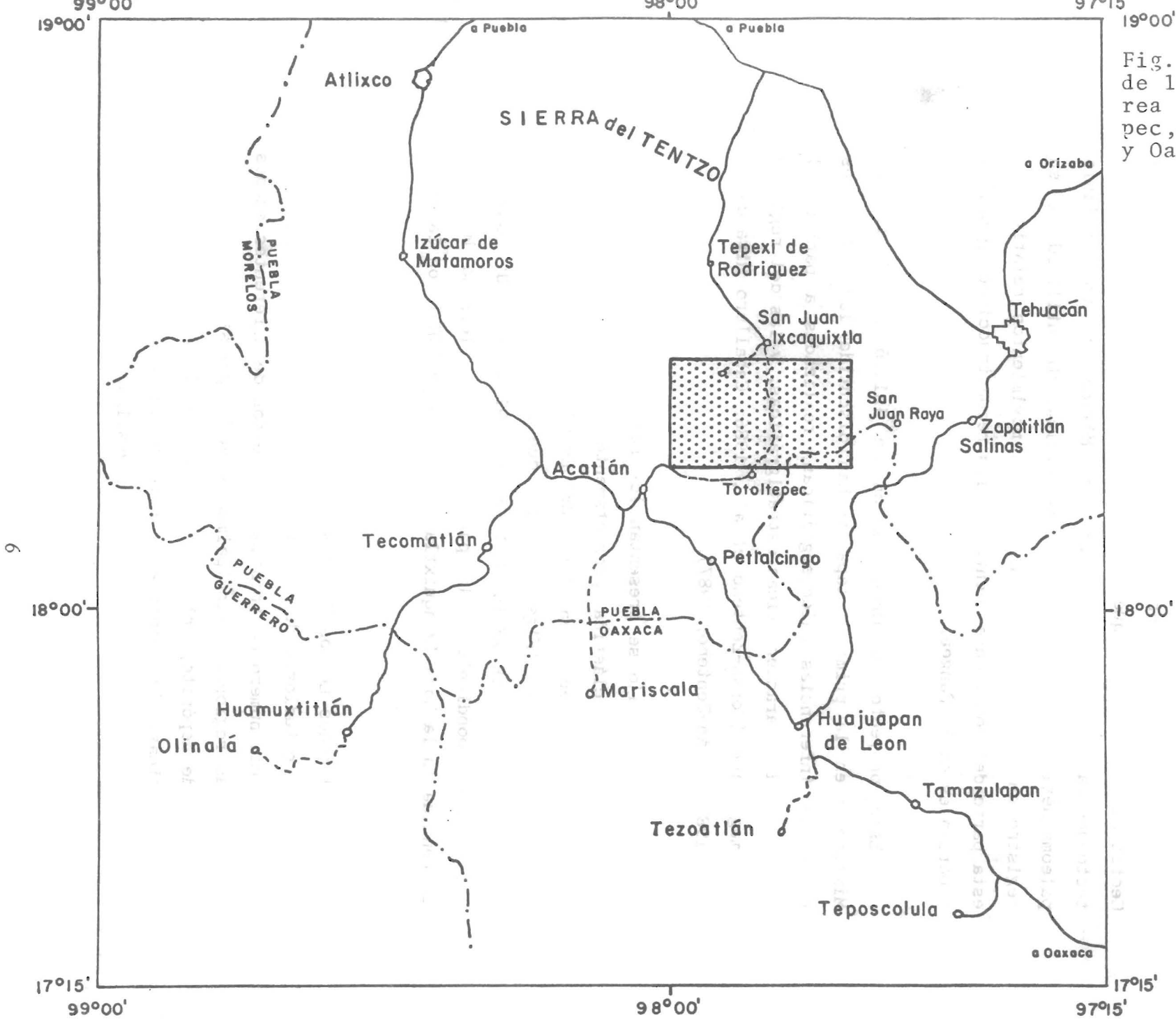
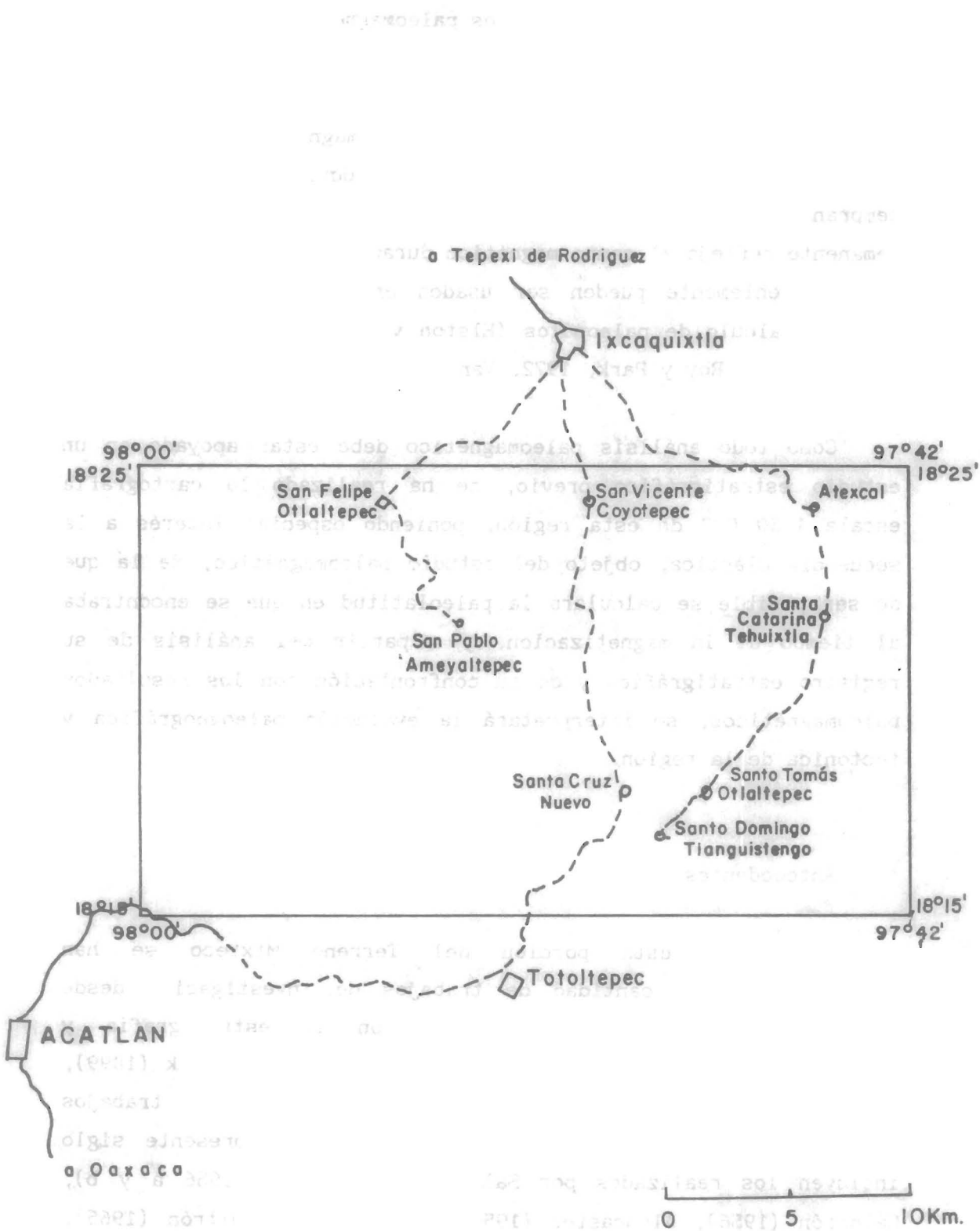


Fig. 1 Mapa regional de localización del área Ixcaquixtla-Totoltepec, estados de Puebla y Oaxaca, México.

Fig. 2. Mapa en detalle de la ubicación del área Ixcaquixtla-Totoltepec



la magnetización remanente natural en tales depósitos es aún poco entendida. Algunos autores consideran, apoyados en magnetizaciones secundarias causadas por minerales formados diagenéticamente, que los estudios paleomagnéticos en Lechos Rojos no son válidos, cuando menos para el cálculo de paleopolos (Turner, 1979; Walker *et al.*, 1981). Sin embargo, muchos otros consideran que una parte importante de la magnetización puede ser portada por la fracción detrítica, o adquirida relativamente temprano en la formación de los depósitos, y que su magnetización remanente refleja el campo magnético durante el cual se originaron y consecuentemente pueden ser usados en magnetoestratigrafía y para el cálculo de paleopolos (Elston y Purucker, 1979; Purucker *et al.*, 1980; Roy y Park, 1972; Van der Voo *et al.*, 1978).

Como todo análisis paleomagnético debe estar apoyado en un estudio estratigráfico previo, se ha realizado la cartografía escala 1:50 000 de esta región, poniendo especial interés a la secuencia clástica, objeto del estudio paleomagnético, de la que de ser posible se calculará la paleolatitud en que se encontraba al tiempo de la magnetización, y a partir del análisis de su registro estratigráfico y de su confrontación con los resultados paleomagnéticos, se interpretará la evolución paleogeográfica y tectónica de la región.

Antecedentes

Dentro de esta porción del Terreno Mixteco se han desarrollado gran cantidad de trabajos de investigación desde fines del siglo XIX relacionados con la estratigrafía y paleontología, como son los de Felix (1891), Felix y Lenk (1899), Aguilera (1898, 1906), Flores (1909), Wieland (1913). Los trabajos desarrollados a partir de la segunda parte del presente siglo incluyen los realizados por Salas (1949), Erben (1956 a y b), Calderón (1956), Alencaster (1956), Alencaster y Buitrón (1965), Pérez-Ibargüengoitia y colaboradores (1965), Cárdenas-Vargas (1966), Cserna (1970), Ruiz-Castellanos (1970, 1979), Rodríguez-Torres (1970), Ferrusquía-Villafranca (1970, 1976),

Silva-Pineda (1970, 1978), Ortega-Gutiérrez (1975, 1978, 1981 a y b), Corona-Esquivel (1981, 1985), Flores de Dios y Buitrón (1982, 1984), Westerman y colaboradores (1984).

Los trabajos de investigación paleomagnética elaborados para esta área incluyen los realizados por Urrutia-Fucugauchi y Van der Voo (1983), Boehnel (1985), Urrutia-Fucugauchi y Morán-Zenteno (1985), Treviño-Rodríguez (1986), Caballero-Miranda y colaboradores (1987), Morán-Zenteno (1987) y Jurado-Chichay (1988).

Estrictamente dentro del área que abarca el presente trabajo, los reportes de investigaciones previas incluyen el realizado por Calderón-García (1956), y dos tesis de licenciatura de alumnos de la ESIA, Arteaga-Flores (1985) y Avellaneda-Córdoba y colaboradores (1987).

Metodología

Las actividades realizadas en el presente estudio se han desarrollado esencialmente desde dos puntos de vista: por una parte se ha llevado a cabo inicialmente una investigación geológica en la que se han reconocido las características del registro estratigráfico, y posteriormente se han analizado las características correspondientes al registro paleomagnético.

Además de la investigación bibliográfica realizada para ambas partes, dentro de la investigación geológica se ha elaborado inicialmente una interpretación fotogeológica a escala 1:50 000 a partir de la cual se hizo un mapa preliminar. Posteriormente se llevó a cabo una investigación de campo, durante la cual las actividades principales fueron verificar la fotointerpretación y elaborar la cartografía, medición de espesores, reconocimiento de estructuras primarias, investigación de las relaciones de contacto, colecta de fauna y flora fósil y selección de los sitios para el muestreo paleomagnético, con base en criterios de estado físico de la roca, posición estratigráfica, perturbación tectónica y accesibilidad.

Posteriormente en el laboratorio las actividades consistieron en análisis petrográficos y elaboración del mapa definitivo escala 1:50 000 con los datos colectados. El reconocimiento de las características del registro paleomagnético se llevó a cabo en su totalidad en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. Este consistió inicialmente en la medición de los parámetros de susceptibilidad magnética y magnetismo remanente natural, y selección de métodos para el lavado magnético mediante pruebas piloto de desmagnetización. Una vez hecho el lavado, se procedió a analizar el tipo de registro, obtener los valores medios y sus parámetros estadísticos y elaborar representaciones gráficas de los resultados.

I ESTRATIGRAFIA

El registro estratigráfico que puede ser observado en esta porción del Terreno Mixteco comprende varias unidades que en su conjunto abarcan desde el Paleozoico Inferior hasta el Reciente. En este capítulo se hace la descripción general de las unidades cartografiadas, que se resumen en la figura 1.1, señalando los datos en los que se han basado las interpretaciones sobre sus posiciones estratigráficas.

Puesto que el objetivo central de este trabajo es el estudio de las unidades clásticas presuntamente precretácicas presentes en el área, estas son las que se describen con mayor detalle (unidades Piedra Hueca y Otlaltepec). De las unidades del basamento, el Complejo Acatlán y el Tronco de Totoltepec, sólo se hace una presentación resumida de la información que se tiene disponible de ellos, señalando brevemente las características que presentan en el área que abarca este estudio. En las restantes unidades se hace una descripción menos detallada, sobre todo en las correspondientes al Cenozoico.

Las unidades sedimentarias que se describen se han definido informalmente con rango equivalente al de formación, utilizando para ellas nombres nuevos, tomados de rasgos geográficos vecinos a ellas, ya sea porque no exista continuidad física con unidades formalmente propuestas, o porque se carece de una descripción anterior detallada de las mismas. Solamente en una unidad, la Formación Agua de Luna, se emplea un nombre anteriormente utilizado.

Además, en este capítulo se señalan los principales problemas de interpretación del registro mesozoico en la zona de estudio y se discute el significado paleogeográfico de dicho registro dentro de un marco regional, considerando modelos generales que han sido ya propuestos para el Terreno Mixteco.

Fig. 1.1. Columna estratigráfica del área Ixcaquixtla-Totoltepec.



I.1 DESCRIPCION DE LAS UNIDADES DE ROCA ESTUDIADAS

ERATEMA PALEOZOICO

COMPLEJO ACATLAN

Este nombre fue propuesto formalmente por Ortega-Gutiérrez (1978) para sustituir al de Formación Acatlán, informalmente definida por Fries y Rincón-Orta en 1965. Su área tipo son los afloramientos de rocas metamórficas expuestas en la Mixteca de los estados de Puebla y norponiente de Oaxaca, y su sección tipo se ubica a lo largo de la Carretera Federal 190 (México-Oaxaca), desde el entronque con el camino a Tecomatlán hasta los últimos afloramientos metamórficos que corta la misma carretera, entre los poblados de Peltalcingo y Chila de las Flores. Está constituida, de acuerdo a la división litoestratigráfica del mismo autor, por el Subgrupo Petlalcingo y el Subgrupo Acateco, que lo sobreyace.

El Subgrupo Petlalcingo está integrado por la Migmatita Magdalena -migmatita anatexítica de composición tonalítico diorítica ; la Formación Chazumba compuesta de esquisto de cuarcita de biotita, esquisto de micas y granate localmente con sillimanita y metagabro diferenciado, y la Formación Cosoltepec, que contiene esquistos pelíticos de granate y micas localmente con estaurolita, filitas cuarzosas, cuarcita, roca verde, metapedernal y esquisto calcáreo .

El Subgrupo Acateco está integrado por las formaciones Xayacatlán y Tecomate. La primera está constituida por un conjunto petrográfico aparentemente metafiolítico de serpentinita, metagabro, eclogita, anfibolita, esquisto verde e intercalaciones metasedimentarias. La segunda está constituida por pelita y semipelitas bandeadas, metagrauvascas, metarcosa, metaconglomerado y metacaliza localmente fosilífera.

Ortega-Gutiérrez (op. cit.) incluye en su descripción original dos unidades metagraníticas que son: los Granitoides Esperanza, son rocas graníticas y granodioríticas metamorfoseadas y deformadas cataclásticamente a una secuencia de protomilonita-milonita-ultramilonita, con restos de rocas verde y sedimentos filoníticos; y el Tronco de Totoltepec, que está constituido por una trondhjemita algo deformado y metamorfoseado. Este autor incluye también en su descripción original a los Diques San Miguel, diques graníticos posttectónicos que incluyen granito de muscovita y granate, tonalita de hiperstena, granito de biotita, pegmatitas y aplitas. En un trabajo posterior el mismo autor (Ortega-Gutiérrez, 1981) excluye tácitamente al Tronco de Totoltepec y a los Diques San Miguel del Complejo Acatlán.

Dentro del área estudiada, sobre el Arroyo Magdalena, entre los poblados Santo Tomás Otlaltepec y Santo Domingo Tianguistengo (ver mapa geológico), afloran metabasitas de color verde oscuro, de textura esquistosa psamíticas y pelíticas ligeramente micáceas, con bandas paralelas de cuarzo, de facies de esquistos verdes fuertemente plegadas.

En el borde de esta unidad, a lo largo de la Cañada Agua El Caballo, en la porción oriente del mapa geológico, y sobre la Barranca El Encino, a unos 60 km al suroeste de San Vicente Coyotepec, se observó la presencia de cuerpos intrusivos con desarrollo intenso de diaclasas, cuya composición varía de granodiorítica a tonalítica, con textura fanerítica, que alcanzan varias decenas de metros de espesor, mismos que por sus reducidas dimensiones no fueron cartografiados.

El Tronco de Totoltepec en el área es de composición tonalítica rica en cuarzo, que hacia su contacto con las unidades sedimentarias que le sobreyacen presenta enriquecimientos locales de minerales ferromagnesianos principalmente anfíboles, de unas decenas de metros de espesor. Se encuentra intensamente fracturado sin una orientación preferente en apariencia. Respetando la exclusión del Tronco de Totoltepec que hace

Ortega Gutiérrez (1981) al referirse al Complejo Acatlán, en este trabajo se considera como un cuerpo ajeno al mismo complejo.

El contacto inferior del Complejo Acatlán no se conoce y sus relaciones con el Complejo Oaxaqueño son aparentemente tectónicas (Ortega-Gutiérrez, 1981). 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, Halpen *et al.*, 1974; Ruiz-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 una al Devónico (Cserna *et al.*, 1980).

Respecto a la edad del Tronco de Totoltepec hay fuerte incertidumbre, existen dos edades publicadas, una fué determinada por el método de Pb-alfa (Fries *et al.*, 1970), que dió por resultado una edad probable Ordovícico Tardío. La otra edad conocida es de 278 Ma (Torres V. *et al.*, 1986), la que ubica a este intrusivo en el Pérmico.

En la región de Tehuacán, Puebla, el Complejo Acatlán se encuentra cubierto, en discordancia, por la Formación Matzizi del Pensilvánico, por la Formación Los Arcos (Olinalá) en el noreste de Guerrero, y por una unidad marina del Paleozoico Superior al sureste de Izúcar de Matamoros (Vazquez-Echeverría, 1986). En la región estudiada está cubierto hacia el oeste en discordancia y por falla normal por la Unidad Piedra Hueca. También en discordancia está cubierto por la Unidad Otlaltepec (hacia el occidente, en la porción central y en el extremo suroriental), por la Unidad Magdalena en la parte central, y por la Formación Agua de Luna en el extremo noroccidental. El contacto con estas unidades aunque en algunas localidades se observa tectónicamente perturbado, es en general autóctono.

ERATEMA MESOZOICO

Sistema Jurásico

UNIDAD PIEDRA HUECA

Definición

Bajo este nombre se denomina informalmente a una secuencia de conglomerado, arenisca, limolita y lutita de color predominantemente rojo que descansa discordantemente sobre el Complejo Acatlán y sobre el Tronco de Totoltepec. A lo largo del camino de terracería que comunica a los poblados Totoltepec y Santa Cruz Nuevo (Fig. 1) se observan buenos afloramientos de esta unidad, así como, también en la Barranca Piedra Hueca, en la porción centro-meridional del área, están expuestos excelentes afloramientos desde su contacto con el Tronco de Totoltepec, hasta la discordancia que la separa de la unidad suprayacente.

Litología

La parte basal de esta unidad consiste de un conglomerado polimíctico formado tanto por clastos derivados del Tronco de Totoltepec, como por fragmentos de esquistos, subangulares y mal clasificados, cuyo diámetro varía entre 3 y 25 cm. Este conglomerado tiene un espesor máximo de 80 m y pueden observarse excelentes afloramientos de él en la Barranca Tedigno. Hacia el este, en el cruce de esta barranca con el camino de terracería, y más al este aún, se adelgaza el espesor del mismo hasta medir aproximadamente 30 m.

Sobre el conglomerado basal descansa concordantemente una secuencia alternante de arenisca, conglomerado, limolita y lutita, que alcanza un espesor de 800 m. Las características de las areniscas que forman parte de esta secuencia se describen a continuación, y se presentan en forma resumida en la Tabla 1.1.

Descripción macroscópica

En conjunto, la superficie de intemperismo de estas areniscas es de color rojo a café rojizo, pero en superficie fresca presentan tonos más claros, desde verde y rosa a pardo claro. Contienen horizontes bien clasificados, pero en general existe una gran variación de tamaños dentro de espesores de 50 cm. La cementación es normalmente moderada, pero hay intervalos con fuerte cementación. Los granos tienen contornos angulares a subredondeados, y sus tamaños varían de arenas gruesas a finas. La estratificación graduada y la diastratificación son comunes, y los restos de tallos son abundantes.

Descripción microscópica

1 Textura

El análisis petrográfico realizado en 28 muestras revelan que la mayor parte de la roca está sustentada estructuralmente por una trama de cuarzo-feldespatos-fragmentos líticos. La mayoría de los granos son equidimensionales, por lo que no se observa una orientación preferente de los mismos. Está cementada en su mayor parte por sílice y en mucha menor proporción por calcita y hematita. La matriz está prácticamente ausente, y donde se presenta no excede del 5 % en volúmen. La distribución del tamaño de los granos varía de moderadamente seleccionados a bien seleccionados, y son de contornos angulares a subredondeados, sin embargo la redondez es difícil de apreciar en muchos granos debido a que no se observa el borde de los mismos debido a

Tabla 1.1

Algunos análisis porcentuales típicos de las areniscas de la Unidad Piedra Hueca

muestra + componentes	B9	B6	104	78	B15
Cuarzo	25	30	30	25	10
Feldespatos	40	35	25	40	20
Líticos	5	15	25	10	40
Micas	1	5	3	2	--
Cementante	si	ca-he	si	si	--
Matriz	7	--	--	--	v
Clasificación (Folk,1968)	arcosa	arcosa	arcosa	arcosa	volcarenita

Abreviaturas utilizadas. Cementante si: sílice, ca: calcita
 he: hematita. Matriz v: vidrio.
 + ver localización en fig.1.2.

los crecimientos secundarios.

2 Mineralogía (Tabla 1.1).

A) Componentes detríticos

Cuarzo: la mayor parte es de extinción homogénea, y en menor proporción es de extinción ondulante, en general presentan contornos angulosos a subredondeados con crecimientos sintaxiales.

Feldespatos: dentro de las plagioclasas hay oligoclasas-andesinas, los alcalinos incluyen ortoclasa y microclina. La mayor parte de los alcalinos se encuentran ligeramente alterados a sericita. La relación aproximada de plagioclasas a feldespatos alcalinos es de 2:1. Presentan contornos angulosos a subredondeados.

Líticos: la mayoría provienen de las fracciones ricas en cuarzo de los cuerpos metamórficos, los hay también de esquistos y rocas ígneas, y en general sus contornos son angulosos a subredondeados.

Micas: casi toda es biotita, con algunas pequeñas cantidades de muscovita y clorita, frecuentemente esta deformada alrededor de los granos de cuarzo debido a procesos de compactación.

Minerales pesados: el apatito se presenta en cantidades menores a 1%, los minerales opacos son principalmente hematita, esta última en la muestra B9 es abundante (13%) y al microscopio petrográfico parece ser de origen detrítico y no producto de alteración, puesto que los granos más grandes se observan parcialmente rotos, ocupando intersticios y no cubriendo a otros minerales.

B) Constituyentes químicos

Calcita : está presente rellenando espacios entre los granos

en cantidades menores del 7%.

Cuarzo autígeno : se encuentra como crecimientos secundarios en continuidad óptica con los granos detríticos .

Sericita : es resultado de la alteración de feldespatos.

Materia orgánica : en la muestra B9 se encuentra emplazada entre los intersticios, pero no se observó en otras muestras.

Clasificación

Las muestras analizadas, a excepción de un horizonte en la parte superior de la secuencia que corresponde a una volcarenita, son arcosas.

Interpretación del ambiente de depósito

La abundancia de feldespatos alcalinos y andesina-oligoclasa implica la existencia de una área de erosión relativamente cercana de rocas intrusivas de composición ácida o intermedia, por lo que una de las fuentes principales de aporte lo puede constituir el Tronco de Totoltepec, la limitada madurez que presentan las areniscas indica que son producto de la rápida erosión de un relieve alto, por otra parte los fragmentos líticos de rocas metamórficas se derivaron directamente del Complejo Acatlán. Las lutitas y las limolitas que forman parte de la Unidad Piedra Hueca son de colores rojo, amarillo (en ambos casos debido presumiblemente a la presencia de óxidos de fierro) y verde. En las fracciones arenosas finas y en las limolíticas fue posible observar rizaduras de corriente, así como numerosas impresiones de tallos y, en mucha menor cantidad, impresiones de hojas. Globalmente predominan las fracciones arenosas y conglomeráticas sobre los limos y las arcillas.

Todas las características: los restos de plantas, la diastratificación, las rizaduras de corriente, la ausencia de fósiles marinos, indican un origen predominantemente fluvial con

grandes variaciones de energía, en donde las arenas y las gravas fueron depositadas probablemente como abanicos y corrientes entrelazadas (braided streams), intercaladas con clastos finos que pudieron haber sido depositados en planicies de inundación.

En la parte superior de esta unidad, se encuentra un horizonte de 40 metros de espesor de areniscas finas a medias de color verde. De este horizonte proviene la muestra B15 en la que fueron observados gran cantidad de materiales piroclásticos, que dan a la roca un origen híbrido y que se clasifica como una volcarenita.

El relieve contrastado en el marco dentro del cual se depositó esta secuencia puede haber sido provocado por pilares y fosas tectónicas desarrolladas en un régimen distensivo.

Los criterios que se tienen para interpretar este ambiente de depósito son:

- sólo en un régimen de hundimiento queda registrada y preservada una secuencia semejante

- las variaciones drásticas en los espesores de las unidades clásticas solamente pueden explicarse por el sepultamiento de un relieve relativamente contrastado en la zona de depósito

- una evidencia del relieve contrastado es la presencia de conglomerado y arenisca gruesa en diferentes niveles.

Para esta unidad se midió en campo un espesor de 880 m aproximadamente, una parte en la Barranca Tedigno y la otra a partir del contacto entre el Tronco de Totoltepec y los conglomerados basales a lo largo del camino hasta Santa Cruz Nuevo (Fig. 1.2).

Relaciones estratigráficas

El contacto superior de esta unidad es en discordancia angular con la Unidad Otlaltepec (Fig. 1.1), y en la parte centro-occidental del mapa, hacia el este de San Pablo

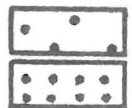
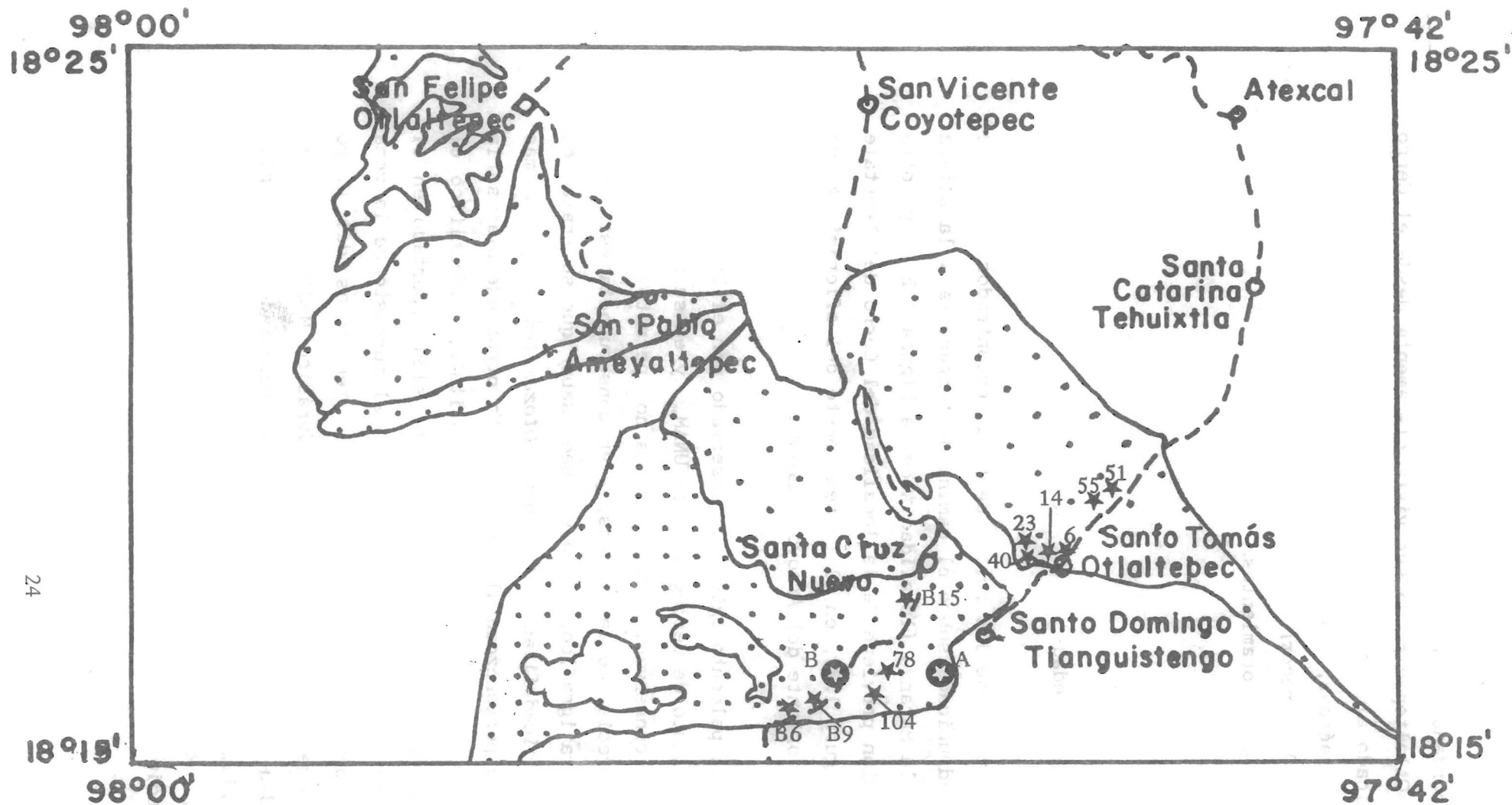
Amealtepec, también en discordancia con la Unidad Magdalena.

La discordancia angular que separa a la Unidad Piedra Hueca de la Unidad Otlaltepec puede ser vista claramente desde el Cerro La Cruz, ubicado al oeste de Santo Tomás Otlaltepec, así como en las fotografías aéreas, sin embargo, ha sido difícil seguir su traza durante los recorridos en campo debido a la falta de continuidad de los afloramientos.

Paleontología y edad

La mayor parte de los restos de hojas encontrados proviene de la localidad ubicada sobre el camino de terracería a la altura del Cerro de la Matanza (localidad A de la Figura 1.2), y otra pequeña fracción proviene de la localidad del Cerro del Tepetate (localidad B, Figura 1.2), en el extremo oeste del afloramiento de esta unidad, al oriente del Arroyo Ramales .

El material paleontológico fué observado por el Dr. Reinhard Weber del Instituto de Geología de la UNAM, y en su opinión el mal estado de conservación de las hojas no permite hacer una clasificación precisa de las mismas, y en consecuencia establecer su alcance estratigráfico, sólo se puede saber que se trata de ejemplares de cicadofitas del género *Otozamites*, y lo más probable es que pertenezcan al Jurásico. En otros ejemplares, la Dra. Alicia Silva-Pineda, del mismo instituto, identificó el género *Otozamites hespera* Wieland, que ha sido reportado en el área de Tecomatlán, Puebla, a unos 63 Km al suroeste de la zona en estudio por la misma paleontóloga, en rocas del Grupo Tecocoyunca, que han sido asignadas al Jurásico Medio . En la misma localidad del Cerro de la Matanza fué colectado un ejemplar de *Ptillophylum acutifolium* Morris (Ramos Leal, en preparación), que ha sido reportado en capas del Jurásico Inferior y Medio de Oaxaca y Puebla (Silva-Pineda, 1978).



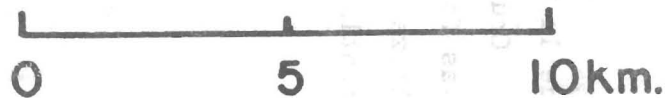
Unidad Otlaltepec

Unidad Piedra Hueca

★6 localización de la muestra

★A localidades con impresiones de hojas

fig. 1.2. Mapa de localización de muestras que ejemplifican la composición típica de las areniscas de las unidades Piedra Hueca y Otlaltepec cuyos análisis porcentuales se resumen en las tablas 1.1 y 1.2.



Correlación

No obstante sean desconocidos los límites de esta unidad, es posible establecer una correlación tentativa con rocas del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca, como son la Formación Rosario, el Conglomerado Cualac y con la parte inferior del Grupo Tecocoyunca y la Formación Tecamazúchil.

Sección de referencia de la Unidad Piedra Hueca, medida a lo largo del camino que comunica las poblaciones de Ixcaquixtla y Totoltepec, Estado de Puebla (Fig.1.2), desde su contacto inferior con el Tronco de Totoltepec en la Barranca Tehuixtle hasta el poblado de Santa Cruz Nuevo (ver mapa geológico).

ESPESOR (m)	LITOLOGIA
	Base
80	Conglomerado basal, con cantos de intrusivo félsico y máfico, y fragmentos de esquistos en menor proporción.
90	Areniscas de grano fino de color guinda y rojo con delgadas interestratificaciones de lutitas y limolitas verdes. Las areniscas y las de corriente, con rumbo al este, norte y noroeste y diastratificación.
100	Arcosas de color café claro con intercalaciones de bancos de hasta 1.5 m de espesor de conglomerado con líticos de cuarzo, arenisca e intrusivos félsicos y máficos, con diastratificación.
30	Limolitas y arcosas blancas intercaladas, en estratos de 30 cm de espesor máximo.
16	Arcosas rojas angulosas, mal clasificadas, cementadas por calcita y en menor proporción por hematita, de grano medio a grueso con intercalaciones de lutitas.
10	Arcosas verdes de grano medio, con intercalaciones de limolitas rojas de hasta 1 m

de espesor.

- 24 Arcosas verdes de grano fino con diastratificación y laminaciones de horizontes bentoníticos.
- 25 Limolitas verdes en capas de 10 a 20 cm de espesor con horizontes de arcosas de grano medio, también de color verde.
- 6 Arcosas verdes de grano fino a medio, en estratos de 20 cm a 1.5 m de espesor.
- 15 Arcosas de color rojo con delgadas intercalaciones de limolitas amarillas.
- 2 Arcosas de grano medio de color verde.
- 13.5 Limolitas amarillas en estratos de 5 a 20 cm con escasos estratos de hasta 30 cm de arcosas.
- 10 Arcosas rojas de grano fino con un horizonte conglomerático de 1.5 m de espesor.
- 33 Alternancia de conglomerado poligmítico de color rojo con areniscas conglomeráticas, areniscas y limolitas con diastratificación.
- 15 Arcosas rojas intercaladas con limolitas. Las limolitas presentan en su base rizaduras de corriente.
- 4 Conglomerado petromítico rojo con clastos de hasta 4 cm de diámetro con diastratificación.
- 20 Arcosas rojas con intercalaciones de limolitas amarillas.
- 126 Alternancia de conglomerados mal clasificados, con clastos subredondeados, con arcosas verdes de grano fino a medio con acuífamientos y delgados estratos de hasta 40 cm de limolitas amarillas, la fracción gruesa con diastratificación.
- 90 Arcosas verdes de grano fino a medio, en estratos de 20 a 80 cm de espesor.
- 3 Arenisca conglomerática con un horizonte de conglomerado en la base con clastos de areniscas, esquistos, cuarzo y feldespatos, con diastratificación.
- 10 Areniscas blancas con abundantes clastos de cuarzo que se acuífan lateralmente.
- 14 Alternancia de areniscas de grano fino a medio

con lutitas verdes y limolitas deleznable
grises.

- 21 Arcosa roja conglomerática en capas de 2 m o más de espesor con diastratificación y estratos que se acuñan.
 - 85 Alternancia de capas de conglomerado rojo de 1 a 3 m de espesor, arcosas rojas de 80 cm a 2 m de espesor y lutitas amarillas en estratos de hasta 80 cm. con diastratificación.
 - 40 Intercalaciones de estratos de areniscas verdes de grano medio con areniscas de grano fino. Horizonte de volcarenita.
- Cima, contacto superior en discordancia angular con la Unidad Otlaltepec
- 882 m Total del espesor medido

UNIDAD OTLALTEPEC

Definición

Se designa informalmente con este nombre a la secuencia alternante de arenisca, lutita y limolita que está expuesta en dos grandes afloramientos, en la parte occidental y centro meridional de la zona, así como en dos pequeñas porciones al sur.

Forma el macizo de la Loma Encinera y su prolongación al sureste, donde se acuña, y de los cerros El Encinal, Mogote Colorado, Tres Caciques, Colorado, La Vibora, Tres Cerros y Alegría (ver mapa geológico).

Descansa en discordancia angular sobre la Unidad Piedra Hueca hacia la parte centro-meridional del área, y en algunas porciones sobre el Complejo Acatlán y Tronco de Totoltepec.

En los afloramientos donde está expuesta presenta notables acuñamientos hacia el oriente.

Litología

La parte inferior, justo arriba de la discordancia angular con la Unidad Piedra Hueca, presenta areniscas conglomeráticas que contienen fragmentos angulosos de hasta 10 cm de diámetro de areniscas de grano fino y medio, derivadas de la unidad inferior, y de clastos de esquisto y del Troco de Totoltepec.

A simple vista es muy parecida a la Unidad Piedra Hueca, a excepción de que es menos arcillosa. La descripción de la fracción arenosa que forma parte de esta unidad se expone a continuación, y se presenta en forma resumida en la Tabla 1.2. La localización de las muestras seleccionadas para ejemplificar los análisis porcentuales de la Tabla 1.2 se indican en la Figura 1.2.

Descripción macroscópica

En conjunto, el color que exhiben en la superficie intemperizada es rojo a café rojizo, y en la superficie fresca son de color rosa a pardo claro. La selección que presentan los granos es de buena a moderada y su redondez varía de angulosa a subredondeada. La cementación es moderada, los granos pueden ser desprendidos sin romperse en muchos de los especímenes. La diastratificación y la existencia de restos de plantas son comunes.

Descripción microscópica

1 Textura

El análisis petrográfico realizado en 22 muestras revela que la mayor parte de los granos son equidimensionales y no se observa una orientación preferente. Está cementada por sílice y la matriz está ausente. En general la distribución del tamaño de los granos varía de bien seleccionada a moderadamente seleccionada

Tabla 1.2

Análisis porcentuales típicos de las areniscas de la Unidad Otlattepec.

muestra + componentes	6	14	23	40	51	55
Cuarzo	60	53	55	55	53	50
Feldespatos	11	15	11	13	11	15
Líticos	20	22	28	25	18	25
Micas	2	3	--	1	--	1
Matriz	--	--	--	--	--	--
Cementante	si	si	si	si	si	si
Clasificación (Folk, 1968)	arcosa lítica	litarenita feldespática	arcosa lítica	litare- nita feldes- pática	arcosa lítica	litarenita feldespática

Abreviaturas utilizadas. Cementante si: sílice.

+ ver localización en fig.1.2.

y los contornos son angulares a subredondeados.

2 Mineralogía (Tabla 1.2).

A) Componentes detríticos

Cuarzo : representa la fracción de componentes detríticos más abundante, su tamaño varía de 0.26 a 3 mm de diámetro, su selección varía de mala a buena. Los contornos de los granos son subangulares a subredondeados, aunque hay algunos con los bordes corroídos. La mayoría presenta extinción homogénea, pero también los hay con extinción ondulante. Son frecuentes los crecimientos sintaxiales.

Feldespatos : comúnmente presentan maclas polisintéticas o combinadas, y algunos pocos presentan zoneamiento e intercrecimientos con cuarzo. La mayor parte se ha alterado ligeramente a sericita y minerales arcillosos. Sus contornos varían de angulosos a subredondeados.

Líticos : abundan los de rocas volcánicas félsicas, y también se presentan fragmentos de cuarcitas, esquistos y lavas. Sus contornos son angulosos a subredondeados, algunos de ellos deformados por la compactación y alterados ligeramente a sericita y minerales arcillosos.

Micas : únicamente existe biotita en cantidades menores de 3%.

Minerales pesados : el zircón se encuentra únicamente en trazas, el principal mineral opaco es la hematita. Fueron analizadas por difracción de Rayos X dos muestras provenientes de esta unidad, la 25 del sitio III y la 36 de sitio IV (Fig.5.1), para conocer cuáles eran las fases de óxidos de hierro presentes, portadoras de la magnetización. En ambas resultó que la fase presente es hematita, existiendo en la muestra 36 un grano de ilmenita.

B) Componentes químicos

La arena de esta unidad es de tipo arenoso y está compuesta por

Cuarzo autógeno: está presente únicamente como crecimientos sinaxiales.

Sericita y minerales arcillosos: provienen principalmente de la alteración de feldespatos, y en menor proporción de la alteración de los fragmentos líticos.

Clasificación

Estas areniscas corresponden a sublitarenitas de acuerdo con la clasificación de Pettijohn, ubicadas en el diagrama cuarzo-feldespatos-líticos muy cerca del límite con las subarcosas.

Interpretación del ambiente de depósito

Las características de los componentes de las areniscas indican que los sedimentos que componen esta secuencia se derivaron probablemente de la erosión de porciones expuestas del Complejo Acatlán, de la Unidad Piedra Hueca y de algunos cuerpos volcánicos contemporáneos.

Estas sublitarenitas pueden haber sido acumulaciones aluviales depositadas en valles limitados por prominencias topográficas. La naturaleza de las corrientes que la depositaron debieron haber sido muy semejantes a las que se mencionan para la Unidad Piedra Hueca.

Las variaciones laterales en el espesor de esta unidad manifiestan el contraste en el relieve durante su depósito, el cual se puede interpretar como el resultado de una tectónica de fallas normales con el desarrollo de pilares y fosas tectónicas. Los acunamientos observados pueden manifestar la presencia de

pilares tectónicos en esta área.

En el mapa es fácil distinguir una unidad de la otra porque, además de presentar orientaciones marcadamente diferentes, la unidad inferior presenta una mayor densidad de disección del drenaje y relativamente mayor deformación

Relaciones estratigráficas

La Unidad Otlaltepec subyace discordantemente a la Unidad Magdalena, y hacia el extremo noroccidental del área está cubierta discordantemente por la Formación Agua de Luna. El espesor de esta unidad varía fuertemente, se le estima aproximadamente 1 500 metros, sin embargo la magnitud precisa no pudo ser determinada por la falta de continuidad de los afloramientos. El espesor aparente de esta unidad es mayor en la región central debido quizá a la existencia de fallas normales que no pudieron ser documentadas, sin embargo se infiere la existencia de cuando menos una de ellas (Cap. II, Fig. 2.6).

Paleontología y edad

Durante los recorridos de campo en este trabajo no se encontraron fósiles identificables, sin embargo en una localidad ubicada en la Loma Encinera (Ramos Leal, en preparación), fué colectado un ejemplar de *Williamsonia nezahualcoyotli* Wieland, que ha sido reportada en las formaciones Rosario y Zorrillo, del Jurásico Medio e Inferior del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca.

Debido a que no es posible asignarle una edad precisa por contenido fosilífero, y que la unidad que le subyace tampoco está con seguridad fechada, lo único que puede afirmarse es que se trata de una unidad precretácica, muy probablemente jurásica.

Calderón-García (1956) asigna el nombre de Lechos Rojos al conjunto de unidades Piedra Hueca y Otlaltepec aquí descritas, y menciona que midió un espesor de 825 m en la Sierra Colorada, que es la sierra que parte hacia el noroeste a partir del Cerro La

Colorada, al oeste de Santo Domingo Tianguistengo. Menciona además que fueron encontrados fósiles de plantas de los géneros *Williamsonia* y *Otozamites*, sin indicar la ubicación de la localidad donde fueron colectados, por lo que cree que representa un depósito del Jurásico Medio y posiblemente del Jurásico Superior.

En un trabajo de tesis profesional elaborado por alumnos de la ESIA que abarca el área del presente estudio (Avellaneda-Córdoba et al., 1987) no se diferencian las dos unidades clásticas aquí descritas, sino que consideran un depósito continuo al que asignan perteneciente a la Formación Huizachal (Triásico-Jurásico) por similitud petrológica (sic), no obstante que reportan haber encontrado un ejemplar de flora fósil que, como ellos indican, probablemente se trate de *Ptilophyllum catchense* Morris del Jurásico Medio, del que no indican la localidad en que fué colectado.

En la parte centromeridional del Estado de Puebla, al oeste de Petlalcingo, a unos 30 Km al sur del área estudiada, fue descrita por Pérez-Ibargüengoitia y colaboradores (1965) una secuencia semejante a las unidades Piedra Hueca y Otlaltepec anteriormente descritas, se trata de la Formación Tecomazúchil, constituida por conglomerado, arenisca y limolita de origen continental que descansan en discordancia angular sobre el Complejo Acatlán, cubiertos a su vez mediante un contacto transicional por la Caliza Chimeco. No les fue posible fijar su edad por métodos paleontológicos porque no encontraron fósiles, sin embargo, en base a que en la mitad superior de la Caliza Chimeco colectaron pelecípodos del Oxfordiano, por un lado, y por otro por las relaciones estratigráficas regionales que se conocen, como es la existencia de capas carboníferas del Jurásico Medio en el noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero incluidos en el Grupo Tecocoyunca (Erben, 1956a), que tiene un contacto transicional con calizas oxfordianas, estos autores le asignan una edad de Jurásico Medio.

No se utiliza el nombre de Formación Tecomazúchil para

referirse a ninguna de las dos unidades clásticas aquí descritas puesto que no existe una continuidad física con ninguna de ellas.

Actualmente Shelton Applegate y René Hernández, paleontólogos del Instituto de Geología de la UNAM, realizan una investigación con restos fósiles de huesos de dinosaurio hallados en esta unidad, al oeste del poblado San Felipe Otlaltepec, que parecen pertenecer a saurópodos del Jurásico.

La autora de este trabajo opta por asignarles a ambas unidades clásticas una edad tentativa jurásica, hasta no tener una evidencia paleontológica concluyente.

Correlación

Al igual que en el caso de la Unidad Piedra Hueca, el desconocimiento de los límites de la Unidad Otlaltepec permite solamente establecer correlaciones tentativas con la Formación Chimeco, la parte superior del Grupo Tecocoyunca, la Caliza con Cidarís y quizá también con la Formación Mapache, todas ellas de la porción sur de Puebla y nororiente de Oaxaca.

Sistema Cretácico

UNIDAD MAGDALENA

Definición

Con este nombre se designa informalmente a una secuencia de conglomerado, arenisca, lutita y marga. En el campo fué difícil de observar puesto que en su mayor parte está cubierta de caliche o derrubios, excepto en los cortes profundos de arroyos. Aflora en el Arroyo Magdalena, a 3.5 km al noreste de Santo Tomás Otlaltepec, en la Cañada Palma Amarilla, en el extremo sureste de la zona, y en las barrancas Chirimiyo y El Encino, a 7 km al sureste de San Felipe Otlaltepec.

Litología

En su parte inferior consta de cuerpos conglomeráticos blancos y guindas con diastratificación intercalados con horizontes más arenosos que constituye un espesor de 30 m aproximadamente, en donde los clastos son fragmentos de granodiorita, esquisto y cuarzo blanco y negro, y están subredondeados.

Hacia la cima va disminuyendo la pigmentación guinda, la unidad se vuelve predominantemente arenosa, con delgadas intercalaciones conglomeráticas y arcillosas de hasta 20 cm de espesor, de tonos verde claro, y con horizontes bentoníticos de hasta 30 cm de espesor. Las areniscas son sublitarenitas, con clastos de fragmentos de rocas volcánicas, subangulosos y bien clasificados.

En la parte superior de la secuencia predomina la fracción arcillosa y se vuelve carbonatada hasta constituir una marga en el extremo superior. Está poco cementada y en muchas localidades no es posible obtener una muestra de ella debido a que se fragmenta con suma facilidad. En el área cartografiada tiene un espesor estimado en 200 m.

Relaciones estratigráficas

Descansa en discordancia angular sobre las unidades clásticas atribuidas al Jurásico, y pasa transicionalmente hacia arriba a la Caliza Coyotepec (Figura 1.1 y tabla de correlación).

La discordancia angular que separa a esta unidad de las unidades Piedra Hueca y Otlaltepec ha sido difícil de reconocer en el campo, puesto que en varias localidades no es posible reconocer su carácter discordante por la similitud en la

orientación y buzamiento de las capas. Sin embargo, en la parte central del área, en la región de Temoapa, se observa claramente ese carácter discordante.

Edad y correlación

No se encontró fósil alguno, pero por subyacer transicionalmente a calizas del Albiano-Cenomaniano, se le asigna una edad tentativa aptiana(?) - albiana, y de ser correcta la estimación de la edad, corresponde a una facies de litoral de la Formación San Juan Raya, con la que se correlacionaría, así como con las Capas Rojas de la Sierra del Tentzo, la Formación San Isidro de la región de Tezoatlán y con el Grupo Taxiaco, del oeste de Oaxaca (ver tabla de correlación estratigráfica).

Morán-Zenteno (1987) reporta la existencia de una unidad volcánica del Cretácico Inferior que aflora al noroeste del Estado de Oaxaca, en la región de Tezoatlán, a la que informalmente llama Unidad San Vicente, constituida por una secuencia piroclástica andesítica que presenta un espesor máximo de 200 m, localizada a unos 80 Km aproximadamente al sur de la zona en estudio. La actividad volcánica que dió origen a esta unidad puede haber sido la responsable de la presencia de horizontes bentoníticos en la unidad que aquí se describe.

CALIZA COYOTEPEC

Definición

En el área de estudio aflora una unidad de 400 m de espesor mínimo, al sur y oeste de San Vicente Coyotepec (ver mapa geológico) de caliza biomicrítica parcialmente dolomitizada, con nódulos y bandas de pedernal negro, que constituyen las crestas de las mayores elevaciones presentes, a la que en este trabajo se le describe bajo la denominación informal de Caliza Coyotepec.

En este trabajo no se utiliza el nombre de Formación Cipiapa, utilizado por Calderon García (1956), por carecer ésta de una descripción detallada, ni el de Formación Morelos o Caliza Petlalcingo por carecer de elementos objetivos que demuestren la continuidad física entre dichas unidades y la Caliza Coyotepec.

Litología

Dentro de ella pudieron ser distinguidos tres miembros (Fig. 1.1), que se observan claramente en el Arroyo Magdalena, a 4 km al noreste de Santo Tomás Otlaltepec, y en la Barranca El Gavilán, a 6 km al sur de San Vicente Coyotepec. En otros cortes donde queda expuesta esta unidad no se reconocen los tres miembros por estar parcialmente cubiertos.

Miembro inferior: está formado por biomicrita en estratos de 30 cm a 1 m de espesor, de color beige, con nódulos y lentes de pedernal, con restos de ostreas y bancos de rudistas, entre el que la Dra. Blanca Buitrón, del Instituto de Geología de la UNAM, identificó *Toucasia polygyra*, que tiene un alcance stratigráfico del Albiano tardío al Cenomaniano (Alencaster, 1973). Se le estima un espesor de 150 m.

Miembro medio: constituido por biomicrita en estratos de 50 cm a 2 m de espesor, de color beige, con horizontes completamente dolomitizados, horizontes de brecha intraformacional y de coquina, con restos de gasterópodos y pelecípodos no identificables y miliólidos, entre los que la Dra. Ana Luisa Carreño, del Instituto de Geología de la UNAM, identificó *Nummoloculina heimi* Bonet, que tiene un alcance stratigráfico del Albiano al Cenomaniano. En el camino de terracería que comunica Santa Cruz Nuevo con San Juan Ixcaquixtla existen rizaduras de oleaje con huellas de desecación; en esta zona los estratos se acúan hacia la cima. Se le estima un espesor de 150 m.

Miembro superior: está compuesto por biomicrita en estratos de 5 a 30 cm de espesor, con intercalaciones de horizontes

arcillosos de 20 cm de espesor. La cima se encuentra cubierta por caliche, por lo que se vuelven escasísimos los afloramientos, a pesar de ello a 2 Km al sur de San Vicente Coyotepec, se encontraron micritas de aspecto zacaroide de 50cm a 1 m de espesor, en horizontes de 15 cm de espesor con ondulaciones, con zonas porosas y pedernal rosa. Se le estima un espesor mínimo de 100 metros.

Relaciones estratigráficas

Sobreyace transicionalmente a la Unidad Magdalena, en el área de estudio no se observó el límite superior, se encuentra cubierta por aluvión en la parte centro-occidental, y hacia el oriente está en contacto de falla normal con la Unidad Pozo Hondo.

Edad

Con base en los fósiles encontrados, a esta secuencia se le asigna una edad del Albiano-Cenomaniano, sin precisar los límites, ya que los foraminíferos encontrados no pudieron proporcionarlos.

Ambiente de depósito.

Por la presencia de bancos de rudistas en la parte inferior, se interpreta como un depósito de facies arrecifal que cambia a un ambiente de intermarea o supramarea, donde se produce la dolomitización y se forman las estructuras primarias observadas, en un ambiente semejante al que existe en la actualidad en las Bahamas.

Correlación

En zonas próximas al área que abarca este estudio, afloran

cuerpos calcáreos que han sido descritos por varios autores bajo diferentes nombres.

Aguilera (1906) aplicó originalmente el nombre de Formación Cipiapa a una serie de rocas expuestas al oeste de Tehuacán que él consideró pertenecientes al Cenomaniano, pero que en realidad incluyen depósitos que abarcan desde el Cretácico Inferior al Terciario (Calderó García, 1956).

Posteriormente, Calderón-García (1956) utilizó dicho nombre para aplicarlo a un extenso cuerpo de caliza que aflora al oeste de Tehuacán, que contiene nódulos de pedernal, intercalaciones de margas, porciones oolíticas y zonas dolomitizadas, donde reporta la existencia de foraminíferos y rudistas (géneros *Toucasia* y *Monopleura*).

Salas (1949) propuso el nombre Caliza Petlalcingo para las rocas que afloran en esa región, a las que Erben (1956) asigna al Cenomaniano-Turoniano y divide en tres miembros informales: el inferior de caliza gris crema, el medio de caliza margosa amarilla, caliza coquinosa, caliza con *Actaeonella*, y el miembro superior consistente de caliza amarilla, caliza con corales y caliza con microestratificación.

Por otra parte Fries (1960) propuso la denominación informal de Formación Morelos para un extenso cuerpo de calizas y dolomías del Albiano-Cenomaniano, que se distribuye en gran parte del Estado de Morelos y el norte de Guerrero, de espesor variable y con cuerpos de calizas oolíticas y bioclásticas, biomicritas y micritas con algunos desarrollos de biostromas.

Pérez-Ibargüengoitia y colaboradores (1965) describieron para la región de Petlalcingo un paquete de aproximadamente 400 m de espesor de calizas compactas con miliólidos y rudistas, que contiene nódulos de pedernal y horizontes dolomitizados, de una edad correspondiente al Albiano-Cenomaniano Temprano, y optan por llamarlo Formación Morelos y no Formación Cipiapa (utilizado por Calderón), por estar mejor descrita la primera.

En la Sierra del Tentzo, a 55 Km al norte de la zona estudiada en este trabajo, fueron descritas calizas de facies de plataforma como Calizas Orizaba por primera vez por Bose (1899), mismas que Viniegra (1965) posteriormente redefinió y les da el rango de Formación. En 1984, Monroy y Sosa realizan una detallada descripción de esta unidad, pero no le asignan una denominación litoestratigráfica, dejándolas bajo la denominación interpretativa de Calizas de plataforma del Albiano-Cenomaniano.

Recientemente, Pantoja-Alor(1989) ha propuesto informalmente el nombre de Formación Tlayua para designar una secuencia de calizas (mudstone) de 300 m de espesor que aflora en la region de Tepexi de Rodriguez. Es posible que esta formación tenga continuidad lateral con la Caliza Coyotepec, sin embargo la confirmacion de este supuesto y eventualmente la proposicion formal de esta unidad, sera objeto de un trabajo posterior.

Sistema Terciario

UNIDAD POZO HONDO

Definición

Descansando discordantemente sobre la Caliza Coyotepec hacia la porción oriental del mapa, se encuentra un paquete de conglomerado sedarenítico, intercalado con estratos de areniscas conglomeráticas, descritos aquí informalmente bajo la denominación de Unidad Pozo Hondo.

Litología

Los conglomerados tienen clastos de cuarzo, pedernal, arenisca roja, y caliza micrítica y biomicritas de color café y gris, en estos últimos se encontraron varios con miliólidos. Los clastos de caliza llegan a ser bloques de 30 cm, pero los

fragmentos de 2 mm a 5 cm de diámetro son mucho más abundantes. Los clastos varían de subangulares a subredondeados y sólo los fragmentos de pedernal son en su mayor parte angulares a subangulares. Se clasifica como un conglomerado sedarenítico.

Los clastos están incluidos en una matriz arcilloarenosa de color claro. La mayor parte de estos granos son también fragmentos de caliza y su clasificación es pobre. El cementante es calcita espática que llena todos los intersticios.

Las areniscas conglomeráticas son de color verde y guinda, con clastos de cuarzo, esquisto y arenisca roja. Presentan abundantes planos de falla con relises asociados.

A esta unidad se le estima un espesor de 600 metros.

Relaciones estratigráficas

Al este de Santa Catarina Tehuixtla la unidad descansa en discordancia sobre la Caliza Coyotepec, y hacia el sur y sureste del mismo poblado se encuentra sobre la misma caliza en contacto por falla normal. No se observó su contacto superior.

Edad

No se encontraron fósiles en esta unidad. Se considera como un depósito formado posteriormente a deformaciones compresivas del Cretácico Superior-Terciario Inferior, y se le asigna una edad tentativa de Terciario Temprano.

En la parte central y sur de México se han usado y propuesto muchos nombres para cuerpos de roca presuntamente terciarios, mismos que han sido correlacionados utilizando su posición estratigráfica y su textura conglomerática como criterios únicos, presentando poca o ninguna atención a la composición litológica, en los que la edad objetiva es desconocida para la mayoría de ellos, como ha sido ya discutido por Ferrusquía Villafranca (1976).

FORMACION AGUA DE LUNA

Definición

Pantoja-Alor (1989) denomina informalmente con este nombre a una secuencia de calizas lacustres que aflora en la región de Tepexi de Rodríguez, Puebla. Esta secuencia se extiende lateralmente hasta la región Ixcaquixtla-Totoltepec, donde se presenta en la parte noroccidental.

Litología

En la región de este estudio, está constituida por un paquete de caliza lacustre travertinosa, de color café claro, porosa, en estratos horizontales de 50 cm a 2 m de espesor, en las que no se observaron fósiles. Forma las mesas que coronan la parte superior de las elevaciones al occidente del Arroyo Carnero (ver mapa geológico).

Relaciones estratigráficas

En la región de este estudio, descansa en discordancia angular sobre la Unidad Otlaltepec y el Complejo Acatlán.

Edad

La edad precisa de estos depósitos calcáreos es incierta, sin embargo Pantoja-Alor (*op. cit.*) considera a la Formación Agua de Luna como de posible edad pleistocénica.

Correlación

Se han encontrado y descrito rocas similares a la Formación Agua de Luna en el sur de México. En los alrededores de San Miguel Tehuitzingo, Puebla, a unos 40 Km al noroeste de la zona

de estudio, aflora un depósito lacustre formado por areniscas calcáreas con intercalaciones de caliza travertinosa, limolita y lutita que Calderón-García (1956) ha llamado informalmente Formación Tehuizingo, y a la que considera de probable edad pleistocénica, a pesar de que no se cuenta con fósiles identificables que indiquen una edad determinada.

Ferrusquía-Villafranca (1970) describe en detalle los depósitos lacustres de la región Tamazulapan-Teposcolula bajo la denominación de Formación Chilapa, constituida por una serie de areniscas, limolitas y calizas silicificadas, a la que por su posición estratigráfica y su litología considera aproximadamente correspondiente a la fracción lacustre de la Formación Huajuapán (Erben, 1956b) y a la variedad lacustre del Grupo Balsas (Fries, 1960). Sin embargo falta la evidencia objetiva para determinar su edad, como el mismo autor lo señala.

DEPOSITOS CLASTICOS DEL TERCARIO

Bajo esta denominación se designa informalmente un pequeño cuerpo de forma lenticular que aflora a 1.5 km al norte de Santa Cruz Nuevo. Ocupa la Cañada La Cuesta y la parte baja de la Loma Encinera. Morfológicamente representa un depósito antiguo de abanico aluvial disectado. Está constituido por litarenitas y conglomerado de color rojo en estratos de 30 a 80 cm de espesor, cuyos constituyentes clásticos se derivaron directamente de la Unidad Otlaltepec. Presenta una ligera inclinación de sus estratos, de 15 grados, al noroeste. No fué posible reconocer un depósito semejante en algún otro sitio del área. Descansa en discordancia angular sobre la Unidad Otlaltepec.

Se asigna tentativamente al Terciario Superior, sin embargo existe una gran incertidumbre en cuanto a la edad precisa de este depósito.

ALUVION

En la porción occidental se presenta en el fondo del valle del Arroyo Ramales en forma de terrazas fluviales. En la parte centro-norte y oriente de la región el relieve acumulativo aluvial está representado principalmente por llanuras de inundación. En su evolución han influido las elevaciones montañosas que se extienden en dirección noroeste-sureste, de tal manera que las corrientes que bajan de éstas al llegar a la planicie, depositan sus materiales. En esta zona consiste esencialmente de caliche.

I.2 PROBLEMAS DE INTERPRETACION DEL REGISTRO JURASICO

Aunque existe aparentemente gran cantidad de trabajos geológicos relacionados con el sur de México, la falta de información sobre el alcance estratigráfico, distribución lateral y variaciones espacio-temporales de los cuerpos de roca; la diversidad de criterios aplicados en la descripción de las unidades, así como la escasez en muchas secciones de un registro fósil preservado factible de identificación, hacen que las interpretaciones del registro estratigráfico se enfrenten a serios problemas.

La existencia de unidades sedimentarias del Paleozoico Superior al oriente y occidente del área de Totoltepec, dentro del Terreno Mixteco, ha sido reportada desde hace varias décadas. En el área de Los Reyes Metzontla, Aguilera y colaboradores (1897) nombraron por primera vez una serie de areniscas, lutitas y capas de carbón con un contenido abundante de restos de plantas fósiles como Formación Matzitzí, a las que Calderón (1956) describió informalmente asignándolas al Jurásico, posteriormente Silva-Pineda (1970) identificó flora pensilvánica. Sus características sedimentológicas y estratigráficas indican su situación dentro de un complejo fluvial con depósitos de llanura de inundación, de canal y de abanico aluvial.

En el área de Los Reyes Metzontla - Coatepec cubre en discordancia al Complejo Oaxaqueño y su relación con el Complejo

Acatlán no es clara, aunque se sugiere que la Formación Matzitzzi también descansa en discordancia sobre el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1981; Pacheco y Ortiz, 1984; Castro-Mora y Pacheco-Gutiérrez, 1986).

En la región de Olinalá, fué definida la Formación Olinalá por Flores de Dios y Buitrón (1982), quienes le asignan una edad pensilvánica-pérmica, y por Corona-Esquivel (1981), quien le aplicó el nombre de Los Arcos y la ubica en el Pérmico. Está constituida por una secuencia de conglomerados, areniscas, limolitas y calizas, y sobreyace en discordancia al Complejo Acatlán.

En la parte suroriental del Estado de Puebla, fué descrita informalmente una secuencia marina formada por areniscas, limolitas con algunos cuerpos de calizas bioclásticas y conglomerados designada con el nombre de Formación Patlanoaya (Vazquez-Echeverría, 1986) considerada del Carbonífero-Pérmico, que descansa en discordancia angular sobre el Complejo Acatlán.

Morán-Zenteno (1987) ha indicado que, si se acepta que la Formación Matzitzzi haya sido depositada también sobre el Complejo Acatlán y que sea contemporánea con las formaciones Los Arcos (Olinalá) y Patlanoaya, se podría reconocer cuando menos para el Pensilvánico una polaridad de sedimentación, del levante al poniente actuales, de continental a marina, y de ser así, se podría esperar que en el área de Totoltepec estuviesen presentes unidades correspondientes al Paleozoico Superior.

López-Ramos (1983, p.76) indica que aparentemente hay rocas de probable edad triásica y del Paleozoico Superior alrededor del Tronco de Totoltepec, sin embargo no presenta referencias de trabajos realizados que hablen al respecto, sólo presenta un esquema en donde coloca a la Formación Matzitzzi sobre el Tronco de Totoltepec en discordancia, cubierta por una unidad de Capas Rojas (*sic*) de probable edad triásica, y ambas unidades sedimentarias bajo los Lechos Rojos de probable edad Jurásico Medio descritos por Calderón (1956) en discordancia angular, en

donde no especifica las relaciones de contacto entre la Formación Matzitzi y las Capas Rojas triásicas.

La autora del presente trabajo no encontró ninguna evidencia que pudiera indicar la presencia de alguna unidad sedimentaria perteneciente al Paleozoico Superior, ya que la unidad que sobreyace al Tronco de Totoltepec, desde su contacto con ese intrusivo, no presenta discontinuidades estratigráficas que sugieran que se trate de dos unidades diferentes.

Se han reportado dos unidades de origen volcánico que probablemente pertenezcan al Triásico, la Ignimbrita Las Lluvias (Corona-Esquivel, *op. cit.*) y la Unidad Diquiyú (Morán-Zenteno, *op. cit.*) que está expuestas en las áreas de Olinalá y Tezoatlán, respectivamente, en el Terreno Mixteco.

Los principales problemas de interpretación en el área de este estudio se originan por la falta de datos objetivos geocronológicos de las unidades clásticas que prueben definitivamente que se trate de cuerpos jurásicos. La falta de información sobre unidades jurásicas separadas por discontinuidades mayores como la discordancia angular que se presenta en el área de Totoltepec-Ixcaquixtla, hacen difícil elaborar correlaciones con los cuerpos que para esa edad se han descrito en el Terreno Mixteco, así como la ausencia en el sector Tehuacán-Acatlán-Izúcar de Matamoros de rocas marinas del Jurásico Superior.

Otro de los problemas de interpretación para el registro jurásico se relaciona a la distribución lateral del Grupo Tecocoyunca y la polaridad de sedimentación.

I.3 EVOLUCION GEOGRAFICO-AMBIENTAL

Para las rocas paleozoicas de la región, Ortega-Gutiérrez

(1981 b) ha reconocido, de acuerdo a sus características petrológicas y tectónicas, que fueron originadas dentro del marco de un ciclo orogénico tipo Wilson, según la concepción de Dewey y Burke (1974), que en síntesis consiste en la apertura y cierre de una cuenca oceánica. De acuerdo con Ortega-Gutiérrez (1981b), Formación Xayacatlán representa una ofiolita desarrollada durante la etapa de expansión oceánica, y la posterior eclogitización de ésta y los Granitoides Esperanza previamente emplazados, manifiesta el inicio de la etapa de cierre de la cuenca.

Posteriormente pudo haber ocurrido una colisión de dos masas continentales, que se registra en el cabalgamiento del Subgrupo Acateco sobre el Subgrupo Petlalcingo. Hacia el Devónico Tardío debió haber existido un levantamiento del Terreno Mixteco que lo haya expuesto a una profunda denudación hasta el final del Pensilvánico, cuando empezaron a depositarse las formaciones Matzitzí, Los Arcos (Olinalá) y Patlanoaya.

En reconstrucciones anteriores (Morán-Zenteno, 1987) se ha propuesto que entre el Pensilvánico y el Pérmico la línea de costa se encontraba cercana al límite de los terrenos Mixteco y Oaxaca con una traza aproximadamente norte-sur, en caso de existir una correlación entre la Formación Matzitzí y las formaciones Los Arcos y Patlanoaya. El hecho de que sólo hayan sido reconocidas hasta ahora unidades volcánicas, la Ignimbrita Las Lluvias y la Formación Diquiyú, tentativamente para el Triásico dentro del Terreno Mixteco, sugiere que entre el Pérmico y el Jurásico Medio éste haya estado emergido y expuesto a la erosión, y por ello no se haya encontrado en este estudio una unidad que corresponda al Paleozoico Superior.

A partir de evidencias estratigráficas, como es la distribución de unidades de origen continental y marino; paleontológicas, la presencia de amonitas de afinidad pacífica en las capas del Grupo Tecocoyunca (Imlay, 1980; Westerman et al., 1984); y evidencias paleomagnéticas (ver Caballero Miranda et al., 1987) se ha propuesto que para el Batoniano-Bajociano

(Morán-Zenteno *et al.*, 1986; Morán-Zenteno, 1987) los principales influjos marinos provenían del sur y la dirección principal de las corrientes fluviales era del noreste al suroeste, donde la línea de costa se situaba entre Huajuapán de León y Tezoatlán.

Es posible que para esta edad, Bathoniano-Bajociano, se haya depositado la Unidad Piedra Hueca. A diferencia del Grupo Tecocoyunca y de la Formación Tecamazúchil, que tienen un contacto transicional con calizas del Oxfordiano (Erben, 1956; Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965), en el área de este estudio no existe una unidad semejante. La constante variación de granulometría, la presencia de diastratificación, marcas de corriente y estratificación graduada; la presencia de restos de tallos y hojas, la relativamente baja cantidad de arcillas, y la selección que presentan las areniscas, indican que esta unidad se depositó en un ambiente fluvial con grandes variaciones de energía. La presencia de un horizonte con materiales piroclásticos hacia la parte superior de esta secuencia, evidencia una etapa de actividad volcánica contemporánea al depósito, cuando menos de este horizonte.

Las únicas unidades volcánicas que se han descrito dentro del Terreno Mixteco para edades precretácicas son la Ignimbrita Las Lluvias (Corona-Esquivel, 1985) y la Unidad Diquiyú (Morán-Zenteno, 1987), para las regiones de Olinalá y Tezoatlán, respectivamente, de las que no existe ningún fechamiento radiométrico.

El marco geográfico-ambiental en el que se depositó la Unidad Otlaltepec debió haber sido muy parecido al de la Unidad Piedra Hueca, ya que las características de ambas unidades son muy semejantes. Se desconoce la edad de esta unidad pero por su posición estratigráfica y sus relaciones angulares con la Unidad Piedra Hueca puede representar eventos de sedimentación continentales para el Jurásico Superior o el Neocomiano.

La presencia de unidades marinas en la región centro-meridional del Terreno Mixteco de edad oxfordiana

evidencia una transgresión a partir del Calloviano hasta el Hauteriviano, registrada en las Formaciones Chimeco y Mapache de la región de Petlalcingo (Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965), la Caliza con Cidaris (Erben, 1956a), algunas unidades del Grupo Tecocoyunca y el Grupo Sabinal de la región de Tezoatlán. Sin embargo, para las áreas de Ixcaquixtla-Totoltepec, Sierra del Tentzo y Zapotitlán Salinas no hay evidencia de unidades marinas del Jurásico Superior correspondientes a las de la parte centro meridional, lo que puede indicar que para ese tiempo toda la región septentrional del Tereno Mixteco fué una zona emergida.

En el área de Tehuacán-Los Reyes Metzontla el registro estratigráfico empieza con la Formación Zapotitlán, durante el Barremiano (Calderón, 1956) o el Valanginiano (Castro-Mora y Pacheco-Gutiérrez, 1986) y continúa hasta el Aptiano con el depósito de las formaciones San Juan Raya y Miahuatepec. En el sector de Totoltepec-Ixcaquixtla, el registro marino se inicia con un evento transgresivo, representado en su base por el depósito de conglomerados, areniscas, lutitas y margas que pasan transicionalmente a calizas, que corresponden a la Unidad Magdalena y la Caliza Coyotepec. La primera unidad quizá represente parte del Aptiano y del Albiano, mientras que la segunda, en el área de este estudio, tal vez abarque hasta parte del Cenomaniano.

Castro-Mora y Pacheco-Gutiérrez (1984) han reportado en Los Reyes Metzontla una secuencia semejante para el Albiano-Cenomaniano, en la que las calizas contienen abundantes restos de peces y bancos de rudistas. En la zona de Tepexi de Rodríguez existen calizas micríticas con abundantes restos de peces, descritas informalmente por Pantoja-Alor (1989) como Formación Tlayua del Albiano-Cenomaniano.

Las evidencias estratigráficas y paleontológicas señalan que al menos para esta porción del Terreno Mixteco, existió durante la mayor parte del Albiano, una plataforma calcárea de profundidades someras, con variaciones temporales del nivel

del mar, durante las cuales quedaba expuesta parte de la misma en un ambiente de intermarea. Para el Cretácico Superior la escasés del registro estratigráfico en la parte centromeridional del Terreno Mixteco y las variaciones cronológicas de la Formación Mexcala a lo largo del Alto Río Balsas, sugieren una retirada de los mares hacia el noroeste (Morán-Zenteno, 1987).

200

II ESTRUCTURA TECTONICA

En este capítulo se incluye una descripción de las estructuras geológicas observadas y su interpretación tectónica.

Con el objeto de determinar la influencia de la estructura geológica de los depósitos clásticos del área Ixcaquixtla-Totoltepec en su registro paleomagnético, se requirió analizar dicha estructura dentro de un marco geodinámico para el sur de México. Para ello, se recurrió a la información geológica publicada relativa a la región septentrional del Terreno Mixteco, donde está inscrita el área de este trabajo, y al análisis de una imagen LANDSAT escala aproximada 1:400 000.

A partir del reconocimiento de la estructura geológica, se hizo la evaluación y selección de los lugares óptimos en los que se realizaría el muestreo paleomagnético.

En la primera parte de este capítulo se describen las características regionales del norte del Terreno Mixteco, y posteriormente se describen y discuten las características específicas del área de interés.

II.1 CARACTERISTICAS GENERALES Y EXTENSION DEL TERRENO MIXTECO

El Terreno Mixteco (Campa y Coney, 1983) es una entidad geológica caracterizada por un basamento metamórfico, el Complejo Acatlán, y su cubierta sedimentaria. El límite oriental con el Terreno Oaxaqueño ha sido reconocido, al suroeste de Tehuacán (Ortega-Gutiérrez, 1981a) como tectónico al nivel del basamento, por la existencia de una franja cataclástica con orientación norte-sur. El límite sur y occidental ha sido reconocido al sureste de Tierra Colorada (Salinas-Prieto, 1984), en donde el Complejo Acatlán se encuentra cabalgando al Complejo Xolapa a través de una zona de milonitización de dirección noroeste-sureste con buzamiento hacia el noreste. El límite poniente se encuentra cubierto por los depósitos de la Plataforma Morelos-Guerrero, aunque se ha interpretado en contacto tectónico con el Complejo Tierra Caliente con traza norte-sur (Campa y Coney, 1983). El límite septentrional no se conoce ya que está cubierto por depósitos mesozoicos y cenozoicos. Las edades de la unión del Terreno Mixteco con los terrenos vecinos no ha podido establecerse, ya sea porque los contactos se encuentran cubiertos, o por la falta de relación con cuerpos de edad conocida.

II.2 ESTRUCTURAS DE LA CUBIERTA SEDIMENTARIA DEL TERRENO MIXTECO EN LA REGION PROXIMA AL AREA IXCAQUIXTLA-TOTOLTEPEC

Las regiones próximas a la zona de este estudio, donde existe alguna información sobre la estructura tectónica de la cubierta sedimentaria del Terreno Mixteco son la Sierra del Tentzo, Tehuacán, Petlalcingo-Tlaxiaco, Tamazulapan-Teposcolula y Olinalá-Huamuxtitlán (fig. 2.1).

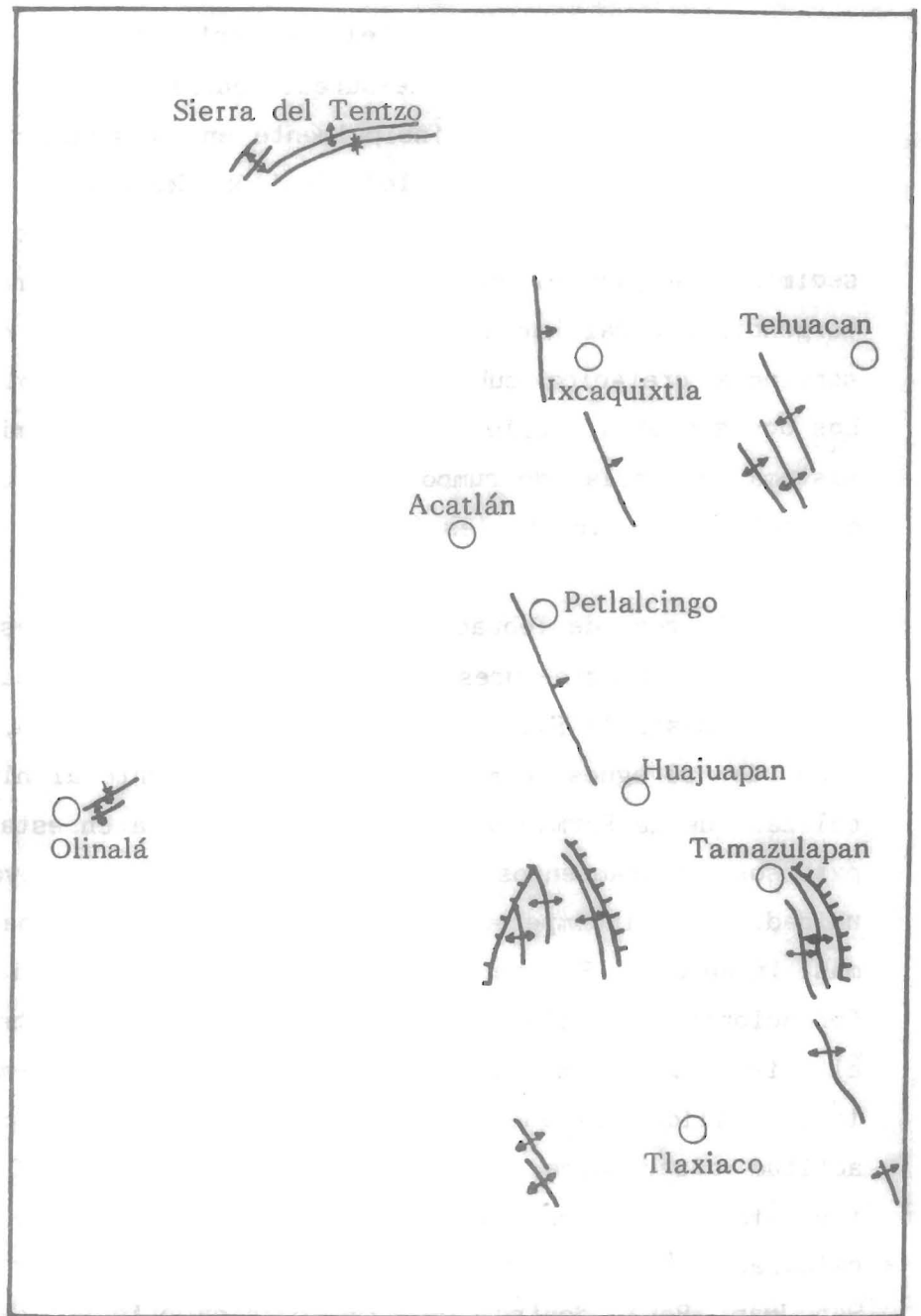


Fig. 2.1. Esquema de localización de estructuras geológicas en regiones próximas al área Ixcaquixtla-Totoltepec.

- | | | | |
|--|------------|--|--------------|
| | anticlinal | | sinclinal |
| | homoclinal | | falla normal |

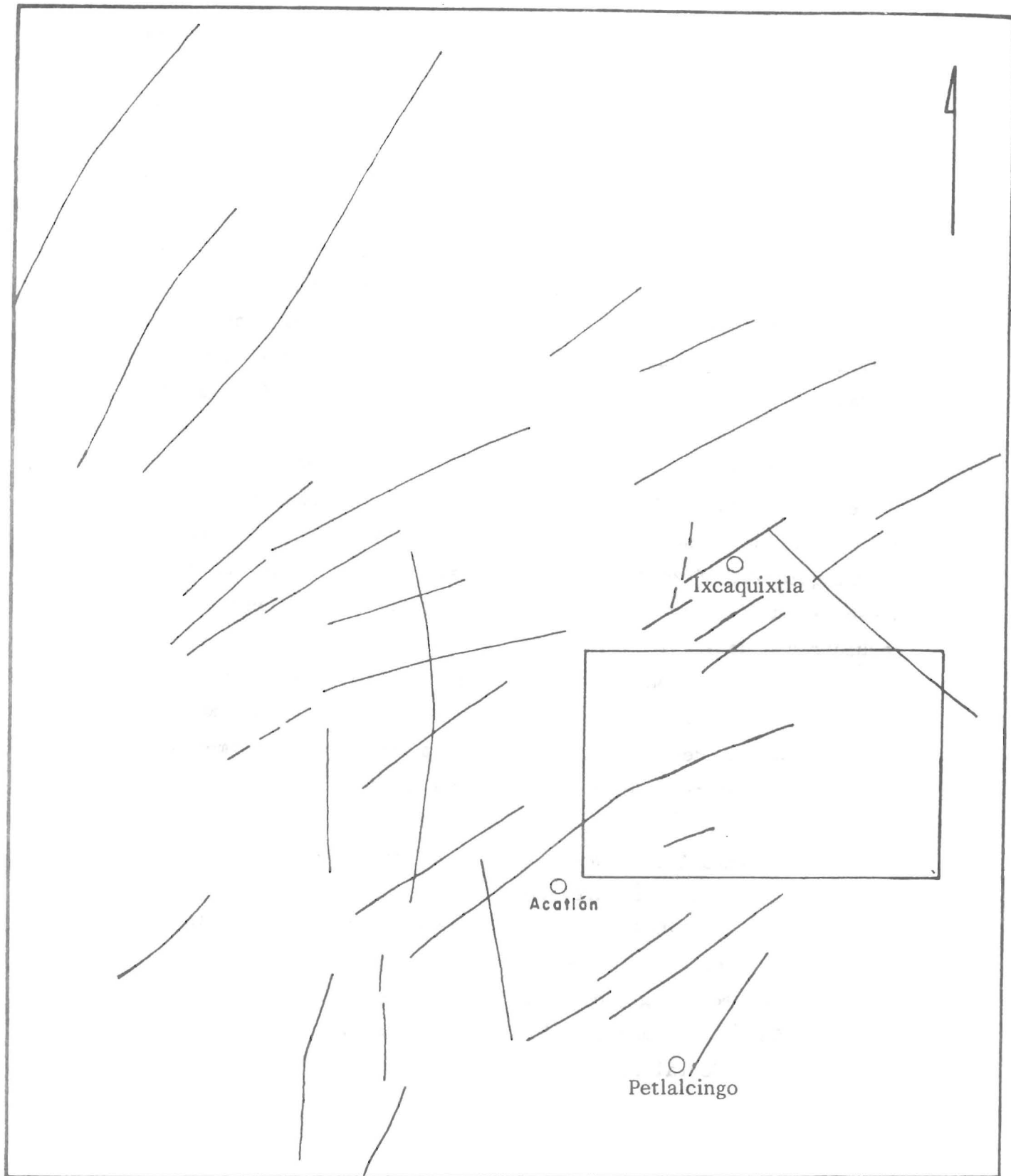
La primera de ellas, la Sierra del Tentzo, está formada por pliegues y cabalgaduras cuyos ejes presentan un arqueamiento. El rumbo de los ejes hacia el poniente tiene una dirección noreste-suroeste, y noroeste-sureste en la parte oriental. Estos pliegues se encuentran principalmente en la secuencia cretácica que descansa sobre el Complejo Acatlán (Monroy y Sosa, 1984). En la parte oriental, la relación de contacto de la cubierta sedimentaria con el basamento es por cabalgadura, con una vergencia general hacia el noreste. En la parte occidental la secuencia cretácica cubre en discordancia al Complejo Acatlán. Los dos sectores, oriental y occidental, están limitados por un sistema de fallas de rumbo de dirección noreste-suroeste, tanto dextrales como sinistralas (Monroy y Sosa, op. cit).

En la zona de Tehuacán existen pliegues abiertos con ejes de dirección noroeste-sureste que abarcan desde la parte sur de Tehuacán hasta la Sierra del Tentzo (Calderón-García, 1956). Este tipo de pliegues se manifiesta principalmente al nivel de las calizas de la Formación Cipiapa, que cuenta en esta región con extensos afloramientos. Las formaciones que subyacen a esta unidad, más incompetentes, llegan a presentar una deformación más intensa. El contacto de la Formación Cipiapa con las formaciones Zapotitlán y San Juan Raya ha sido interpretado por el mismo autor como una discordancia angular, sin embargo existe la posibilidad de que las formaciones subyacentes presenten una actitud disarmónica o su contacto con la Cipiapa sea tectónico como resultado de un desprendimiento de la cubierta calcárea más competente (Morán-Zenteno, 1987). Al oeste de San Juan Raya, dentro de la porción oriental de la zona de estudio de esta tesis, Calderón-García (1956) reporta la existencia de una cabalgadura de rumbo noroeste-sureste que coloca a una unidad de conglomerados que él asigna a la Formación Zapotitlán sobre la Formación Cipiapa (Caliza Coyotepec en este estudio), sin embargo el estilo de deformación en esta zona, caracterizado por pliegues suaves y abiertos, no es compatible con cabalgaduras de esa magnitud.

La zona Petlalcingo-Tlaxiaco está caracterizada por la presencia de pliegues abiertos con rumbos axiales aproximadamente norte-sur. En el sector de Huajuapán de León (Morán-Zenteno, 1987) estos pliegues son en general simétricos, y los valores de sus echados rara vez son mayores a 45°. Se encuentran en secuencias que abarcan desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico. En el sector de Petlalcingo, el área cartografiada por Pérez-Ibargüengoitia y colaboradores (1965) aparentemente representa el flanco oriental de un anticlinal regional, con inclinaciones de 20° al este, formado también por unidades que abarcan desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico.

En la zona Tamazulapán-Teposcolula, los ejes de los pliegues presentan una marcada ondulación tanto en perfil como en planta, que expresan estructuras del tipo "silla de caballo" (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Estas estructuras llegan a presentar a lo largo recostamientos en sentidos opuestos y se encuentran desarrolladas en la Caliza Teposcolula y la Formación Yucunama (ibid.). Se ha inferido que las características estructurales de esta zona evidencian una deformación con desprendimiento de la cubierta sedimentaria debido a la presencia de un cuerpo evaporítico en el subsuelo.

En la Figura 2.2 se muestran los principales lineamientos en la región circundante al área de estudio, interpretados a partir de una imagen LANDSAT. Es notoria la predominancia de lineamientos de dirección cercana a N65 E, presentándose además otro pequeño grupo de lineamientos N-S hacia el occidente de Acatlán, y uno más de direcciones aproximadas N30 E en el extremo noroccidental de la figura.



esc. aprox. 1:400 000

Fig. 2.2 Mapa de los principales lineamientos interpretados a partir de una imagen LANDSAT al norte, poniente y sur del área Ixcaquixtla-Totoltepec (en el recuadro).

II.3 DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS DEL ÁREA IXCAQUIXTLA-TOTOLTEPEC

Esta región está caracterizada por la presencia de dos direcciones dominantes en los rumbos de sus capas, que puede observarse en los diagramas de polos de capa (figs. 2.3, 2.4 y 2.5) de las unidades Piedra Hueca, Otlaltepec y Caliza Coyotepec.

En la Unidad Piedra Hueca la orientación de las capas es en general este-oeste. En la proyección de igual área se pueden reconocer dos conjuntos de polos, un grupo dominante con buzamiento al norte, y otro menor con inclinación al sur. Este grupo menor de polos corresponde a datos estructurales obtenidos en la porción meridional del área de estudio donde aflora la Unidad Piedra Hueca. A lo largo de los diferentes sitios donde se llevaron a cabo reconocimientos de campo en esta unidad no fue detectada la existencia de pliegues, así como tampoco se observan en las fotografías aéreas.

En la gráfica correspondiente a la Unidad Otlaltepec se puede reconocer un solo grupo principal de polos que manifiesta la actitud homoclinal con rumbos de capa noroeste-sureste. En el área de estudio no se reconocieron estructuras plegadas que perturben la actitud general de las capas de esta unidad, sin embargo es probable la existencia de fallas normales que originen repetición en la secuencia.

Para la Unidad Coyotepec se puede reconocer una fuerte dispersión de los polos de capa que expresan ondulaciones estructurales con direcciones axiales variables. El grupo de polos con la mayor densidad manifiesta el rumbo dominante de las capas para esta unidad.

Para las unidades Magdalena y Pozo Hondo no se graficaron los polos de capas ya que no se cuenta con un número suficiente de datos. En ambas se conserva de manera general la orientación

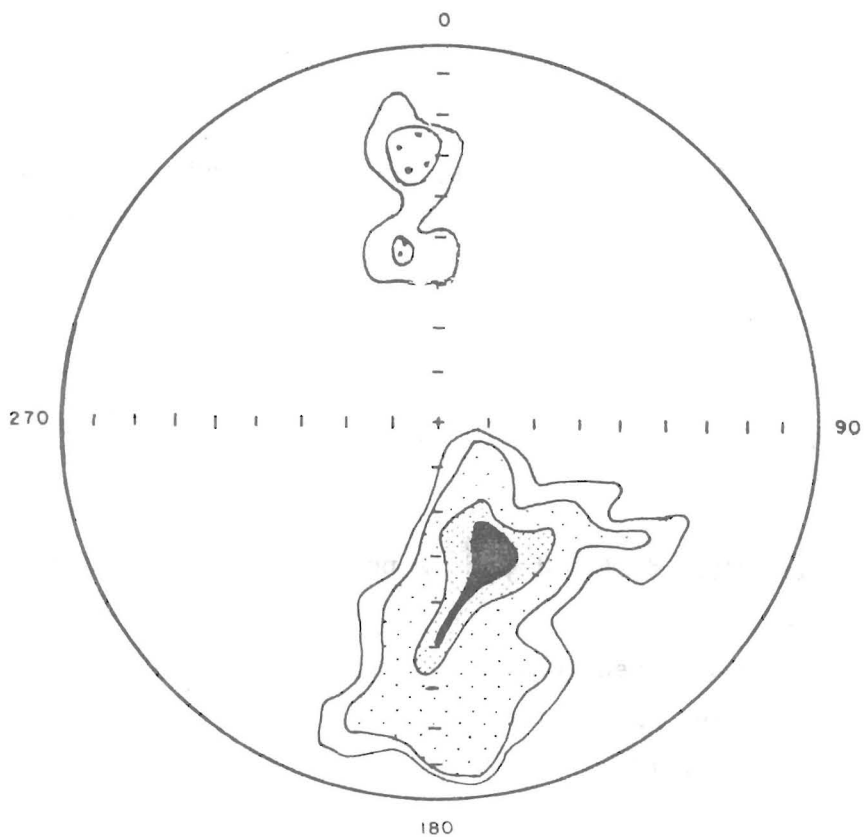
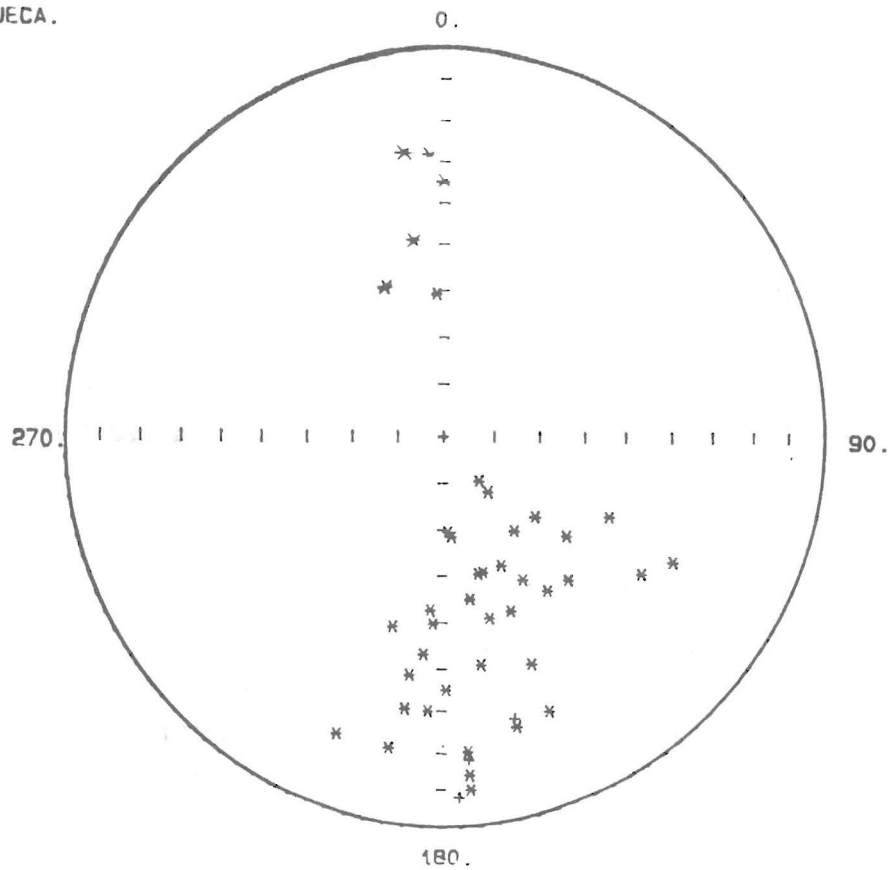


Fig. 2.3

Proyección en red de igual área que muestran la distribución y contornos de densidad de los polos de capa correspondientes a 45 lecturas de rumbo e inclinación en la Unidad Piedra Hueca. Contornos de 2.2, 4.4, 8.8% de área máximo de 13.33.

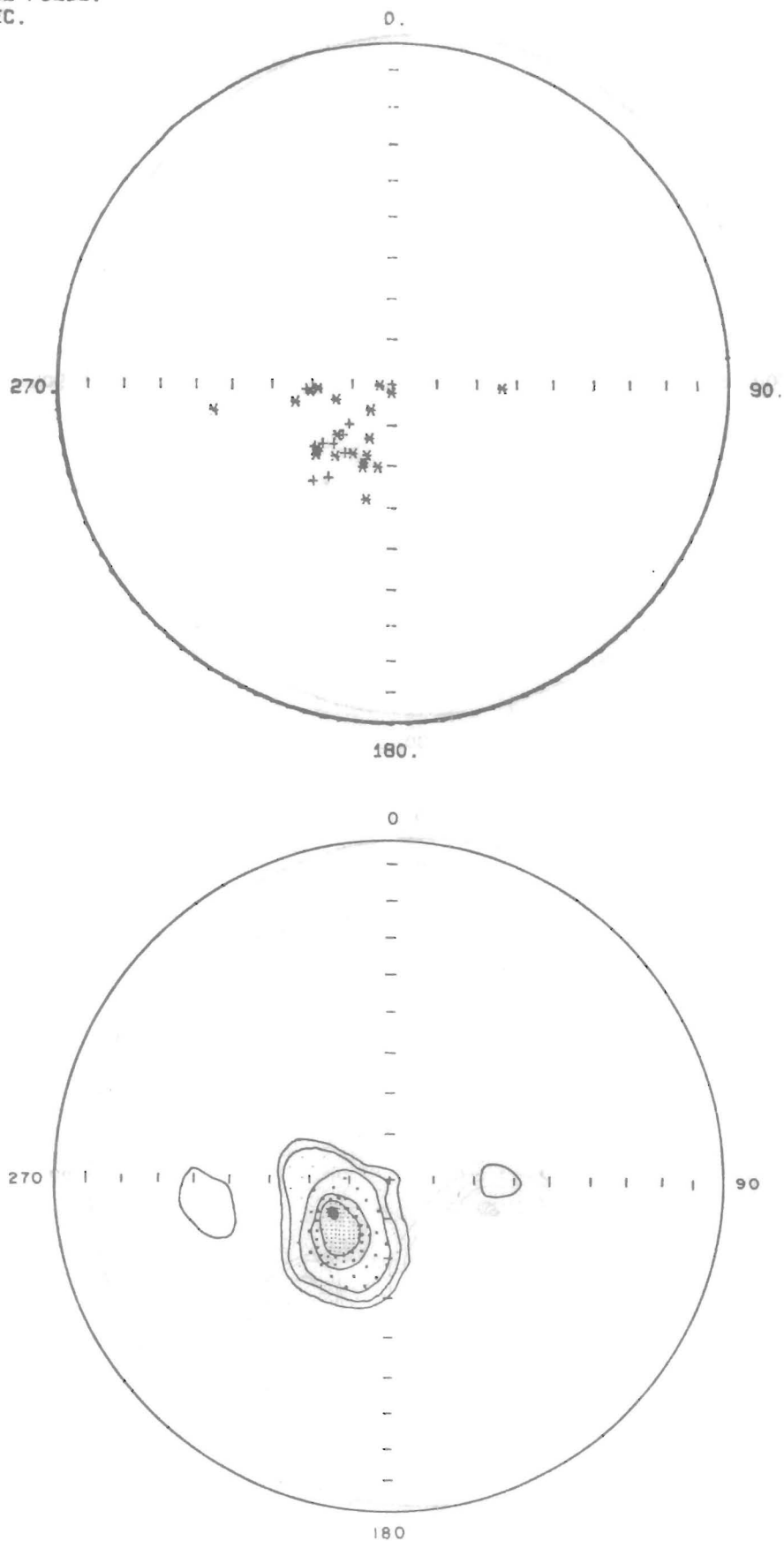


Fig. 2.4

Proyecciones en red de igual área que muestran la distribución y contornos de densidad de los polos de capa correspondientes a 30 lecturas de rumbo e inclinación de la Unidad Otlaltepec. Contornos de 3.3, 15, 20 y 33.3% por 1% de área, máximo de 46.6%.

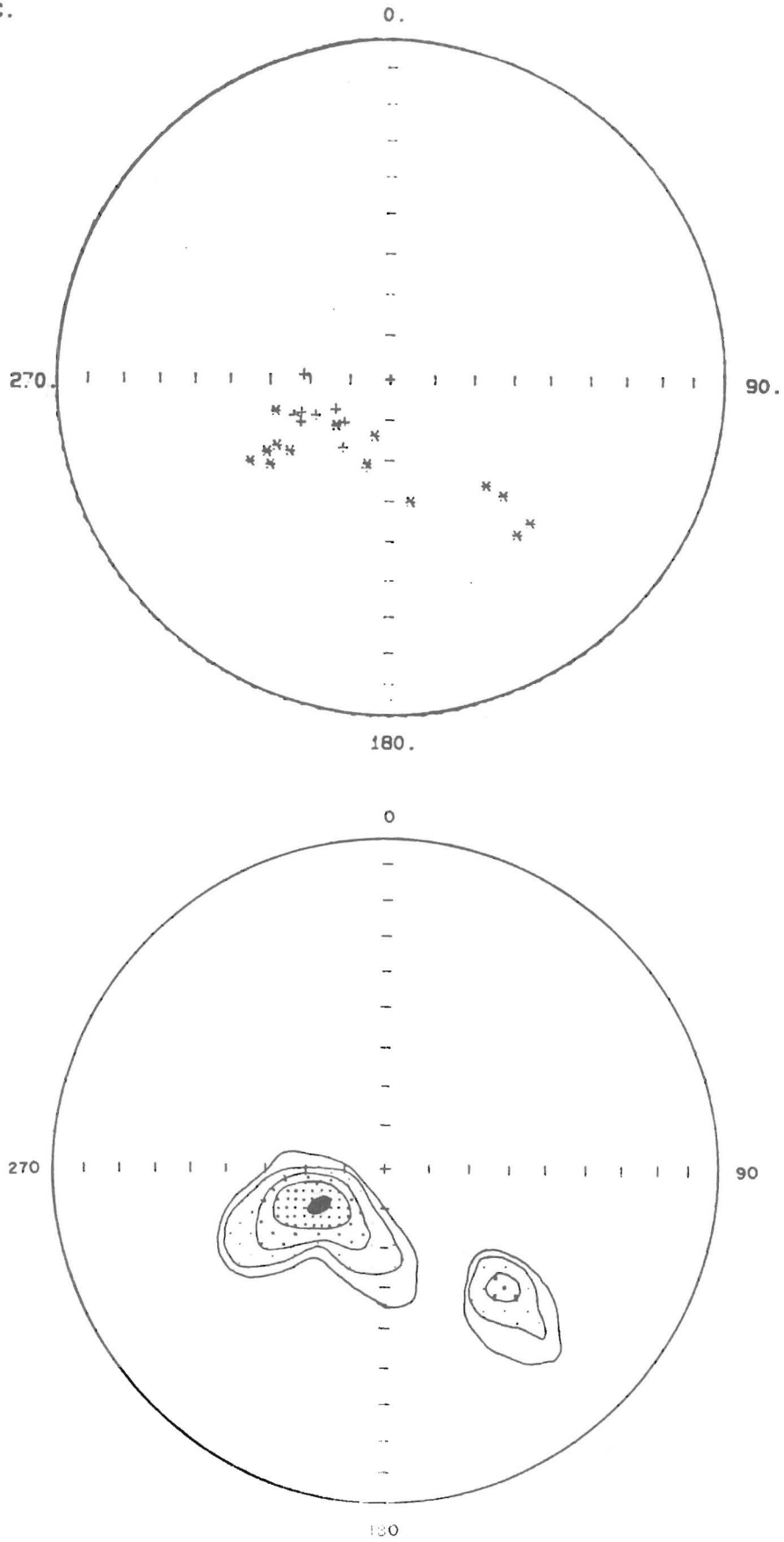


Fig. 2.5

Proyecciones en red de igual área que muestran la distribución y contornos de densidad de los polos de capa correspondientes a 25 lecturas de rumbo e inclinación de la Caliza Coyotepec. Contornos de 4, 8, 16 y 24% por 1% de área, máximo de 32%.

de las capas de las unidades Otlaltepec y Coyotepec (ver mapa geológico).

Las estructuras presentes en el área de estudio se describen a continuación, y su ubicación se indica en la Figura 2.6.

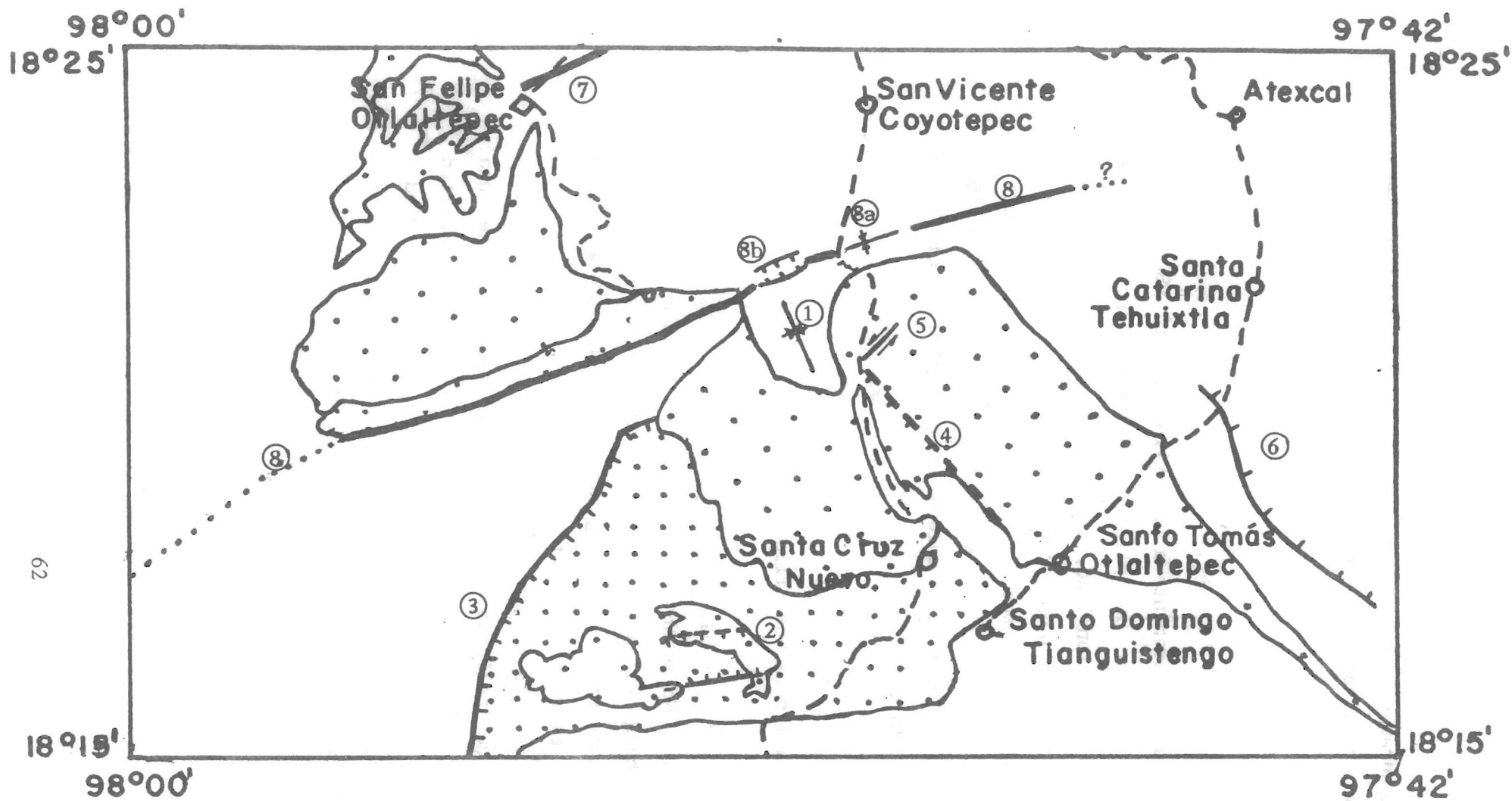
Sinclinal El Toro



Se localiza aproximadamente a seis kilómetros al SSE de San Vicente Coyotepec. Es un pliegue simétrico, suave, de aproximadamente 2 km de longitud, cuyo ángulo de interflancos es de 135 con orientación noroeste-sureste, cuyos núcleo y limbos lo constituyen la Caliza Coyotepec. Es probable que también afecte a la Unidad Magdalena, sin embargo esto no fué posible observarse debido a que esta unidad se encuentra parcialmente cubierta por derrubios.

Sistema de fallas La Huertilla

Se localizan aproximadamente a seis kilómetros al SW de Santa Cruz Nuevo. No se observaron los planos de falla de este sistema, sin embargo el cambio en la dirección de buzamiento en los estratos se interpreta como originado por fallas normales (la discusión sobre esta interpretación se hace más adelante).

Las fallas de este sistema tienen una dirección oeste-este, limitan un bloque inclinado al sur y tienen aparentemente una extensión máxima de 2.5 km. No es posible determinar la magnitud del salto de este sistema. Afecta únicamente a la Unidad Piedra Hueca y sus trazas están parcialmente cubiertas por la Unidad Otlaltepec, en la que las orientaciones de las capas son totalmente diferentes, por lo que su edad es anterior al depósito de la U. Otlaltepec (Jurásico Superior).



 Unidad Otlaltepec
 Unidad Piedra Hueca

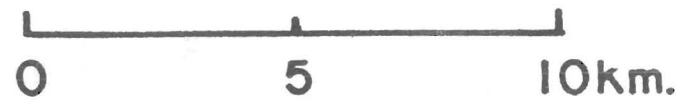


Fig. 2.6 Mapa de localización de estructuras en el área Ixcaquixtla-Totoltepec.

- 1 Sinclinal El Toro, 2 Sistema de fallas La Huertilla, 3 Falla Zapote Blanco, 4 Falla La Cuesta
 5 Falla El Chorrillo, 6 Falla Quebrantadero, 7 Lineamiento Tecajete, 8 Lineamiento Ramales,
 8a Sinclinal Gavilán, 8b Fallas El Encino.

Falla Zapote Blanco

Se ubica a nueve kilómetros al oeste de Santa Cruz Nuevo. Es una falla normal de dirección general NE-SW y longitud aproximada de diez kilómetros. Coloca a la Unidad Piedra Hueca en contacto con el Complejo Acatlán, y la exposición de su traza queda truncada al norte por los depósitos de la Unidad Otlaltepec, por lo que su edad es anterior al depósito de esta unidad.

Falla La Cuesta

Se ubica aproximadamente a 1.5 km al NE de Santa Cruz Nuevo. La existencia de esta falla se infiere por el marcado contraste en el relieve en el flanco suroccidental de la Loma Encinera (ver mapa geológico). Se interpreta como una falla normal de dirección NW-SE con bloque caído al SE, cuya longitud aproximada es de cinco kilómetros. Afecta a la Unidad Otlaltepec y es posible que provoque un aumento aparente en el espesor de esta unidad. Se infiere que es anterior al depósito de la Unidad Magdalena.

Falla El Chorrillo

Se localiza a seis kilómetros de San Vicente Coyotepec. En el plano de falla se observaron estrías horizontales de rumbo NE por lo que se infiere que es una falla de desplazamiento lateral izquierdo. El sentido del desplazamiento fué determinado a partir de la configuración de los escalones de las estrías en el plano de falla. La magnitud del desplazamiento no fué determinado, y también se desconoce la longitud de la misma. No afecta a las unidades cretácicas, únicamente a la Unidad Otlaltepec, por lo que se le asigna una edad anterior al depósito de la Unidad Magdalena.

Falla Quebrantadero

Se localiza en la porción SE del mapa y se trata de una falla normal. Su traza tiene una dirección NW-SE y coincide con la orientación de la sierra que cruza esta región. Tiene una longitud aproximada de siete kilómetros, pone en contacto a la Caliza Coyotepec con la Unidad Pozo Hondo y se infiere que su edad es terciaria. La magnitud del salto de falla se desconoce.

Lineamiento Tecajete

Se localiza a siete kilómetros al oeste de San Vicente Coyotepec. La longitud de la traza que está expuesta es de 2.5 km y parte de ella queda fuera del área que abarca este trabajo. Tiene una dirección NE-SW y, siguiendo la orientación de la cresta orográfica a la que esta estructura corta de manera transversal, se observa un desplazamiento que sugiere la presencia de una falla de desplazamiento lateral izquierdo, sin embargo este aparente desplazamiento puede ser debido a la erosión. Este lineamiento puede ser la causa de la orientación del dato estructural aquí obtenido, pero en esta zona se encuentra una extensa capa de caliche por lo que no fué posible tomar más datos para reconocer las direcciones de posibles pliegues de arrastre. Afecta a la Unidad Magdalena y a la Caliza Coyotepec, y la exposición de su traza queda interrumpida por los materiales de la Formación Agua de Luna.

Al norte del área que comprende este trabajo, a dos y seis kilómetros aproximadamente, se reconocen otros dos lineamientos con las mismas características que el aquí descrito.

Lineamiento Ramales y estructuras asociadas

Este es el rasgo estructural más conspicuo de la región. Puede ser fácilmente reconocido tanto en el mapa topográfico como en las imágenes de satélite.

Cruza en dirección NE aproximadamente tres cuartas partes del área cartografiada, donde tiene una longitud cercana

a los 25 km, y fuera de ella se extiende, con una orientación ligeramente más hacia el norte, una longitud semejante.

Pese a ser un rasgo tan marcado en el material gráfico, en el campo es difícil observar su traza, ya que en la mayor parte está cubierto por derrubios o aluviones.

Fue posible identificar estructuras que por su orientación y ubicación se encuentran estrechamente relacionadas a este rasgo.

a) Sinclinal Gavilán

Se localiza a cuatro kilómetros al sur de San Vicente Coyotepec. Es un pliegue simétrico abierto, cuyo ángulo de interflancos aproximado es de 95°, con una longitud inferida menor a 1 km, de orientación noreste-suroeste, que afecta a la Caliza Coyotepec. Al igual que en el Sinclinal El Toro, es probable que también esté conformado por la Unidad Magdalena, pero no se observa esta relación.

b) Fallas El Encino

Se localizan a cinco kilómetros al SSE de San Vicente Coyotepec. Su orientación es aproximadamente N75 E y tienen una longitud estimada de 1200 metros. Limitan un pequeño bloque de aproximadamente 350 metros de ancho inclinado al sur. Afectan a la Caliza Coyotepec y probablemente a la Unidad Magdalena, aunque esto último no fue observado. Por la inclinación del bloque que limitan podría tratarse de fallas normales, pero en vista de que no fue posible observar los planos de falla, no se descarta la posibilidad de que se trate de un sistema de fallas de desplazamiento lateral.

Hacia el extremo nororiental de este lineamiento, fueron observadas en las fotografías aéreas diferentes orientaciones en las capas de la Caliza Coyotepec que podrían estar asociadas a un desplazamiento lateral, desafortunadamente, durante el recorrido de campo no fue posible obtener datos estructurales que sustenten esta interpretación, ya que la zona se encuentra cubierta por una persistente capa de caliche.

Hacia el occidente de su traza en la zona, existen cuerpos intrusivos que fueron interpretados como apófisis del Tronco de

Totoltepec, sin embargo por su posición pueden estar asociados a este lineamiento.

No fué posible documentar la presencia de este lineamiento en la Unidad Pozo Hondo, asignada al Terciario temprano, ni en las imagenes aereas ni en el campo, por lo que solamente se puede afirmar que a la unidad más joven que afecta es a la Caliza Coyotepec, dejando abierta la posibilidad de que tenga expresión en unidades más jóvenes.

Discordancias entre unidades mesozoicas

Las relaciones angulares de contacto que se presentan entre las unidades sedimentarias cartografiadas, son evidencias de diversos eventos tectónicos que afectaron a la región.

En la Figura 2.7 se ilustran, por medio de secciones estructurales, las relaciones de contacto de las unidades presentes, y su ubicación se indica en el mapa geológico.

La más antigua de ellas es la existente entre la Unidad Piedra Hueca y la Otlaltepec. Es claramente observable a lo largo de la totalidad de la traza de la superficie de contacto expuesta en la región, y en ella resulta evidente la diferencia tanto en la orientación general de las capas como en su inclinación (figs. 2.3 y 2.4). La divergencia angular promedio entre la inclinación de los estratos de una y otra unidad es de 45 grados.

El contacto entre las unidades Magdalena, Otlaltepec y Piedra Hueca representa otra discordancia angular en el paquete mesozoico. En las porciones donde están en contacto las unidades Otlaltepec y Magdalena, no es tan marcada como la que separa a las unidades jurasicas, y en algunas localidades esta expresada apenas como sutiles diferencias en la inclinación de los estratos de las unidades que separa, sin embargo, en la región cercana a la parte central del Lineamiento Ramales, es conspicua esta relación angular de contacto.

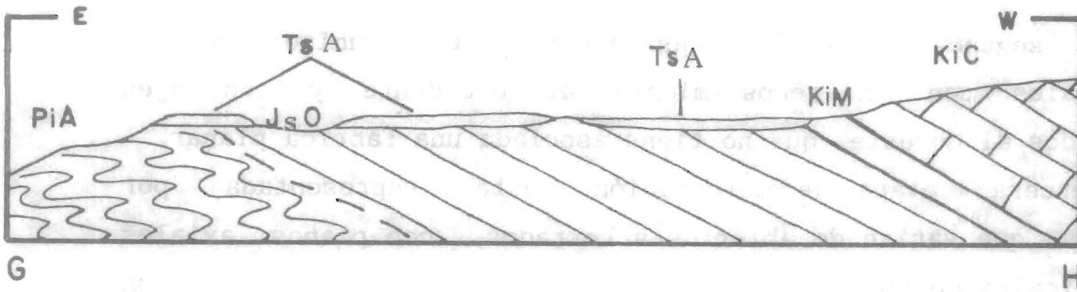
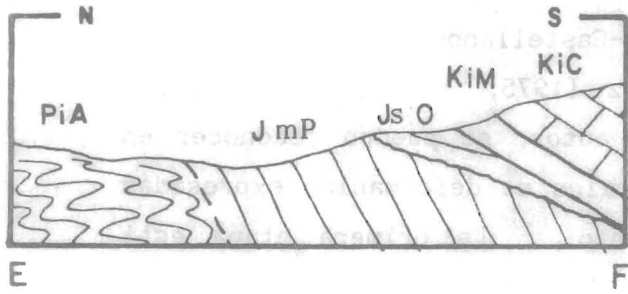
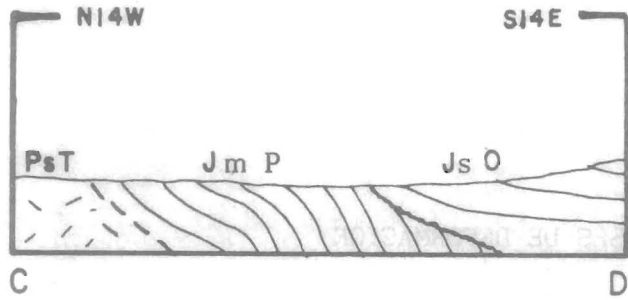
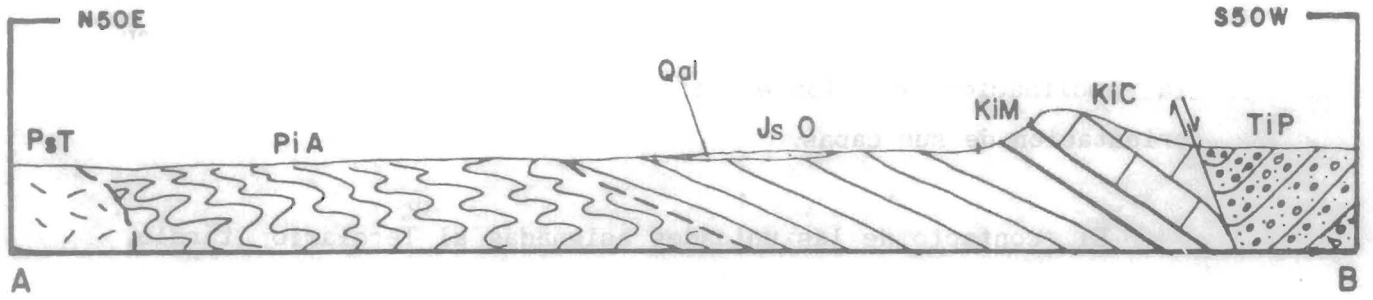
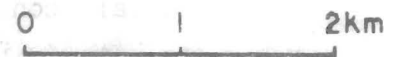


Fig. 2.7 Secciones estructurales del área Ixcaquixtla-Totoltepec

La ubicación de ellas se indica en el mapa geológico que acompaña a este trabajo.

PiA Complejo Acatlán, PsT Tronco de Totoltepec, JmP Unidad Piedra Hueca, JsO Unidad Otlaltepec, KIM Unidad Magdalena, KiC Caliza Covotepec, TiP Unidad Pozo Hondo, TsA Formación Agua de Luna.



El límite entre la Caliza Coyotepec y la Unidad Piedra Hueca es la tercera relación angular de contacto registrada en la secuencia sedimentaria, y es notoria tanto por la diferencia en la inclinación de los estratos como por la diferencia en la orientación de sus capas.

El contacto de las unidades asignadas al Terciario tardío, Formación Agua de Luna y Depósitos clásticos del Terciario, constituyen las relaciones angulares más recientes registradas en la zona.

II.4 INTERPRETACION TECTONICA Y FASES DE DEFORMACION

Para el Complejo Acatlán, algunas investigaciones sobre su estructura han sido realizadas por Fries y Rincón-Orta (1965), Rodríguez-Torres (1970), Ruiz-Castellanos (1979), pero principalmente por Ortega-Gutiérrez (1975, 1978, 1979, 1981a, 1981b). De acuerdo a este último autor, se pueden reconocer en este complejo cuatro etapas principales de deformación expresadas en diferentes estilos de plegamiento. La primera etapa está representada por pliegues isoclinales de gran amplitud, con el desarrollo de una fábrica planar.

La segunda fase está expresada por pliegues subsoclinales o isoclinales con un recostamiento al occidente y con ejes orientados al noreste, que no tiene asociada una fábrica planar. La tercera etapa de deformación está representada por pliegues que varían de abiertos a cerrados, con planos axiales subverticales de buzamiento general al este, con desarrollo de un crucero bien marcado en la parte oriental. Esta tercera etapa es coaxial con la segunda, y en ambas existe una marcada lineación mineral paralela a los ejes de los pliegues.

La cuarta de ellas ha sido reconocida por el desarrollo de bandas "kink", principalmente al oeste de Acatlán.

En la zona de estudio únicamente fué posible reconocer las dos primeras fases de deformación, el desarrollo de foliación bien marcada y pliegues isoclinales con un marcado recostamiento al occidente. A partir de la unión de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, ocurrida en algún momento del Paleozoico, éstos debieron haber sido sometidos a un levantamiento, durante el cual se habría emplazado el Tronco de Totoltepec. Este levantamiento permitió la denudación de los niveles expuestos de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, así como del Tronco de Totoltepec, y el depósito de las formaciones Matzitzí y Patlanoaya.

El rompimiento de la Pangea y la apertura del Atlántico del Norte durante los últimos 200 m.a. ha sido asociada con la formación de numerosos grabens algunos de los cuales desarrollaron nueva corteza oceánica, pero otros fueron rellenados con gruesas secuencias de sedimentos continentales acompañadas por manifestaciones de volcanismo.

Estos depósitos están mejor documentados en el borde oriental de Norteamérica, pero es posible que un mecanismo semejante haya originado los depósitos de lechos rojos del sur de México, como son las unidades Piedra Hueca y Otlaltepec.

En el contacto de la Unidad Piedra Hueca con el basamento no hay un despegue general de la cubierta. Únicamente en la Barranca Zapote Blanco el contacto es por falla normal. La posición de las capas de esta unidad en la parte central del mapa, a unos siete kilómetros al SW de San Vicente Coyotepec, en donde el buzamiento es casi vertical, puede ser debido en parte a movimientos verticales relativos desarrollados en esta región, en donde el bloque elevado estaría representado ahora por la porción del Complejo Acatlán que se localiza en la parte sur del afloramiento de la Unidad Piedra Hueca al que se hace referencia. Estos movimientos podrían haber estado estrechamente asociados a una etapa de cizallamiento, anterior al depósito de las unidades cretácicas, que habría originado el desarrollo del Lineamiento Ramales.

El cambio en la dirección de los buzamientos en la Unidad Piedra Hueca en la parte meridional del mapa, cerca de su contacto con el Tronco de Totoltepec, a simple vista podría sugerir la existencia de un sistema anticlinal-sinclinal orientado W-E, sin embargo este tipo de estructuras no corresponden a la actitud general de la unidad, ya que la estructura dominante en ella es la de un homoclinal. En este trabajo se interpreta que estas estructuras son de carácter local y se han originado durante una fase tectónica extensiva, con desarrollo de pilares y fosas con sedimentación contemporánea.

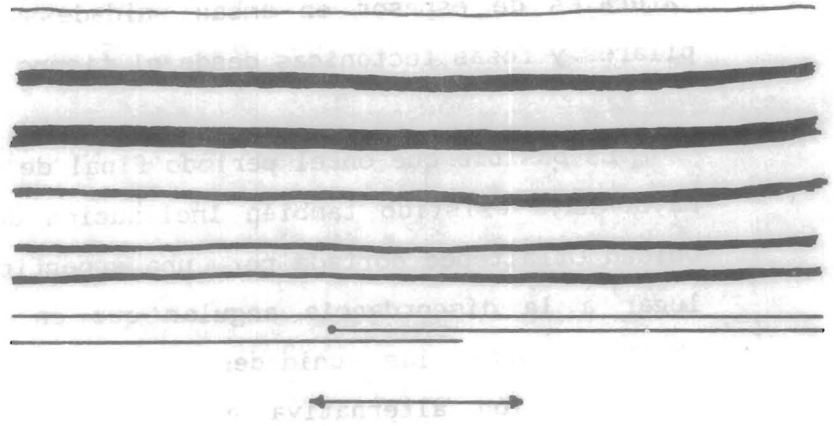
Los escalones estructurales producidos como resultado de este rompimiento habrían sido posteriormente inclinados durante desarrollo del homoclinal regional, que afecta a la Unidad Piedra Hueca, y de la Falla Zapote Blanco, que coloca a esta unidad en contacto con el Complejo Acatlán. Esto daría como resultado que estas estructuras tomaran la apariencia de un sistema anticlinal-sinclinal normal (Figura 2.8).

La ausencia de pliegues en las dos secuencias jurásicas apoyan la interpretación que se hace de estas estructuras, que en la parte descriptiva se les ha llamado Sistema de fallas La Huertilla.

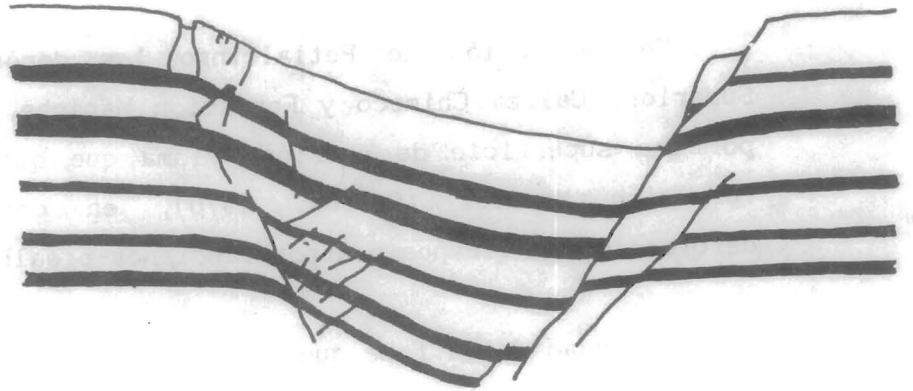
Esta actividad tectónica constituye la primera fase de deformación que afecta a la cubierta sedimentaria en el área de estudio, y está evidenciada por la relación de contacto entre la Unidad Piedra Hueca y las unidades que la cubren, Otlaltepec y Magdalena, caracterizada por una fuerte discordancia angular.

En síntesis, se interpreta que existió un régimen distensivo mayor durante el cual se depositaron las unidades Piedra Hueca y Otlaltepec, en el que existió una fase que provocó la acumulación de la Unidad Piedra Hueca y su posterior basculamiento, y una continuación del mismo régimen tectónico, durante el cual se deposita la Unidad Otlaltepec de manera discordante. La Falla La Cuesta, inferida en la Unidad Otlaltepec, pudo haberse originado dentro de la continuación de la fase distensiva asociada al

Depósito horizontal de los sedimentos



Desarrollo de fallas normales con inclinación de bloques



El basculamiento posterior origina un aparente sistema anticlinal-sinclinal

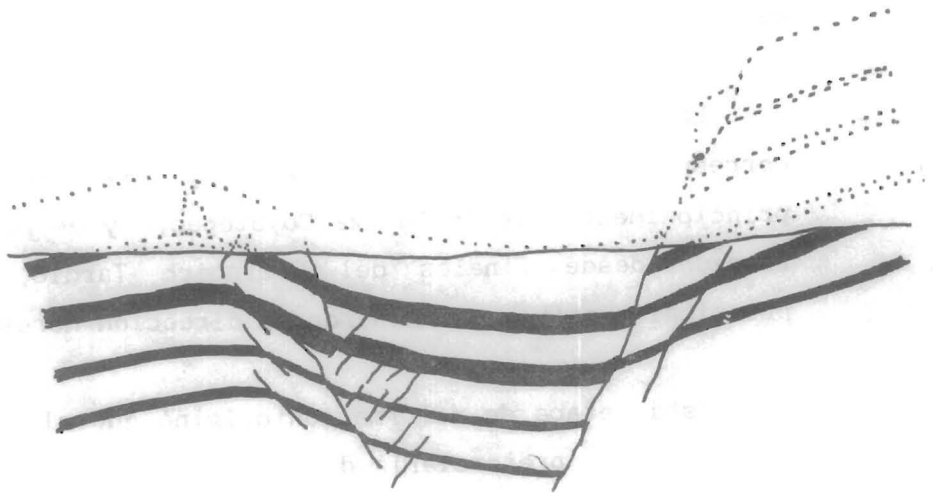


Fig. 2.8. Esquema de interpretación del origen de la inclinación de los estratos de la Unidad Piedra Hueca (modificado de Davis, 1986).

depósito de esta unidad. Por otra parte las fuertes variaciones laterales de espesor en ambas unidades sugieren la presencia de pilares y fosas tectónicas desde el tiempo de su depósito.

Es posible que en el periodo final de este regimen distensivo mayor haya existido también inclinación de bloques, quedando la Unidad Otlaltepec cortada por una superficie de erosión, y dando lugar a la discordancia angular que en algunas localidades se observa entre las unidades Otlaltepec y Magdalena. Una interpretación alternativa al origen de esta discordancia se discute en párrafos posteriores.

En la región de Petlalcingo los depósitos del Jurásico Superior, Caliza Chimeco y Formación Mapache, quedaron truncados por una superficie de erosión, misma que quedó cubierta por la Formación Morelos (Cserna, 1970), en donde se asume una deformación en tiempos postportlandianos-prealbianos.

La edad de la fase que inicialmente inclinó a los depósitos de la Unidad Piedra Hueca se originó probablemente durante el intervalo comprendido entre el Jurásico Medio y el Jurásico Superior, y el regimen distensivo probablemente se prolongó hasta el inicio del Cretácico.

La segunda fase de deformación que se distingue en el área corresponde a una de tipo compresivo que se manifiesta principalmente en la Caliza Coyotepec, y es posible que se haya formado desde finales del Cretácico Tardío, en la que los principales esfuerzos actuaron en dirección noreste-suroeste.

Esta etapa de deformación originó que al menos la secuencia sedimentaria preterciaria de la zona se haya inclinado hacia el NE, quedando la Unidad Piedra Hueca bajo el efecto de dos deformaciones no coaxiales.

La diferente actitud de las orientaciones de las capas de la Unidad Otlaltepec, por un lado, y la Unidad Magdalena y Caliza Coyotepec por otro, que se presentan localmente, quizá sea el

reflejo de las diferentes propiedades reológicas de cada tipo de roca que constituyen a las unidades involucradas, a los esfuerzos que las deformaron, es decir, corresponden a una actitud disarmónica durante el plegamiento, interpretación que es apoyada por la existencia de una unidad menos competente, la U. Magdalena, entre las otras dos.

Posteriormente, en alguna parte del intervalo Paleoceno-Eoceno, existió una fase distensiva que provocó la creación de pilares limitados por fallas normales a partir de los que se desarrolló la Unidad Pozo Hondo y la Falla Quebrantadero asociada a esta unidad. Esta representa la tercera fase de deformación presente en esta región.

Dentro del Terreno Mixteco, las áreas Tamazulapan-Teposcolula y Petlalcingo-Tlaxiaco presentan una deformación cuya orientación es semejante a la del área Tehuacán-Ixcaquixtla.

En la región de Petlalcingo, la orientación general de las estructuras poscretácicas es de alrededor N25 W, al igual que la orientación que tienen las estructuras en la región Ixcaquixtla-Totoltepec al sur del Lineamiento Ramales. Al norte de este lineamiento, hasta Tepexi de Rodríguez, la orientación general de las estructuras cambia a una dirección cercana al valor de N05 W. Este cambio en la dirección de las estructuras puede ser originado por la acción de algún tipo de desplazamiento a lo largo del Lineamiento Ramales. El hecho de que tanto al noroeste como al sureste del lineamiento exista el mismo nivel topográfico en los depósitos de la Caliza Coyotepec, hace difícil interpretar un desplazamiento por falla normal, cuando menos en un periodo posterior al Mesozoico. El rumbo de las capas en la Unidad Magdalena y la Caliza Coyotepec al noroeste del lineamiento, podría estar asociado a pliegues de arrastre originados por fallamiento lateral izquierdo, idea que es reforzada observando el aparente dislocamiento en la cresta orográfica que corona la Caliza Coyotepec, sin embargo, no se observa una actitud correspondiente a este sentido de desplazamiento al sureste (a unos 3 km al

sureste de San Vicente Coyotepec), en las capas de la Caliza Coyotepec, donde en todo caso los rumbos indicarían un desplazamiento dextral.

Es posible que el Lineamiento Ramales indique la existencia de una zona a lo largo de la cual quizá en tiempos jurásicos(?) existió algún tipo de desplazamiento, creando una zona de debilidad que posteriormente fue reactivada.

En vista de que no es clara la relación de este lineamiento con la secuencia cenozoica, no se cuenta con elementos para determinar si ésta está o no afectada por el mismo, y en consecuencia la edad que se le puede asignar es cuando menos anterior al Terciario.

II.5 SELECCION DE LOS SITOS DE MUESTREO PALEOMAGNETICO

Las posibilidades donde efectuar el muestreo de la Unidad Piedra Hueca, por sus características de sanidad de roca, acceso y de abastecimiento de agua necesaria para la perforación, están limitadas a los afloramientos que se localizan a siete kilómetros al suroeste de San Vicente Coyotepec, al mismo cuerpo en su extremo occidental, y al afloramiento de la misma sobre el Arroyo Magdalena, en la porción sur del mapa, cercano a su contacto con el Tronco de Totoltepec.

Por sus características estructurales, se decidió realizar el muestreo en esta última alternativa, puesto que en las otras dos posibilidades existe un mayor riesgo de encontrar el registro paleomagnético perturbado por el efecto de rotaciones debido a la existencia de estructuras asociadas al Lineamiento Ramales.

Durante el recorrido de inspección a lo largo de la porción meridional del Arroyo Magdalena, no se encontraron evidencias que indicaran la presencia en esta zona del Sistema de fallas La Huertilla, o de otras estructuras que provocaran rotaciones.

En esta porción se tomaron muestras en siete sitios a lo largo del arroyo. En las correcciones estructurales a realizar durante el análisis paleomagnético de estas muestras, deberá considerarse el efecto de dos fases de deformación no coaxiales que están presentes en esta unidad.

Para la Unidad Otlaltepec, se decidió realizar el muestreo en una región alejada del Lineamiento Ramales por las mismas causas que se mencionan para la Unidad Piedra Hueca. Este se realizó en los afloramientos de esta unidad que se localizan a lo largo del camino que comunica a los poblados Santo Domingo Tianguistengo y Santa Caterina Tehuixtla, y los que se encuentran en el Cerro La Cruz, al noroccidente de Santo Tomas Otlaltepec. En esta unidad se tomaron muestras de seis sitios.

1964

III REGISTRO PALEOMAGNETICO EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS CONTINENTALES

Los depósitos de lechos rojos más antiguos en el planeta corresponden probablemente a los localizados en Dharwar, India, de 2 500 ma. de antigüedad. Sin embargo este tipo de unidades no aparecen en forma abundante hasta hace 1 800-2 000 m.a., lo que ha sido indicador de que el oxígeno libre se empezó a acumular en la atmósfera en ese tiempo.

La mayor parte de las secuencias de lechos rojos del registro geológico son depósitos continentales, y la mayoría de ellos tienen algunas características similares que sugieren un origen relativamente común. Están asociados a varios ambientes continentales de depósito y comprenden un amplio rango de facies sedimentarias. Esta clase de depósitos se desarrollan en abanicos aluviales, llanuras fluviales de inundación, desiertos, lagos y deltas. No son exclusivamente rojos, y a menudo presentan proporciones variables de estratos interdigitados o intercalados de color amarillo o pardo.

Los estudios paleomagnéticos en secuencias de lechos rojos han sido utilizados en la interpretación de los desplazamientos tectónicos relativos de algunas porciones continentales (Creer, 1964; Irving y Opdyke, 1965, entre otros), pero algunos autores han cuestionado la utilidad del registro paleomagnético de esta clase de depósitos. El problema esencial radica en el hecho de que a pesar del gran número de investigaciones paleomagnéticas llevadas a cabo en secuencias de lechos rojos, aún está muy discutido el origen de la magnetización en estas rocas.

Dentro de los lechos rojos existen varios óxidos de hierro que pueden ser portadores de una componente del magnetismo remanente natural (MRN). Estos óxidos se presentan, en diferentes proporciones, de dos formas (Van Houten, 1968):

1) Granos detríticos. Son opacos, comúnmente de especularita (hematita especular), aunque también puede estar presente magnetita, ilmenita, maghemita, así como intercrecimientos de los mismos. Estos granos se encuentran principalmente en las fracciones arenosa y limosa. La mayor parte de los granos identificables se encuentran entre 0.01 y 0.5 mm de diámetro.

2) Pigmento rojo. La hematita, maghemita, goethita y limolita pueden ser el pigmento en la matriz y en el cementante, y pueden existir también como fibras intergranulares y diminutos cristales. En varios depósitos de color rojo-pardo, la hematita es el único pigmento detectado. Este mineral se presenta como cristales hexagonales cuyo diámetro varía de $0.03 \cdot 10^{-10}$ a 0.02 mm. Comúnmente la cantidad de hierro total concentrado en el pigmento de hematita, en relación a aquel de los granos detríticos, se incrementa con la disminución del tamaño del grano de la roca. En depósitos de grano muy fino, gran parte del hierro total está en el pigmento (Creer, 1962). En contraste, sólo una pequeña parte está en el pigmento en depósitos de arenas medias y gruesas (Collinson, 1965).

III.1 ORIGEN DE LA PIGMENTACION

El origen de este pigmento ha sido largamente discutido, lo que tiene importantes repercusiones en estudios paleomagnéticos, ya que la hematita y la especularita son portadores de una fracción importante del magnetismo de estos depósitos.

Krynine (1949) opinó que el pigmento es de origen detrítico, derivado directamente de suelos rojos tropicales (latosols). A diferencia de él, Van Houten (1964) consideró que el pigmento era de origen diagenético, habiendo sido formado in situ por la deshidratación de hidróxidos de fierro detríticos de color amarillo o café derivados de los suelos profundamente intemperizados.

Walker (1967, 1974), Walker y Honea (1969) y Turner (1979) afirman que el origen de la coloración es diagenético, producido por alteraciones post-deposicionales de granos detríticos formados por hierro, incluyendo la fracción arcillosa. Walker (1974) ha estudiado depósitos continentales modernos tanto en ambientes secos (en el Desierto de Sonora) como en ambientes húmedos (en la Cuenca del Orinoco y Puerto Rico) y en ambos casos revela que los depósitos no son de color rojo, de lo que deduce que la formación de hematita se lleva a cabo durante largos periodos, aún en la escala geológica, después que los sedimentos se han depositado, y que probablemente continúa indefinidamente.

Por otra parte, Elston y Purucker (1978) subrayan que el modelo de formación de Lechos Rojos por pigmentación gradual a lo largo de millones de años, implica llanamente el principio del uniformitarismo por la suposición de que los ambientes de hoy pueden extrapolarse sin cambio al Jurásico, Triásico y Paleozoico. Una importante observación es que los ambientes antiguos no fueron como en el presente porque lechos rojos análogos no se están formando en la actualidad.

Actualmente persiste la polémica sobre el origen de la pigmentación. Braunagel y Stanley (1977), Hubert y Reed (1978), McPherson (1980) le atribuyen un origen detrítico, en tanto que Schluger (1976), Walker (1976), Turner (1979) (entre otros) consideran que es debida a la alteración diagenética de los sedimentos.

III.2 MAGNETIZACION EN SECUENCIAS SEDIMENTARIAS CONTINENTALES

El debate sobre el origen de la hematita involucra el origen de la magnetización, ya que ese mineral contribuye a la misma. Los autores que favorecen la teoría del origen diagenético de la hematita consideran que la magnetización que preservan estos depósitos es una magnetización remanente química, de edad indefinida, que puede registrar magnetizaciones multicomponentes.

Estas magnetizaciones no deben ser usadas para magnetoestratigrafía ni para cálculo de polos geomagnéticos virtuales. Sin embargo pueden ser útiles para propósitos paleomagnéticos, si el origen de los óxidos de hierro se ha llevado a cabo rápidamente después o durante el depósito.

Las investigaciones paleomagnéticas llevadas a cabo exitosamente en Lechos Rojos para el cálculo de polos geomagnéticos virtuales (Helsey y Steiner, 1974; Turner e Ixer, 1976; Van der Voo y Grubbs, 1977; entre otros) llevaron a Turner (1979) a establecer tres tipos de Lechos Rojos desde el punto de vista paleomagnético, que reflejarían progresivos grados de alteración diagenética.

Tipo A.- la magnetización contiene esencialmente un solo componente y muestra zonas discretas de polaridad reversa y normal, y la variación secular aparente puede estar preservada.

Tipo B.- las magnetizaciones están típicamente compuestas por varias componentes, adquiridas en un largo intervalo, y representan un estado más avanzado de diagénesis. No se encuentra usualmente en ellos zonas discretas de polaridad normal o reversa y a menudo tienen una amplia variación de intensidad del MRN.

Tipo C.- la magnetización presente es un reemplazamiento completo de la magnetización original y no tiene relación con la edad del depósito, se encuentran en Lechos Rojos muy antiguos que han sufrido muchas alteraciones diagenéticas. Generalmente contienen una sola componente de magnetización que a menudo es la del campo magnético actual, y sus intensidades son menos variables que las de los lechos rojos del Tipo B.

Collinson (1966, 1968, 1974) ha proporcionado evidencias sobre el origen del magnetismo remanente de los lechos rojos en los que la especularita, cuyo origen es detrítico, es el constituyente más importante de la magnetización original. Puede estar o no asociado con otro componente que también sea portador

de una parte de la magnetización, como el pigmento de hematita, que puede ser de origen diagenético o detrítico. De acuerdo a este autor, durante la desmagnetización térmica el pigmento es menos estable que la especularita (Fig. 3.1), y durante la desmagnetización por campos alternos el pigmento es más estable. El pigmento casi siempre posee una magnetización menos estable que la especularita, pero en ocasiones presenta una dureza magnética semejante.

Apoyando estas investigaciones se tienen los resultados de estudios paleomagnéticos que, mediante la utilización de varias técnicas de desmagnetización (campos alternos, térmica y química) han descubierto más de un componente contribuyendo a la magnetización de este tipo de depósitos (Roy y Park, 1972; Turner e Ixer, 1977; Van der Voo et.al., 1978; Elston y Purucker, 1978), tanto de origen detrítico como químico.

Utilizando simultáneamente estudios paleomagnéticos y petrográficos (Elston y Purucker, 1978; Elmore y Van der Voo, 1982, entre otros) se han identificado como portadores de la magnetización hematita, magnetita y especularita de origen clástico, así como hematita de origen autógeno.

La evidencia del origen detrítico de una parte significativa de los portadores de la magnetización se basa en el análisis petrográfico de las texturas, en donde las texturas de exsolución a alta temperatura y la laminación detrítica a lo largo de planos de estratificación manifiestan el origen detrítico.

III.3 ALTERACIONES DEL REGISTRO PALEOMAGNETICO

Es razonable esperar que no en todos los cuerpos de roca sea posible distinguir una magnetización original adquirida durante el tiempo de depósito de los sedimentos. Es factible que se presenten magnetizaciones químicas remanentes por el crecimiento autógeno de minerales magnéticos que la oculten.

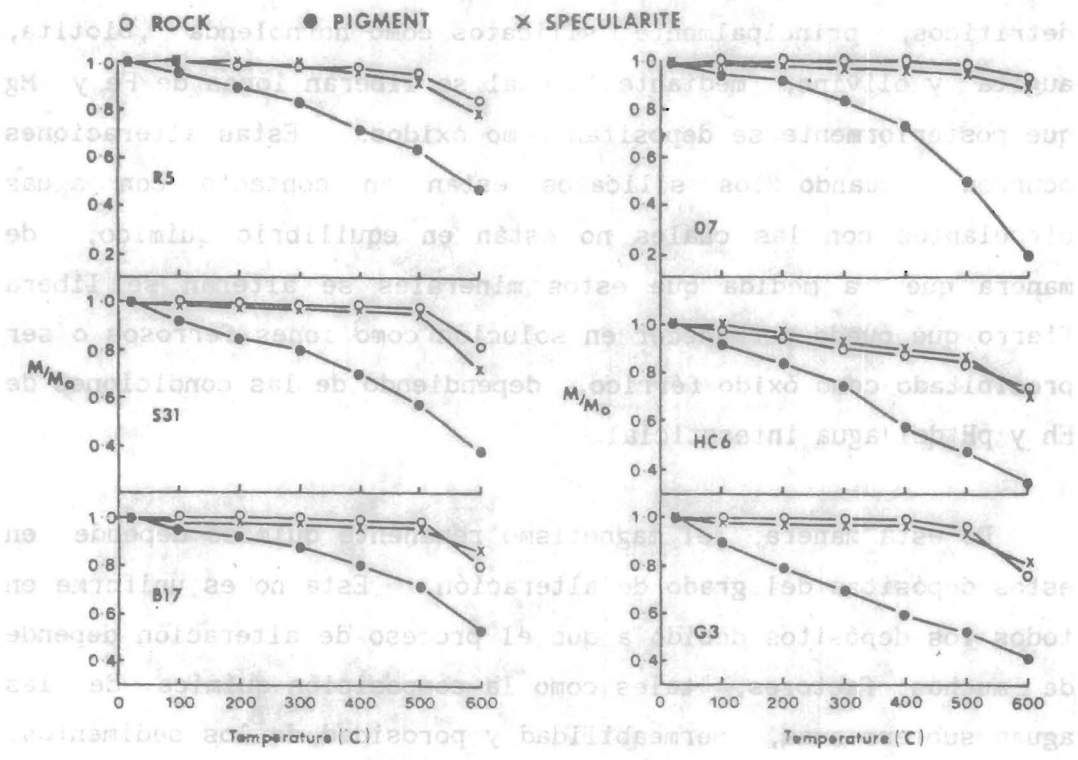


Fig. 3.1. Desmagnetización térmica del MRN de roca total y de la MRD del extracto de specularita y hematita (pigmento) de un grupo de depósitos clásticos continentales (Lechos Rojos) en los cuales la specularita lleva una porción significativa del MRN. Se trata de ejemplares provenientes de la Formación Chugwater (R5, HC6, G3), la Formación Moenkopi (07), la Formación Supai (S31) y la Cuarcita Bonito Canyon (B17) (tomado de Collinson, 1974).

Estos minerales autígenos, portadores de la magnetización remanente química, se pueden formar por alteración de granos detríticos, principalmente silicatos como hornblenda, biotita, augita y olivino, mediante la cual se liberan iones de Fe y Mg que posteriormente se depositan como óxidos. Estas alteraciones ocurren cuando los silicatos están en contacto con aguas circulantes con las cuales no están en equilibrio químico, de manera que a medida que estos minerales se alteran se libera fierro que puede permanecer en solución como iones ferrosos o ser precipitado como óxido férrico, dependiendo de las condiciones de Eh y pH del agua intersticial.

De esta manera, el magnetismo remanente químico depende en estos depósitos del grado de alteración. Esta no es uniforme en todos los depósitos debido a que el proceso de alteración depende de muchos factores, tales como la composición química de las aguas subterráneas, permeabilidad y porosidad de los sedimentos, y la cantidad y tipo de minerales ferromagnesianos que existen en los sedimentos.

Existe otro tipo de alteración que puede presentar el registro paleomagnético que está asociado al grado y tipo de deformación que haya sufrido una región.

Los estudios paleomagnéticos en secuencias deformadas y metamorizadas pueden proporcionar información para comprender los procesos orogénicos y la evolución de las margenes continentales. En estas regiones el registro paleomagnético es complejo, y frecuentemente presenta efectos parciales o totales de fenómenos diversos que sucedieron antes, durante o después de la deformación.

Existen pruebas para distinguir si la magnetización presente en las rocas estratificadas es de carácter primario o secundario, como son la prueba del pliegue y la prueba del conglomerado.

Para la prueba del pliegue, si el registro hubiese sido adquirido antes de la deformación, las direcciones de

magnetización en coordenadas de campo, es decir referidas a la horizontal actual, estarían dispersas debido a los cambios de orientación sufridos durante el plegamiento. Al reestablecer las direcciones a la paleohorizontal, esto es aplicando las correcciones estructurales, se agruparían alrededor del campo magnético presente al tiempo del depósito. Si por el contrario, las direcciones en coordenadas de campo están agrupadas y se dispersan al restablecerlas a la paleohorizontal, indicarían que el registro fué adquirido o modificado posteriormente al plegamiento. En el caso de que el registro hubiese sido adquirido o modificado durante el plegamiento, entonces se esperaría que las muestras provenientes de uno y otro lado de las estructuras fuesen diferentes tanto en coordenadas de muestra como con la correspondiente corrección estructural y tenderían a agruparse en una dirección intermedia entre las direcciones obtenidas antes y después de la corrección estructural.

Las transformaciones que sufren las unidades de roca asociadas al plegamiento con efecto en el registro paleomagnético incluyen (Jurado-Chichay et al., 1988, entre otros):

- rotaciones de estratos como cuerpos rígidos.
- deformación de las partículas dentro de los estratos al sufrir deformación penetrante.
- cambios químicos, térmicos y mineralógicos en los portadores de la magnetización.

En el caso de rotaciones de roca como cuerpos rígidos, es posible estimar los vectores de magnetización mediante una corrección que elimina el efecto de las deformaciones. Para ello 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. A esto se le llama corrección estructural.

Sin embargo, la inclinación observada en las capas puede ser el resultado de dos fases de deformación no coaxiales que

darian como resultado una rotación neta alrededor de un eje inclinado (Mac Donald, 1980). En este caso hay que determinar la orientación de las estructuras antes de la segunda deformación (Fisher, 1938) y utilizar la dirección de este rumbo como eje de rotación para restaurar la posición original del vector de magnetización. A esto se llama doble corrección estructural. Este caso incluye estratos debajo de una discordancia angular que han sido posteriormente inclinados (Ragan, 1968).

En los casos de deformación intensa, las relaciones angulares entre el vector de magnetización y el plano de estratificación se altera, por lo que una rotación para restaurar la horizontal de los estratos no es suficiente para corregir los efectos de la deformación. Si ha existido un cambio químico o mineralógico de las fases portadores de la magnetización, el registro primario no puede ya ser recobrado.

Otra prueba que examina la consistencia de las direcciones de la remanencia la proporciona estudios en conglomerados (Tarling, 1983). Si las direcciones de los clastos de un conglomerado son consistentes unas con otras, entonces el tipo de roca que forma los clastos es magnéticamente inestable y esas direcciones indican que fueron adquiridas posteriormente al depósito de los clastos. Las direcciones estables, pero orientadas al azar entre diferentes clastos, indican que los minerales en los clastos son capaces de retener su magnetización, adquirida anteriormente al depósito, y así las rocas de los que fueron derivados presumiblemente tienen remanencias que pre-datan la erosión y formación de conglomerados. En el caso particular del presente estudio no fue posible aplicar ninguna de las dos, ya que las unidades en el sitio del muestreo no presentan pliegues, tan solo están inclinados los estratos, así como tampoco presentan unidades conglomeráticas con clastos de tamaño suficiente para ser muestreados.

III.4 MAGNITUD DE PARAMETROS PALEOMAGNETICOS

Estos depósitos poseen fuerte magnetización remanente natural (MRN). El rasgo más característico de ellos es su alta coercitividad, por lo que los métodos de desmagnetización por campos alternos son poco efectivos, y deben usarse otros como desmagnetización térmica o química.

Como ya se mencionó, en los experimentos realizados por Collinson (1974) para determinar el comportamiento de la hematita y la especularita como portadores de la magnetización, resalta el hecho de que la especularita posee una mayor estabilidad que el pigmento de hematita. La similitud de las curvas del decaimiento del MRN durante la desmagnetización térmica de la especularita y la roca entera (Fig. 3.1) sugiere que la especularita es la portadora del MRN, en tanto que el pigmento de hematita presenta un rápido decaimiento de intensidad de magnetización con la temperatura.

Durante el tratamiento de desmagnetización térmica, la curva de decaimiento del MRN varía ampliamente, dependiendo del número y la dirección de componentes magnéticos discretos que pueden estar presentes así como de sus temperaturas de bloqueo. A temperatura ambiental la fuerza coercitiva de cristales de hematita de unos cuantos milímetros de diámetro es del orden de 10^2 a 10^4 A/m. El máximo valor de coercitividad es $1.4 \cdot 10^5$ A/m y se presenta en granos de 5 a $10 \mu\text{m}$ (O'Reilly, 1984). La susceptibilidad inicial de estos cristales es presumiblemente alta.

En la hematita el tamaño de grano crítico de comportamiento de dominio sencillo se encuentra en el rango de 10 a $100 \mu\text{m}$ (Turner, 1979). Las partículas de hematita con dominios múltiples son relativamente escasas en lechos rojos, cuya magnetización es predominantemente de partículas de dominio sencillo (Turner, 1980). La temperatura de Curie es alcanzada a 675°C , pero se han reportado valores arriba de 710°C .

IV RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

El análisis de datos paleomagnéticos llevado a cabo durante la presente investigación, como ya se comentó en la introducción, tiene el propósito de contribuir a las reconstrucciones de terrenos tectonoestratigráficos del sur de México en Pangea.

Las unidades clásticas del área Totoltepec-Ixcaquixtla fueron seleccionadas como objetivos paleomagnéticos con el propósito de:

- a) determinar el tipo de registro que presentan,
- b) determinar las diferencias entre los registros de ambas secuencias de esta área, y
- c) compararlo con los ya obtenidos para otras secuencias jurásicas del sur de México.

Para tales objetivos se colectaron un total de 120 núcleos. La localización de los sitios de muestreo se ilustra en la Figura 4.1. Los núcleos fueron obtenidos mediante una perforadora de barrena diamantada de 2.5 cm de diámetro interior y orientados con brújula y clinómetro. Posteriormente fueron cortados especímenes de 2.2 cm de longitud, resultando de esto un total de 120 muestras provenientes de siete sitios de la Unidad Piedra Hueca, y 100 muestras de seis sitios de la Unidad Otlaltepec.

Las mediciones de la magnetización remanente se realizaron en un magnetómetro de giro Molspin en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica.

Las pruebas de desmagnetización térmica y de campos alternos se efectuaron con instrumentos Schonstedt del mismo laboratorio, y las mediciones de susceptibilidad magnética fueron llevadas a cabo con aparatos Molspin.

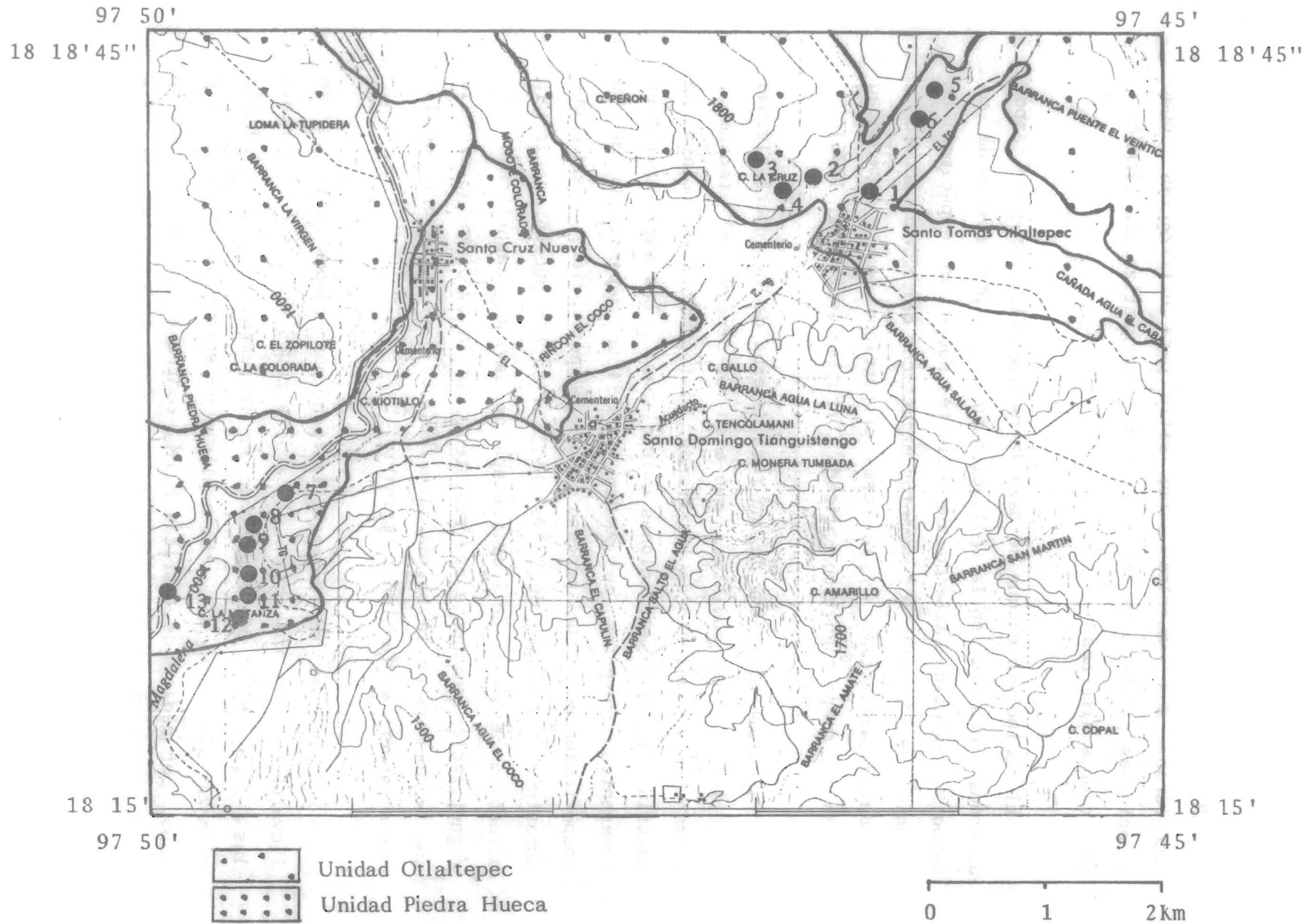


Fig. 4.1 Mapa de localización de los sitios de muestreo paleomagnético en el área Ixcaquixtla-Totoltepec.

Los valores de declinación e inclinación magnética de las muestras de cada sitio se representan mediante proyecciones de igual área (Schmidt).

En todas las muestras se midieron inicialmente los valores de MRN y susceptibilidad magnética, y posteriormente se escogieron dos muestras por sitio para utilizarlas como especímenes piloto para las pruebas de desmagnetización térmica y por campos alternos.

El principio en que se basa la desmagnetización por campos alternos consiste en la aplicación en etapas progresivas de un campo magnético alterno decreciente sobre un espécimen en rotación, que elimina los momentos magnéticos del MRN de acuerdo a su dureza magnética, y en forma proporcional a la intensidad máxima del campo magnético aplicado (Urrutia-Fucugauchi, 1976).

La dureza magnética de una roca depende de la coercitividad magnética de sus dominios, que a su vez depende del tamaño, forma y alineamiento de los granos, así como de la clase de material y sus imperfecciones cristalinas. Las magnetizaciones remanentes presentes se pueden clasificar dependiendo de su comportamiento en un proceso de desmagnetización, puesto que durante el análisis de la estabilidad de MRN pueden cambiar la dirección después de cada etapa de lavado magnético. La magnetización remanente más resistente es la dura (estable) y la que desaparece es la blanda (inestable), y en la mayoría de los casos la dura es también la primaria.

Las pruebas de desmagnetización por campos alternos se llevaron a cabo aumentando el campo a pasos de 5 y 7.5 mT hasta las 17.5 mT y posteriormente en incrementos de 10 mT hasta alcanzar las 97.5 mT. El análisis de este proceso se llevó a cabo por medio de gráficas M_i/M_0 contra el campo aplicado en donde M_0 es la intensidad antes de la magnetización y M_i son las obtenidas en diversas etapas del proceso de desmagnetización. Durante estas pruebas en general no hubo disminución significativa de la intensidad de la magnetización.

La desmagnetización mediante altas temperaturas consiste en someter a los especímenes a temperaturas crecientes en etapas sucesivas y dejarlas enfriar a temperatura ambiente en un espacio libre de campo magnético, hasta alcanzar la temperatura de Curie de los minerales ferromagnéticos constituyentes del espécimen. En una etapa de lavado, es la energía térmica la que permite que los momentos magnéticos de ciertos dominios crucen barreras de energía; como en ese instante no encuentran un campo direccional prevaeciente, dichos dominios se alinearán en oposición y al enfriarse resultara una magnetización nula para los mismos. Después de cada etapa de lavado se determina la intensidad y dirección de la MRN residual (Valencio, 1977, entre otros).

Este lavado es particularmente aplicable para los lechos rojos, puesto que es una de las pocas formas de destruir la magnetización secundaria del pigmento de hematita y rescatar la MRN primaria.

La desmagnetización térmica es útil para destruir las magnetizaciones remanentes viscosas de las rocas.

Durante las pruebas de desmagnetización térmica se utilizaron inicialmente incrementos de 75° C (100-175° y 250° C) y posteriormente de 100° C hasta alcanzar la temperatura de 650° C. Los resultados se representan en gráficas de M/M_0 vs. temperatura y mediante representaciones vectoriales (Zijderveld, 1967)). El resto de las muestras fue sometido únicamente a desmagnetización térmica.

Una vez conocido el comportamiento de la magnetización presente en cada sitio mediante su correspondiente muestra piloto, se eligió una (o varias en ciertos casos) temperatura por sitio para el lavado magnético y se midió posteriormente la magnetización, que fue representada nuevamente en proyecciones de red de igual área.

Para los sitios con poca dispersion se aplicó el método estadístico de Fisher, que proporciona una forma sencilla de comparar las direcciones de los vectores de magnetización y

estimar la media; además permite estimar la dispersión (o concentración) de las direcciones a través del parámetro estándar circular del error al 95 % y del cono de confiabilidad al 95%.

Con estos valores de la media se calculó el polo geomagnético virtual (PGV). Para aquellos sitios que presentaron mayor dispersión, se utilizó el programa de análisis vectorial (PCA), que ajusta círculos mayores, esto con el fin de distinguir y separar las componentes de la magnetización.

Se describen a continuación las características del registro paleomagnético de cada uno de los trece sitios muestreados. A esta descripción la acompañan las representaciones gráficas de direcciones de magnetización (en MRN y después del lavado magnético, si es el caso) tanto en coordenadas de campo como con corrección estructural, y para los especímenes piloto las curvas de intensidad de magnetización normalizada en los tratamientos de desmagnetización a pasos, así como los diagramas de componentes vectoriales.

En los sitios de la Unidad Piedra Hueca (sitios VII-XIII) se ha realizado una doble corrección estructural (p.85) en el restablecimiento de las direcciones obtenidas a la paleohorizontal, considerando las dos etapas de deformación que la afectaron. Los valores de direcciones medias y las coordenadas de los polos geomagnéticos virtuales se presentan resumidos en la Tabla 4.1.

En las proyecciones en red de igual área, los valores de la declinación se representan de forma azimutal, y los valores de inclinación a partir de la circunferencia (0 grados) al centro del círculo.

Los diagramas vectoriales representan el comportamiento de las muestras durante los experimentos de desmagnetización. Al graficar los valores de las componentes de los vectores, obtenidos en cada paso de desmagnetización, en un sistema ortogonal de tres ejes X, Y y Z se construyen dos curvas, una

Sitio	n/r	tratamiento	en coordenadas de campo				con corrección estructural				unidad
			DEC/INC	k	α_{95}	PGV	DEC/INC	k	α_{95}	PGV	
II	16/0	desm. 175°C	347.1/40.6	15.1	9.8	N77, 197E	337.5/21.1	15.1	9.8	N67, 157E	O
IV	19/3	desm. 175°C	339.1/42.0	413.0	1.7	N70, 193E	348.5/29.0	689.0	1.4	N79, 159E	O
V	24/0	MRN	346.7/32.6	448.0	1.4	N77, 172E	354.9/22.8	434.0	1.4	N82, 120E	O
VII	7/0	desm. 100°C	32.8/39.8	14.3	16.5	N59, 338E	15.1/5.9	7.9	22.9	N69, 36E	PH
VIII-1	4/0	análisis de componentes principales	297.7/63.6	41.2	14.5	N32, 215E	308.7/17.8	41.2	14.4	N40, 169E	PH
VIII-2	5/0		8.3/46.0	25.0	15.6	N78, 301E	350.8/9.5	25.3	15.5	N74, 117E	PH
IX	15/1	desm. 325°C	349.1/39.3	5.7	17.5	N79, 196E	348.6/-1.2	5.5	18.6	N68, 114E	PH
X	13/1	desm. 325°C	343.5/51.3	11.1	13.4	N70, 218E	337.9/8.5	11.1	13.6	N64, 142E	PH
XI	12/1	desm. 450°C	198.5/34.1	47.0	6.7	N73, 3E	191.5/6.0	33.0	8.1	N71, 44E	PH
XII	8/2	desm. 200°C	357.5/53.4	38.0	11.0	N69, 214E	344.4/6.9	9.7	22.6	N57, 134E	PH
XIII	11/0	desm. 250°C	358.9/19.5	70.0	5.5	N81, 90E	3.5/-13.9	69.2	5.5	N65, 74E	PH

Tabla 4.1. Resultados paleomagnéticos correspondientes a los sitios de muestreo considerados para su análisis de las unidades Piedra Hueca (PH) y Otlaltepec (O).

n es el número de muestras del sitio y r es el número de muestras rechazadas

k. representa la dispersión

α_{95} representa el radio de 95% de confianza de la dirección media

para el plano horizontal XY y otra para el plano vertical XZ. La actitud recta de estas líneas hacia el origen indica la presencia de una sola componente vectorial. Para todos los diagramas de composición vectorial el eje X corresponde al norte-sur y los ejes Y y Z corresponden, respectivamente, al este-oeste y abajo-arriba.

SITIO I

De este sitio se extrajeron 11 núcleos, de los cuales fueron cortadas 18 muestras. Los valores de intensidad de MRN variaron entre 23.71 y $0.36 \cdot 10^{-3}$ A/m. Los vectores de MRN mostraron gran dispersión, y las gráficas vectoriales de desmagnetización térmica de dos muestras piloto (6a y 7b) señalan la existencia de tres o más direcciones de magnetización (Fig.4.2).

El comportamiento de la intensidad durante la desmagnetización por campos alternos (CA) indica solo la existencia de una fase de alta coercitividad, característica de los minerales de la serie ilmenita-hematita o goethita. La variación de la intensidad con respecto a la temperatura muestra temperaturas de bloqueo bajas y de unos 550° C que podrían corresponder a goethita o hematita.

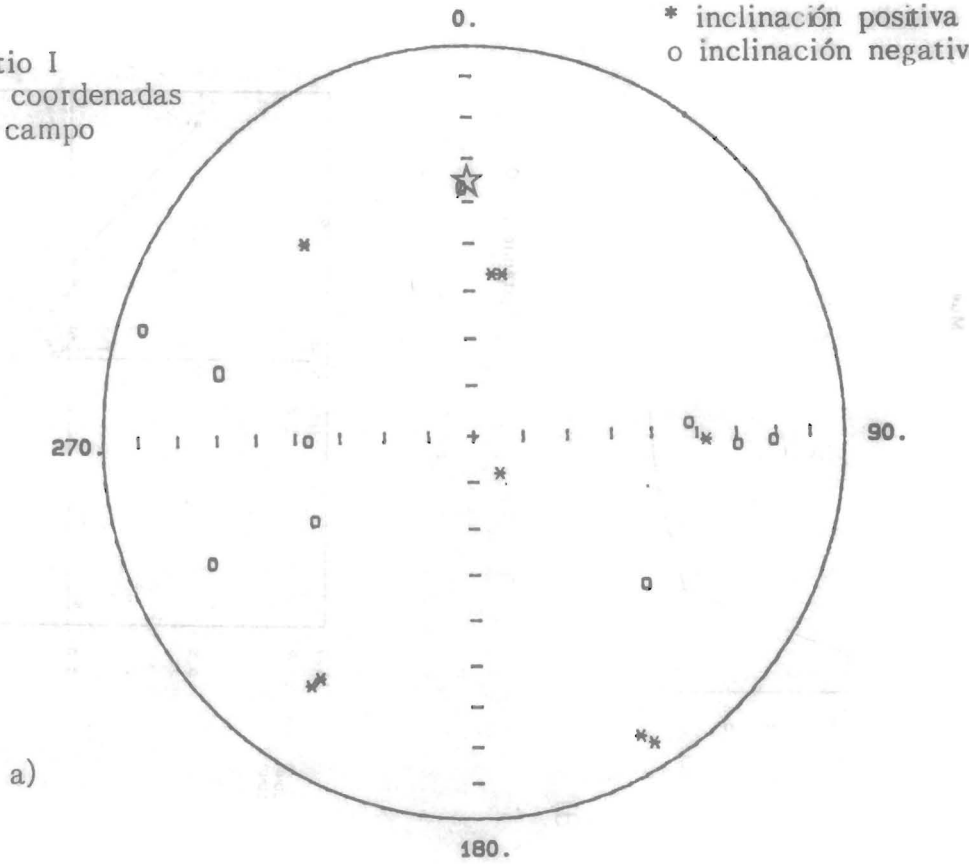
La complejidad de la información paleomagnética en las muestras de este sitio, impiden distinguir diferentes direcciones de magnetización.

SITIO II

En este se obtuvo un total de 9 núcleos, de los que se obtuvieron un total de 17 muestras (Fig.4.3). Los valores iniciales de intensidad de MRN variaron de 4.59 a $1.08 \cdot 10^{-3}$ A/m. Los resultados gráficos del tratamiento de desmagnetización por campos alternos en la muestra 13b señala la presencia de minerales de alta coercitividad. El diagrama de

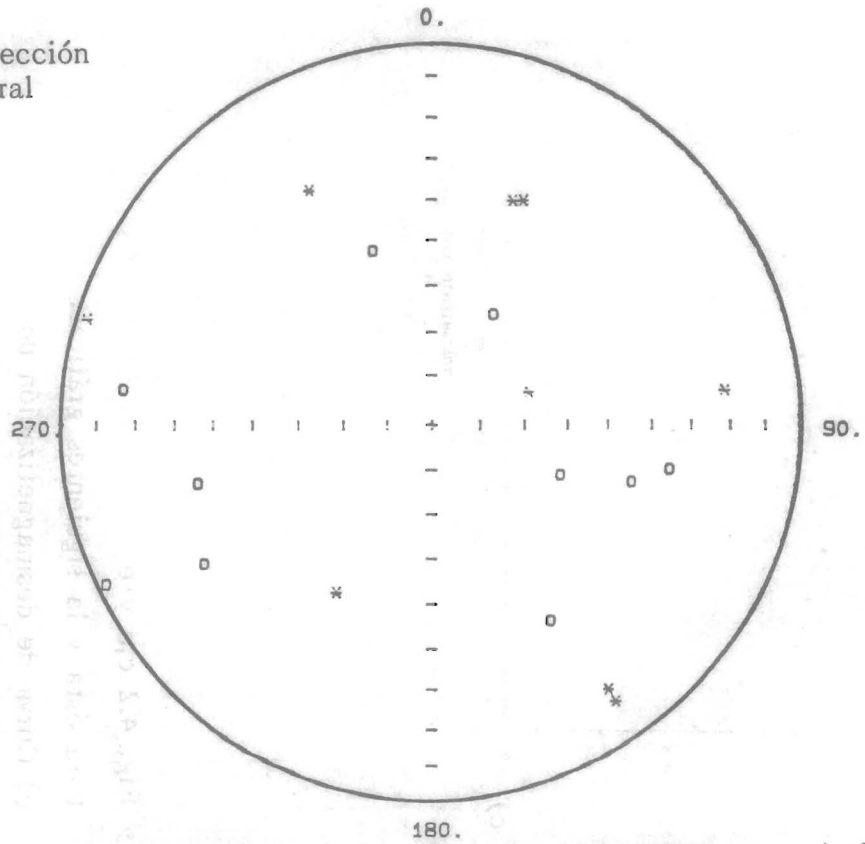
Sitio I
en coordenadas
de campo

* inclinación positiva
o inclinación negativa



a)

SITIO I.
con corrección
estructural



b)

Fig. 4.2a y b

Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el sitio I
Para ésta y las proyecciones siguientes: ☆ indica la dirección del campo
magnético dipolar

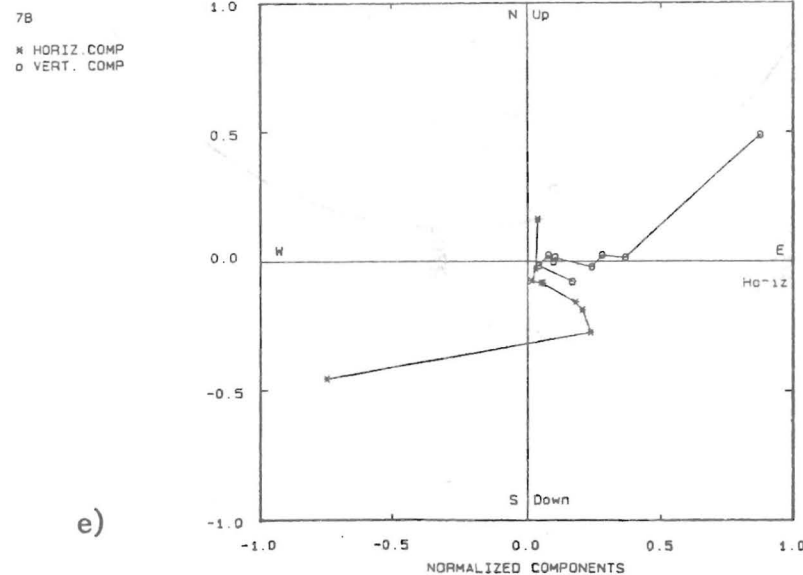
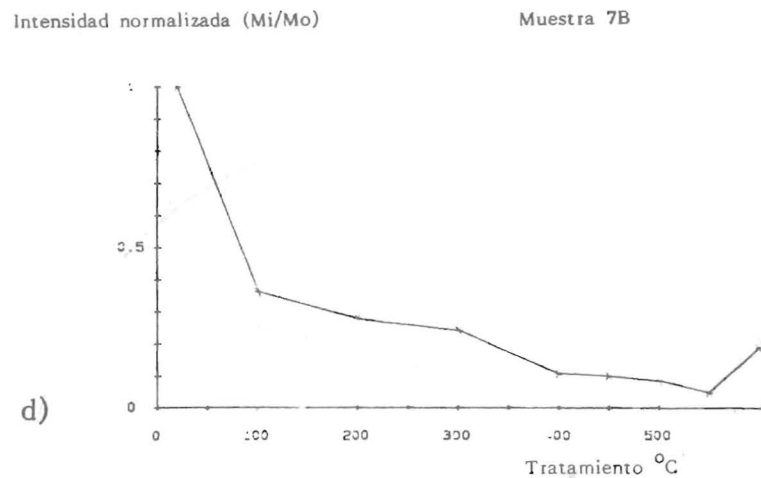
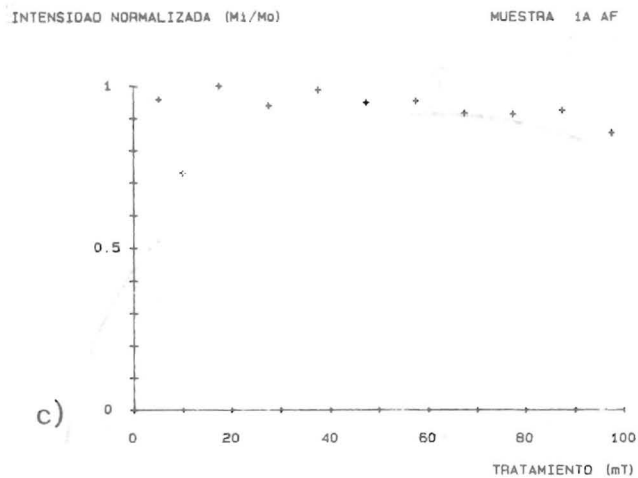
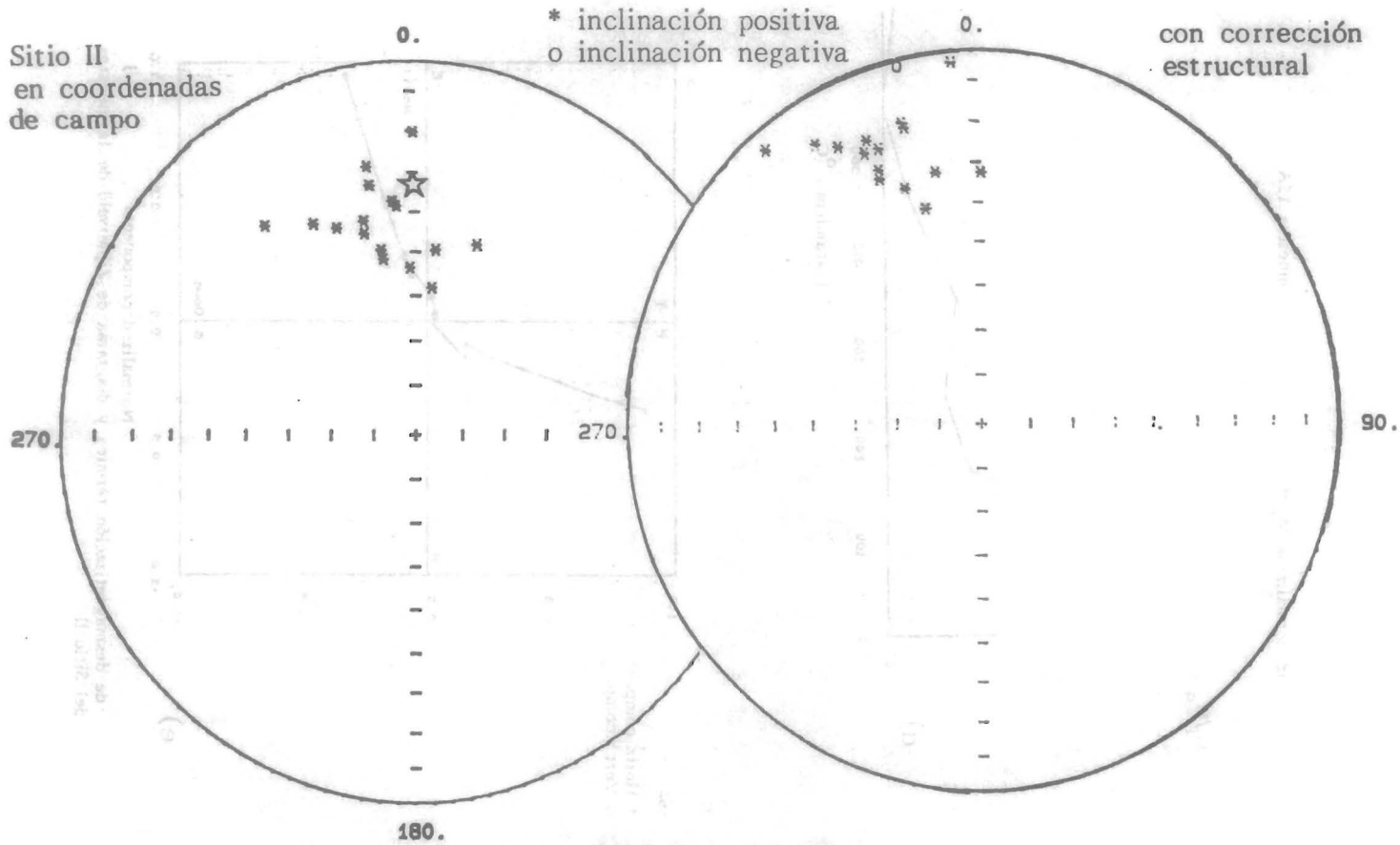


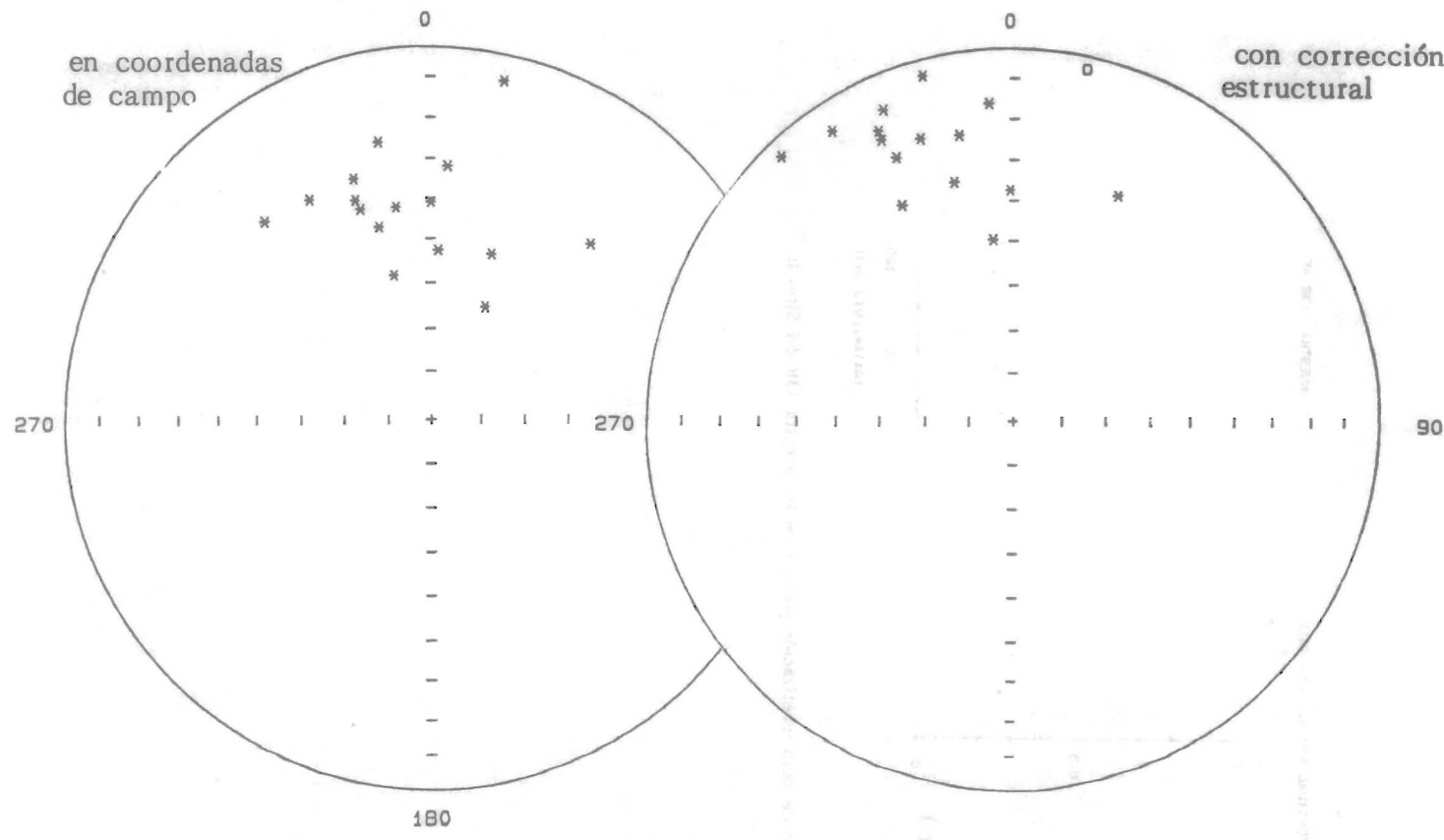
Fig. 4.2 c,d y e

Para ésta y la siguientes gráficas:

- c) Curva de desmagnetización por campos alternos
- d) Curva de desmagnetización térmica
- e) Diagrama de Zijderveld de la muestra con desmagnetización térmica.



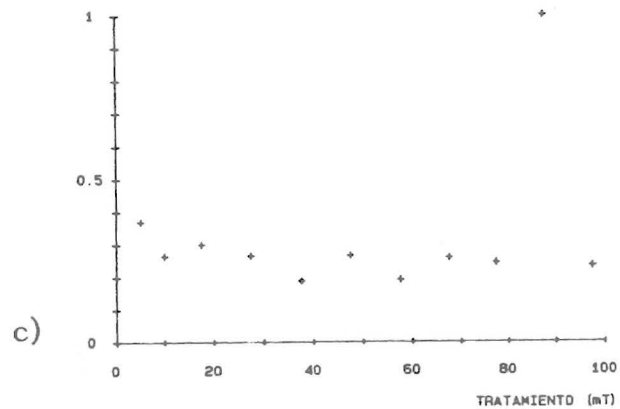
4.3 a Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio II



4.3 b Proyecciones en red de igual área después del lavado magnético a 175°C de direcciones del Sitio II

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)

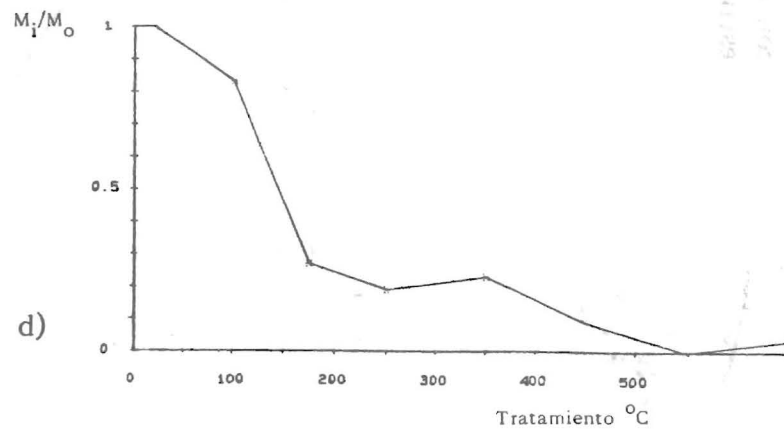
MUESTRA 13B AF



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 13B del Sitio II

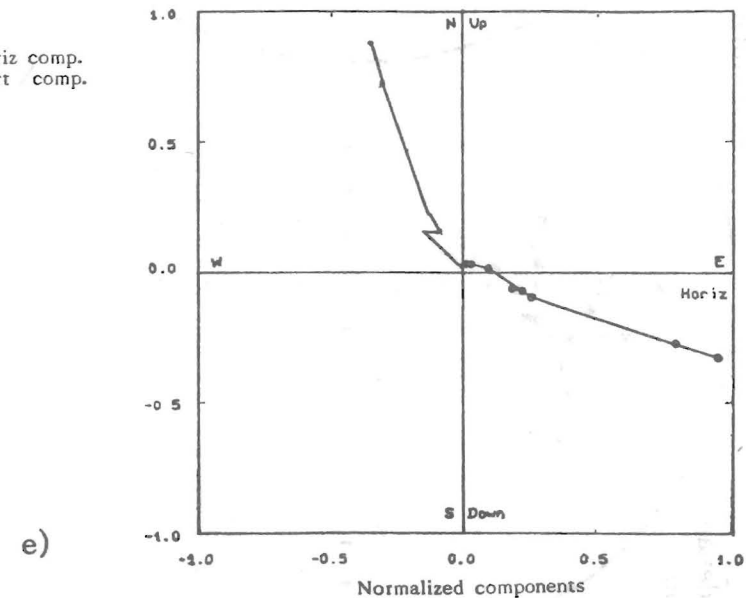
Intensidad normalizada M_i/M_0

muestra 15A



15A

* Horiz comp.
o Vert comp.



Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijderveld de la muestra 15A del Sitio II

Zijderveld de la muestra piloto desmagnetizada térmicamente (15a) muestra un comportamiento estable, con dos componentes ligeramente divergentes. En la gráfica de intensidad normalizada se observa nuevamente la presencia de dos componentes, una que se pierde entre 100 y 175°C y otra de alta temperatura, que desaparece entre los 350 y 550°C.

Las variaciones en la curva de intensidad normalizada con tratamiento por CA revelan la presencia dominante de goethita y en mucha menor proporción de algún otro mineral que puede ser magnetita o pigmento de hematita. Las muestras de este sitio se desmagnetizaron a 175°C, y después de este lavado los vectores sufren una ligera dispersión, que se observa tanto en la proyección en red de igual área en coordenadas de campo como en aquella con corrección estructural.

La declinación media calculada para este sitio después del lavado magnético y con corrección estructural, coincide con la calculada por May y Butler (1986), de la Formación Upper Morrison, del Tithoniano tardío, para Norteamérica, en tanto que la inclinación media calculada es ligeramente menor que la esperada.

La estabilidad magnética, la ausencia de otras componentes importantes y la similitud de las direcciones medias obtenidas con los valores esperados para Norteamérica, sugieren que el magnetismo remanente en este sitio es primario, lo que indicaría que no han existido rotaciones significativas

Sin embargo, no se puede descartar por completo la posibilidad de que se trate de una remagnetización estable postcretácica, en vista de la similitud de los valores medios calculados en coordenadas de campo con los del Terciario temprano.

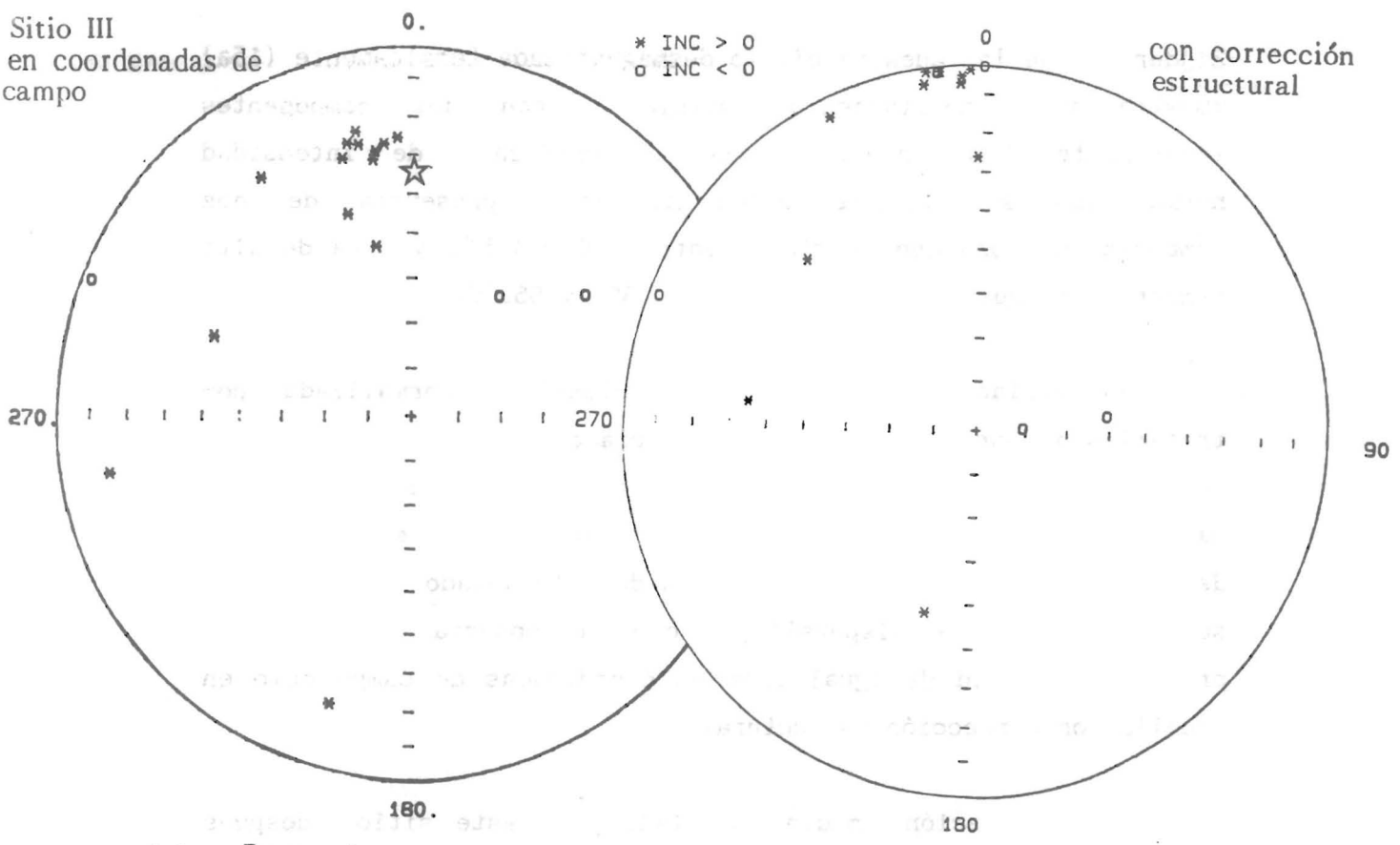
SITIO III

En éste se perforaron 11 núcleos, de los cuales se obtuvieron 18 muestras, sin embargo dos de ellas no pudieron ser

Sitio III
en coordenadas de
campo

* INC > 0
o INC < 0

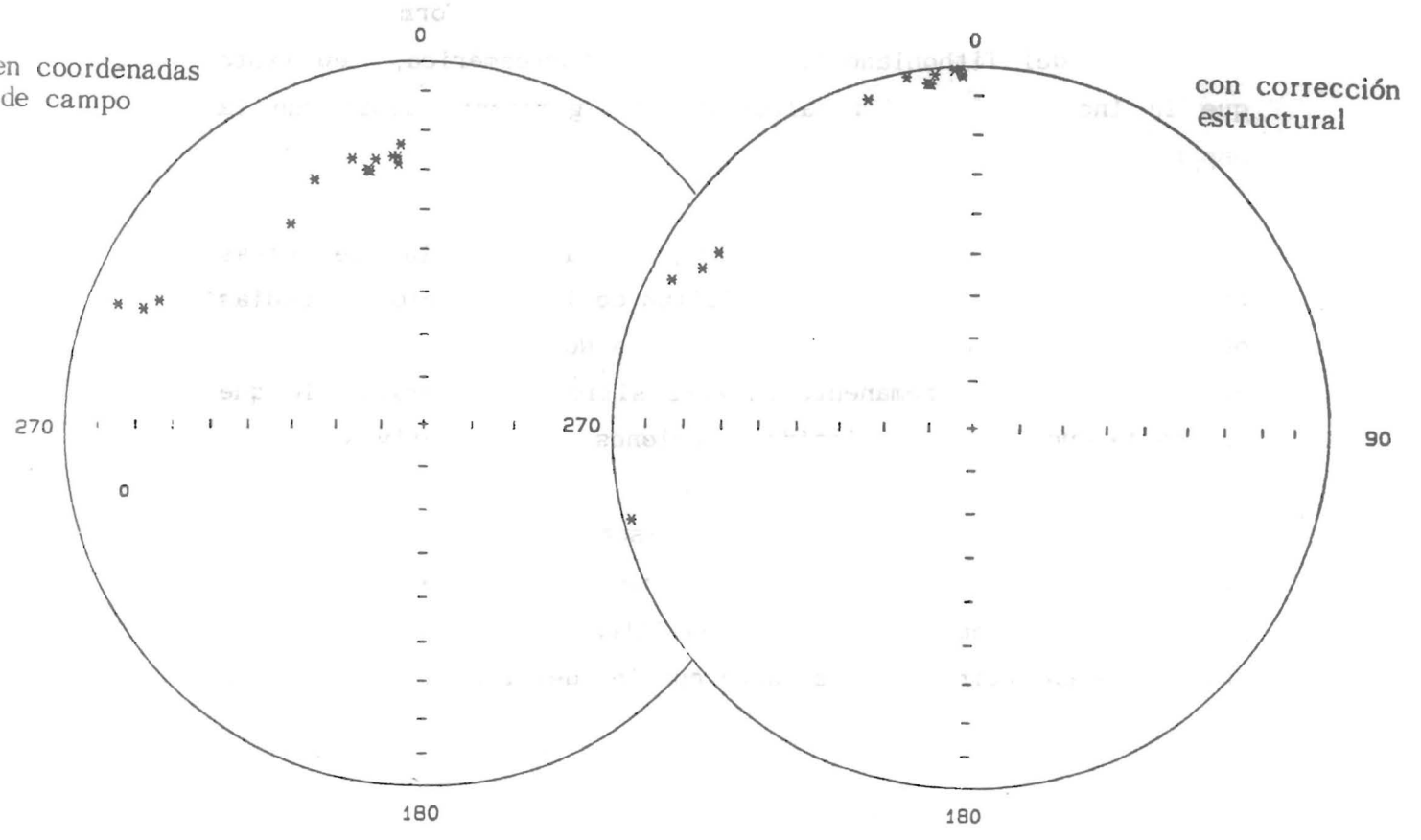
con corrección
estructural



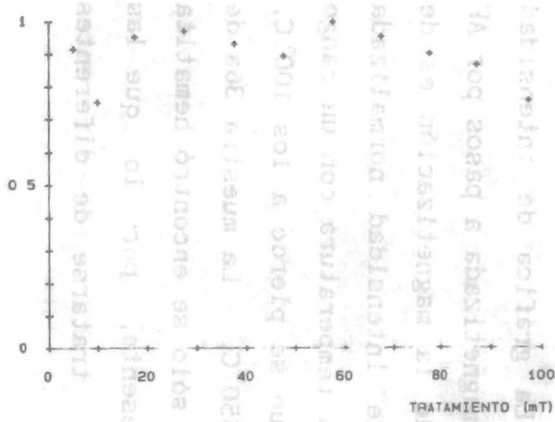
4.4 a Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio III

en coordenadas
de campo

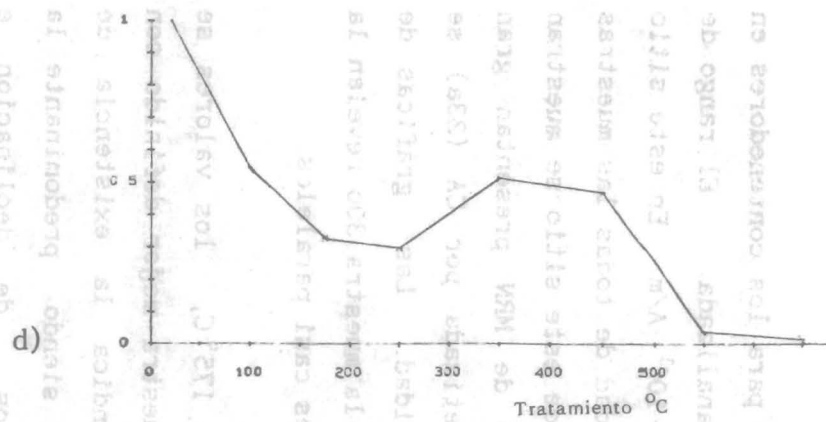
con corrección
estructural



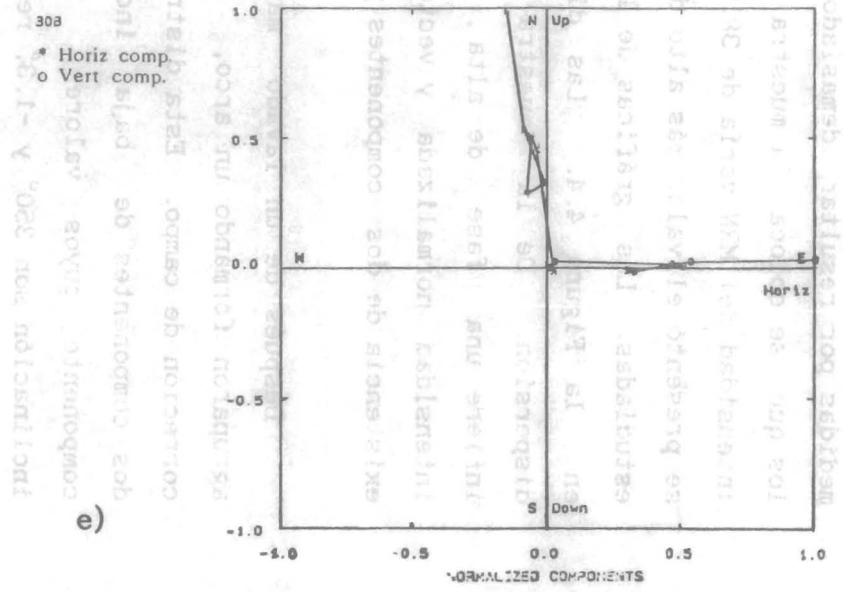
4.4 b Proyección en red de igual área de las direcciones después del lavado magnético a 175°C para el Sitio III



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 23A del Sitio III



d)



e)

Curva de desmagnetización térmica y diagrama Zijdeveld de la muestra 30B Sitio III

medidas por resultar demasiado grandes para los contenedores en los que se coloca la muestra para ser analizada. El rango de intensidad del MRN varía de 38.87 a $2.71 \cdot 10^{-3}$ A/m. En este sitio se presentó el valor más alto de intensidad de todas las muestras estudiadas. Las gráficas de los datos de este sitio se muestran en la Figura 4.4. Las direcciones de MRN presentan gran dispersión. De la muestra desmagnetizada por CA (23a) se infiere una fase de alta coercitividad. Las gráficas de intensidad normalizada y vectorial de la muestra 30b revelan la existencia de dos componentes principales casi paralelos.

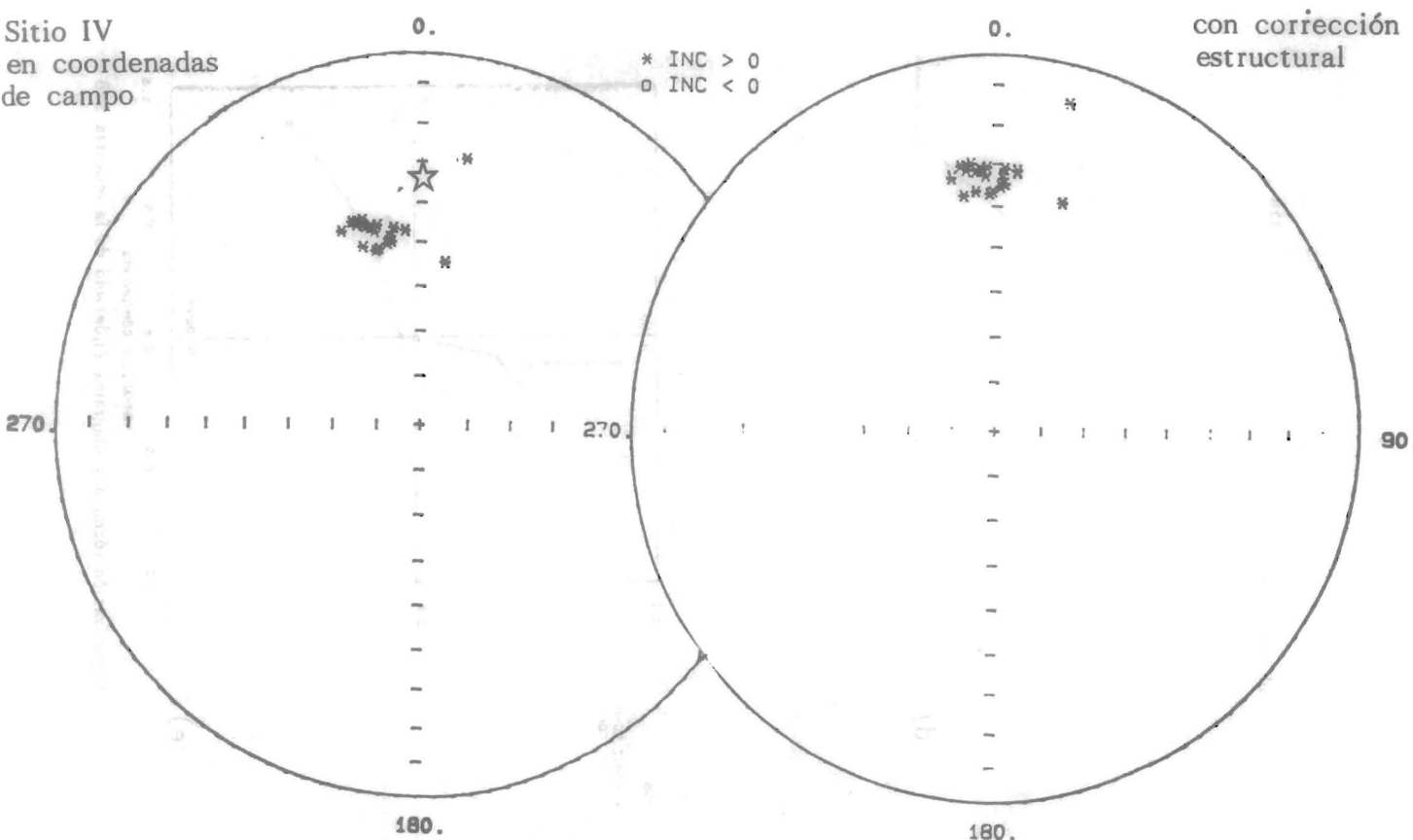
Después de un lavado magnético a 175°C , los valores se agruparon formando un arco, que se muestra mejor definido con corrección de campo. Esta distribución indica la existencia de dos componentes de baja inclinación, siendo predominante la componente cuyos valores aproximados de declinación e inclinación son 350° y -1.3° , respectivamente.

SITIO IV

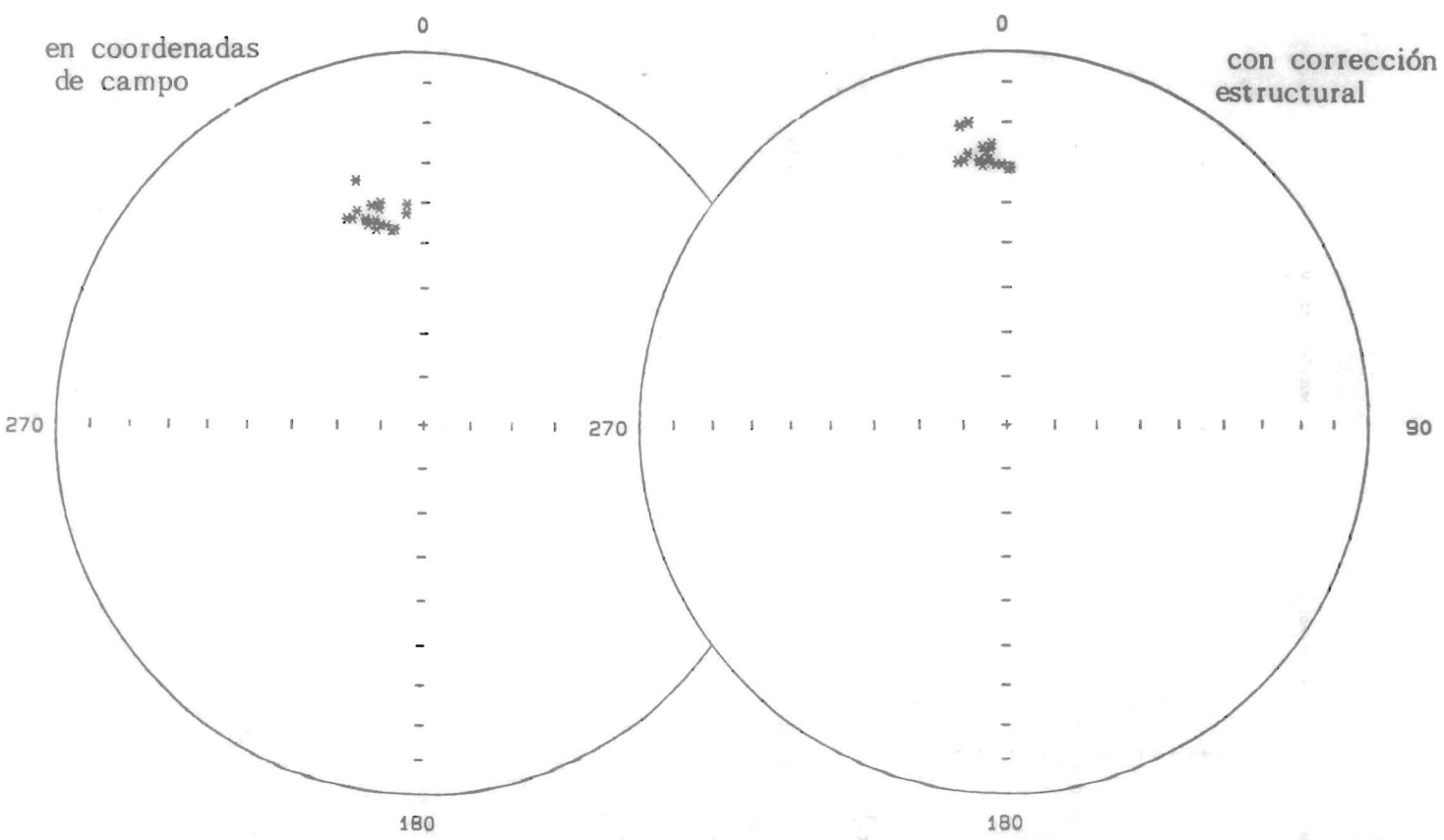
Provenientes de este lugar, se cuenta con 20 muestras cortadas a partir de 10 núcleos (Fig.4.5). El rango de intensidades de MRN varía de 11.31 a $4.15 \cdot 10^{-3}$ A/m, y presenta una fuerte agrupación en los datos. La gráfica de intensidad contra campo aplicado de la muestra desmagnetizada a pasos por AF (33a) muestra que la fase portadora de la magnetización es de alta coercitividad. La gráfica de intensidad normalizada muestra dos componentes, una de baja temperatura con un rango discreto de temperatura de bloqueo, que se pierde a los 100°C , y otra que desaparece entre los 450 y 550°C . La muestra 36a de este sitio se analizó por rayos X y sólo se encontró hematita como la fase de óxidos de hierro presente, por lo que las dos componentes vectoriales pueden tratarse de diferentes tamaños de cristales de hematita.

También en el diagrama vectorial se observan dos componentes.

Para este sitio se eligió una temperatura de 175°C para el lavado magnético, después del cual se mantuvo el agrupamiento,



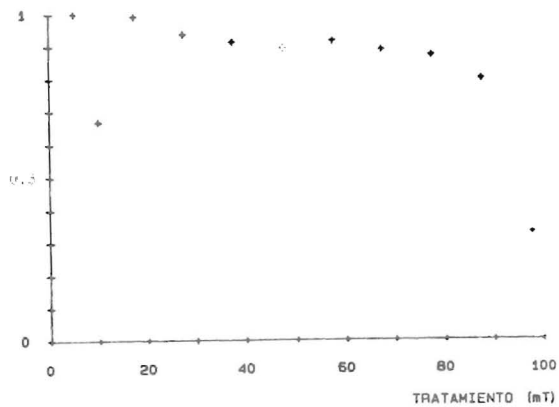
4.5 a Proyección en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio IV



4.5 b Proyección en red de igual área de las direcciones después del lavado magnético a 175°C para el Sitio IV

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)

MUESTRA 33A AF

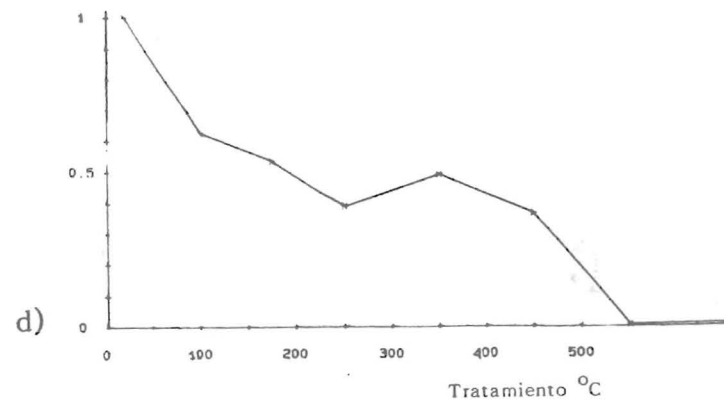


c)

Curva de desmagnetización por CA de la muestra 33A del Sitio IV

Intensidad normalizada (M_i/M_0)

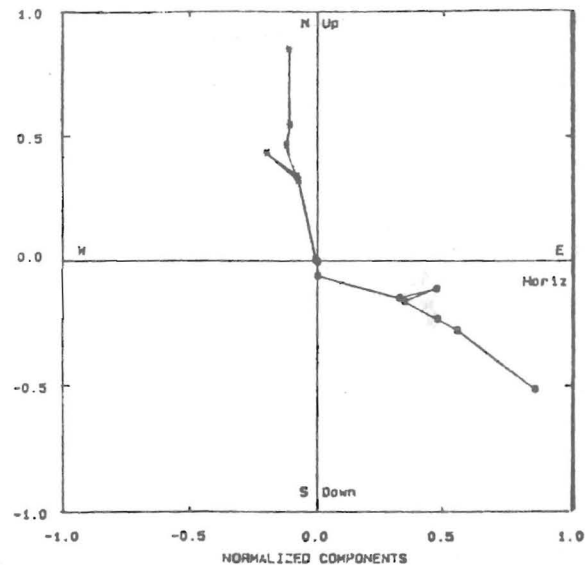
muestra 35B



d)

35B

■ HORIZ. COMP.
● VERT. COMP.



e)

Curva de desmagnetización térmica y diagrama Zijdeveld de la muestra 35B del Sitio IV

de los vectores de magnetización, siendo este agrupamiento ligeramente mayor con la corrección estructural que en coordenadas de campo.

La magnetización de este sitio es muy probablemente primaria, en vista de la alta estabilidad que presenta y la similitud de los valores calculados y esperados.

SITIO V

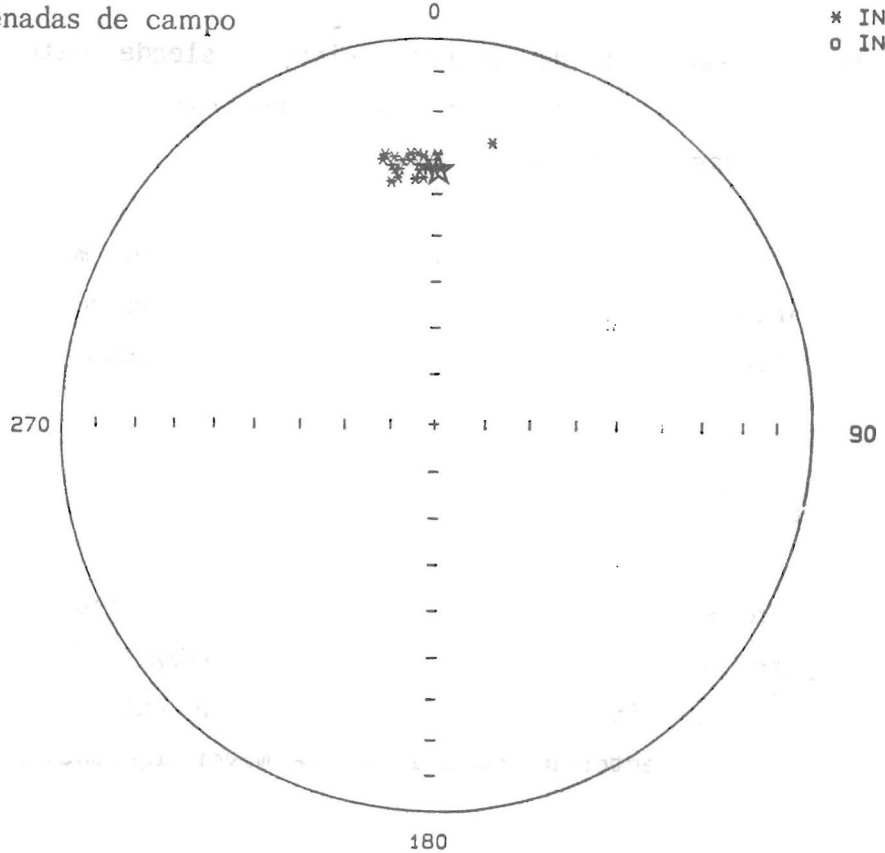
En este sitio se obtuvieron 10 núcleos, mismos que proporcionaron un total de 26 muestras (Fig.4.6). En ellos los valores de intensidad de MRN variaron entre 11.15 y $4.28 \cdot 10^{-3}$ A/m. Sus vectores mostraron la mayor agrupación de todos los sitios en MRN.

La gráfica del proceso de desmagnetización por CA muestra dos componentes, una de baja coercitividad y otra de alta coercitividad. La gráfica de intensidad normalizada del espécimen desmagnetizado térmicamente (44a) muestra un rango discreto de temperaturas de bloqueo que podría corresponder a especularita. El diagrama de composición vectorial dos componentes, una pequeña y otra mayor casi paralelas. Inicialmente fueron sometidas a lavado térmico sólo cuatro muestras del sitio, a 500°C , que sufrieron una fuerte dispersión en sus vectores al desmagnetizarlas, por lo que se eligieron nuevamente otras tres muestras, las que se sometieron a temperaturas de $400-450-500$ y 530°C . Para desmagnetizar los restantes ejemplares del sitio se eligieron dos temperaturas: 450 y 500°C . En vista de la alta dispersión de los vectores en las muestras desmagnetizadas, con los datos de MRN se hizo el cálculo estadístico de direcciones medias, cuyos resultados se presentan en la Tabla 4.1. Tanto en coordenadas de campo como con corrección estructural se mantiene la fuerte agrupación.

Las características de la magnetización presente en este sitio así como la similitud en los valores esperados indican que se trata con gran probabilidad de una magnetización primaria.

SITIO V IXQ COREST NAM
en coordenadas de campo

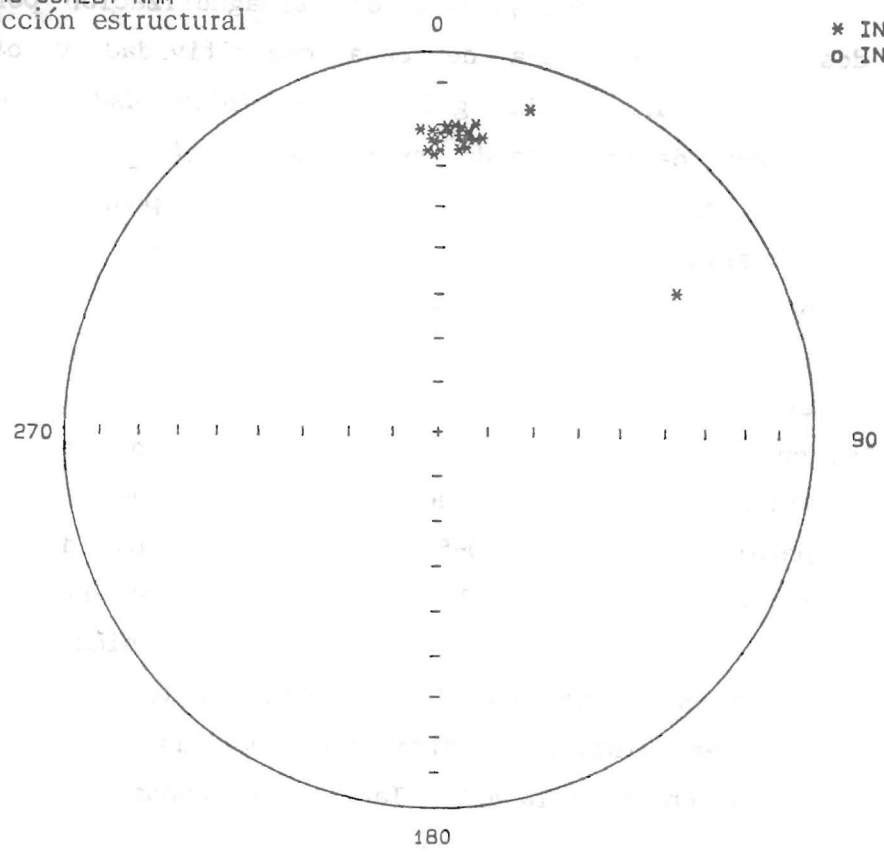
* INC > 0
o INC < 0



a)

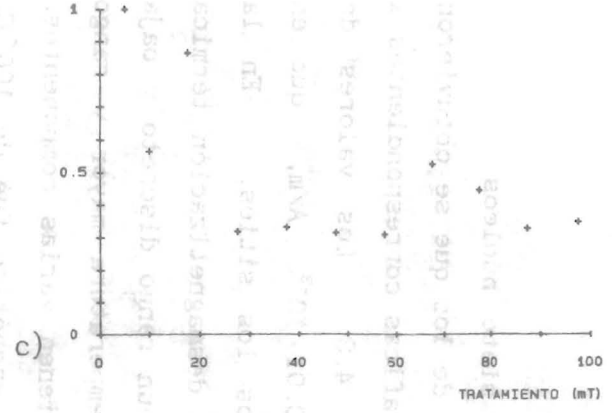
SITIO V IXQ COREST NAM
con corrección estructural

* INC > 0
o INC < 0

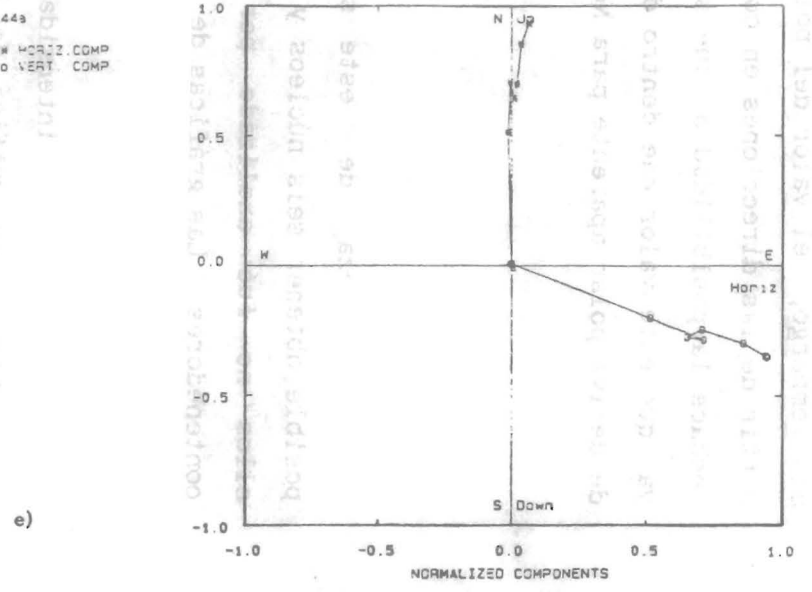
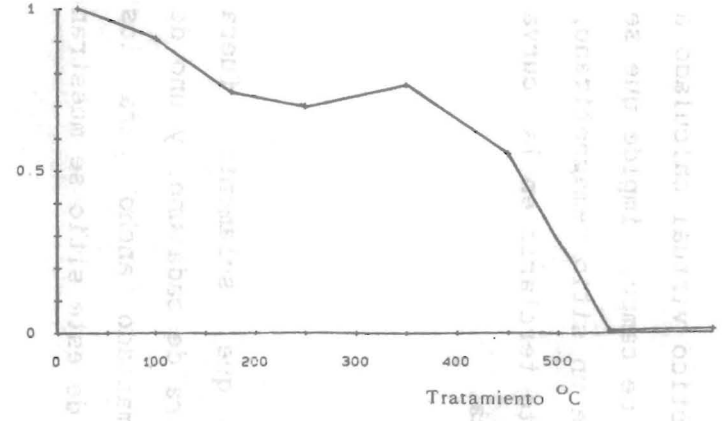


b)

Fig. 4.6 a y b
Proyección en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio V



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 43B del Sitio V



Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijdveld de la muestra 44A del Sitio V

Sin embargo, el valor del polo geomagnético virtual calculado a partir de las direcciones en coordenadas de campo, impide que se rechace la posibilidad de que se trate de un sitio remagnetizado, ya que este valor cae dentro del segmento terciario en la curva de deriva polar aparente para Norteamérica.

SITIO VI

La dureza de este sitio hizo que solamente fuera posible obtener seis núcleos y una muestra de cada uno, y uno de ellos no fué analizado por ser demasiado ancho para los contenedores. Las gráficas de los datos de este sitio se muestran en la Figura 4.7.

Los valores de intensidad de MRN variaron entre 7.3 y $1.56 \cdot 10^{-3}$ A/m. La gráfica de desmagnetización por CA indica la existencia de dos fases portadoras de la magnetización, una de baja coercitividad y otra de alta. Los diagramas vectoriales de dos muestras desmagnetizadas térmicamente a pasos muestran varias componentes. La escasez de información de este sitio impide hacer una evaluación más completa del mismo.

SITIO VII

Solamente fué posible perforar siete núcleos en este sitio debido a la abundancia de cuarzo, de los que se obtuvieron ocho muestras. Las representaciones gráficas correspondientes a este sitio se ilustran en la Figura 4.8. Los valores de intensidad de MRN varían de 0.85 a $0.01 \cdot 10^{-3}$ A/m, que en promedio son los más bajos de todos los sitios. En la representación gráfica del proceso de desmagnetización térmica se observan dos componentes: una con un rango discreto y baja temperatura de bloqueo, y otra de temperatura mayor y rango amplio. En el diagrama vectorial se tienen varias componentes. La temperatura utilizada para el lavado magnético fué de 100°C . Las muestras desmagnetizadas muestran una distribución, con corrección estructural, aproximadamente en arco en la proyección

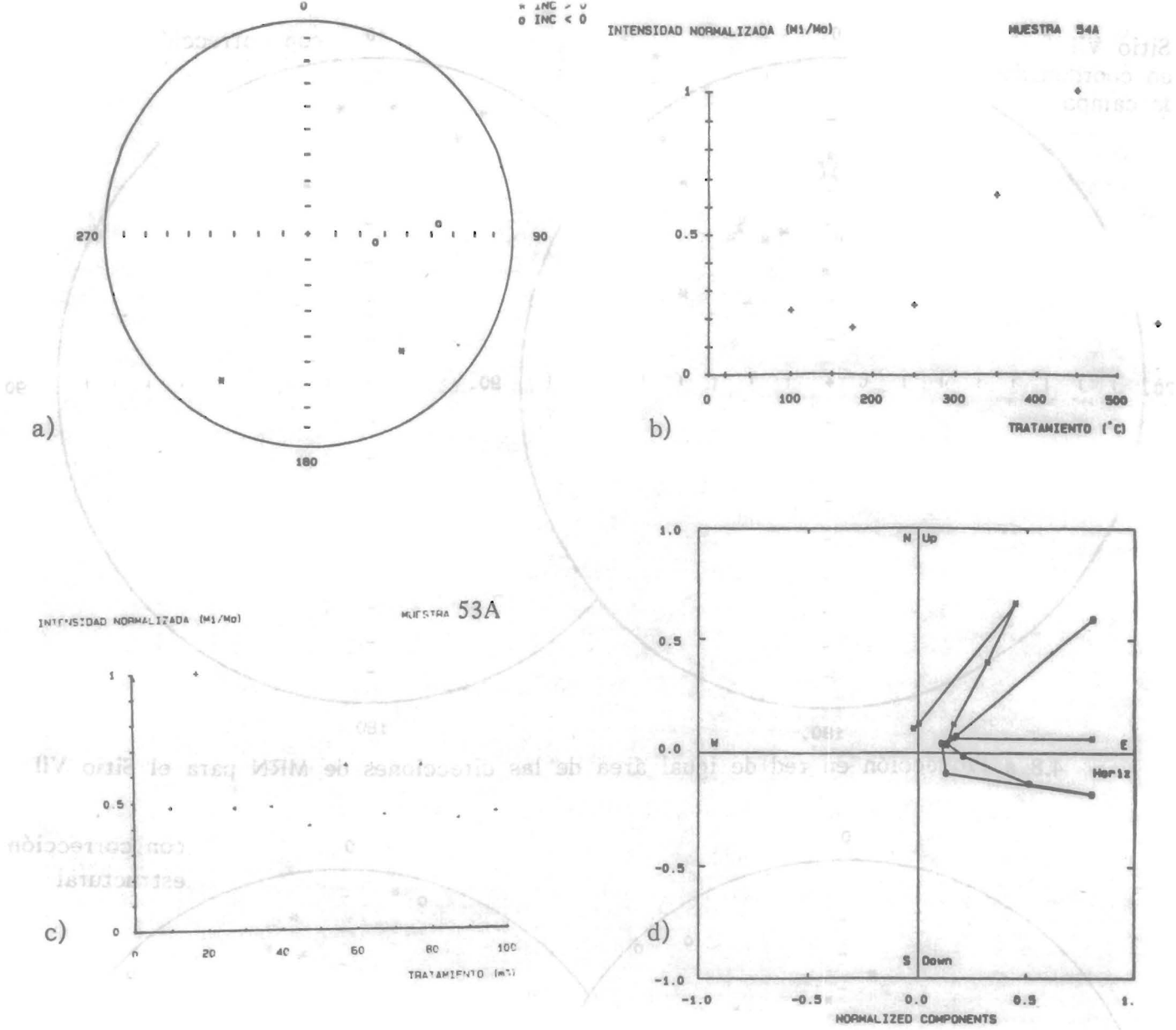
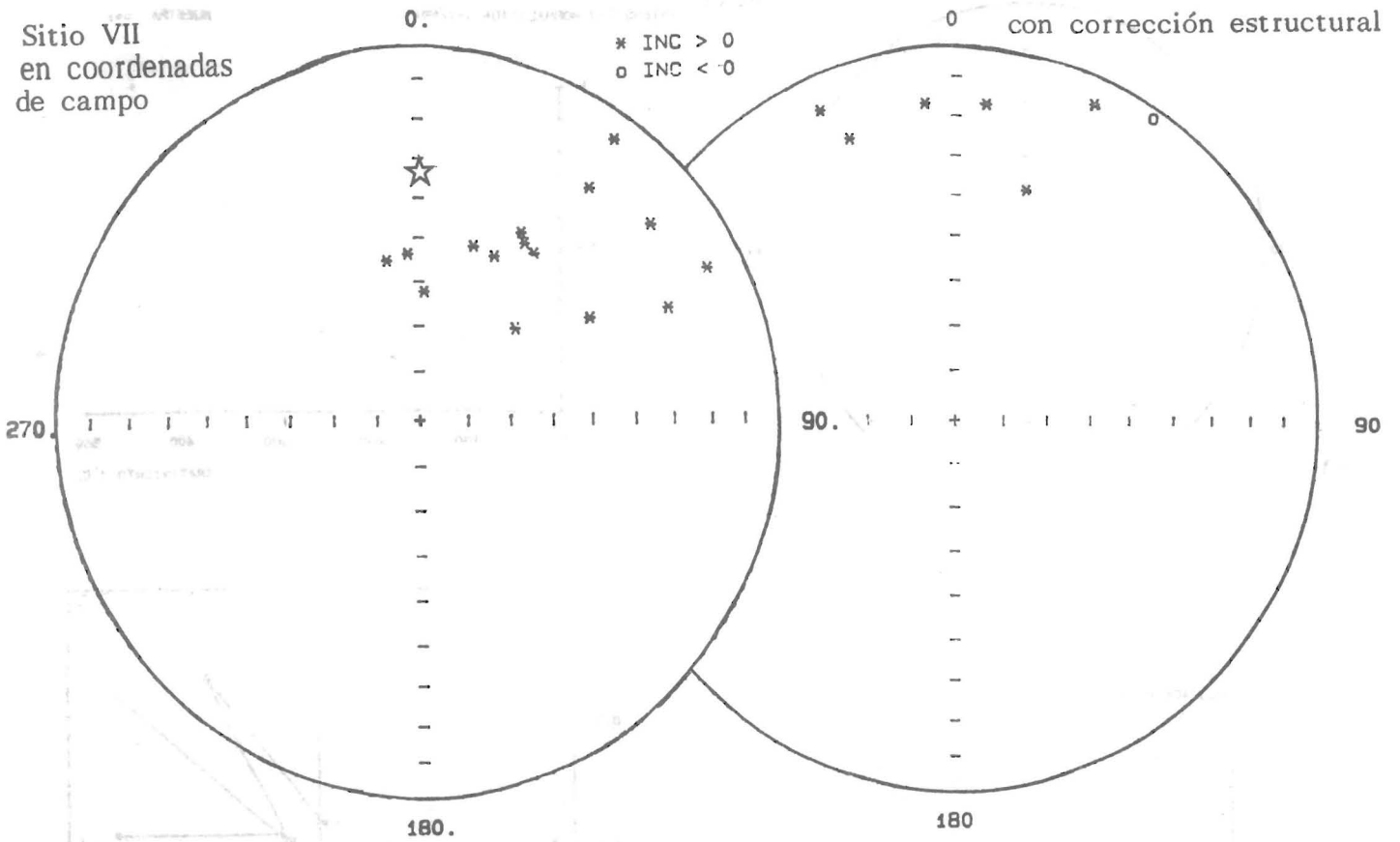
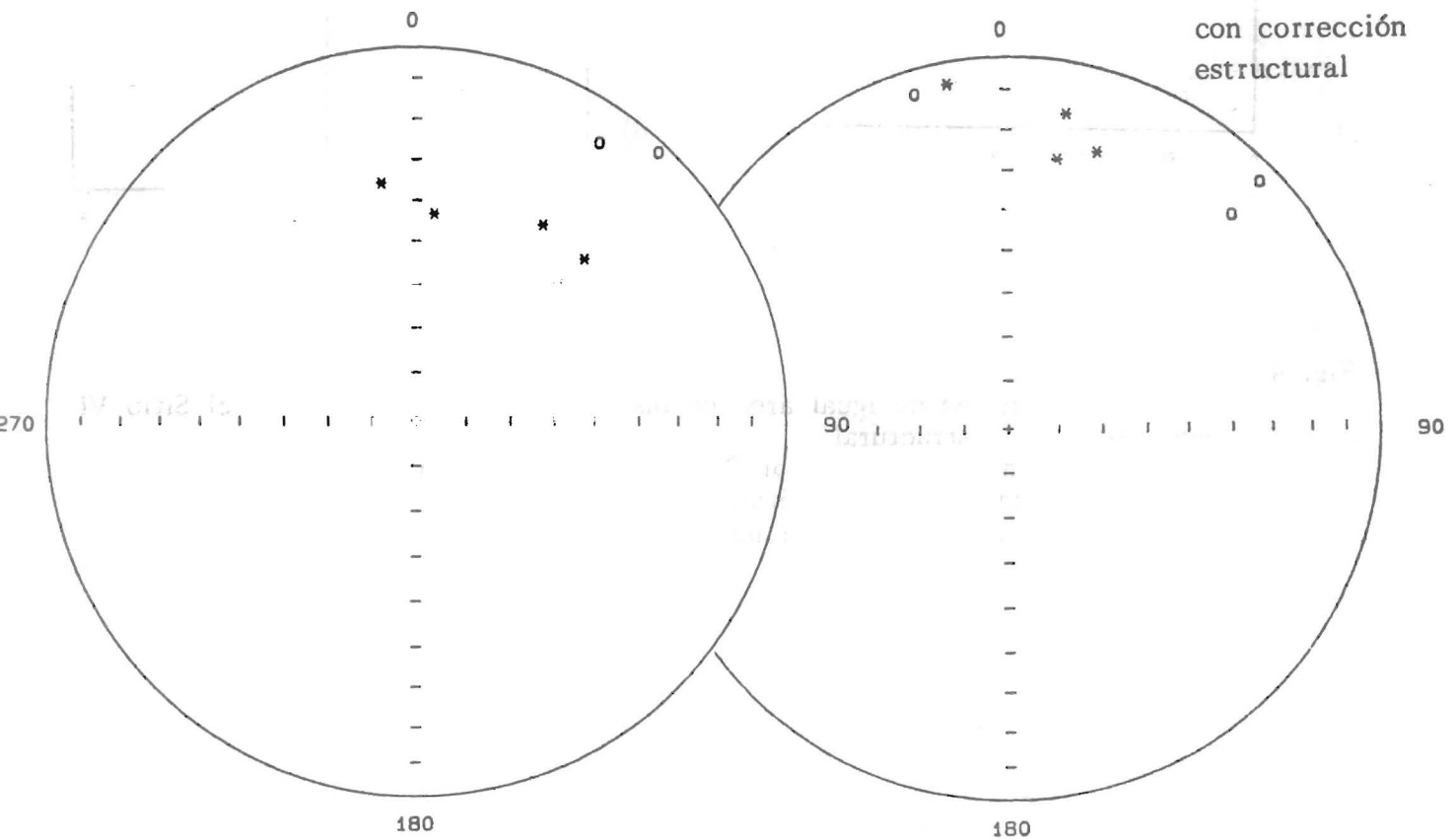


Fig. 4.7

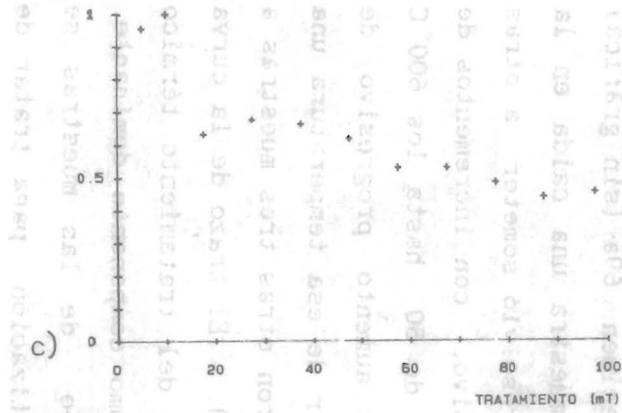
- Proyección en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio VI con corrección estructural
- Curva de desmagnetización por CA de la muestra 54A del Sitio VI
- Curva de desmagnetización térmica de la muestra 53A del Sitio VI
- Diagrama de Zijderveld de la muestra 53A



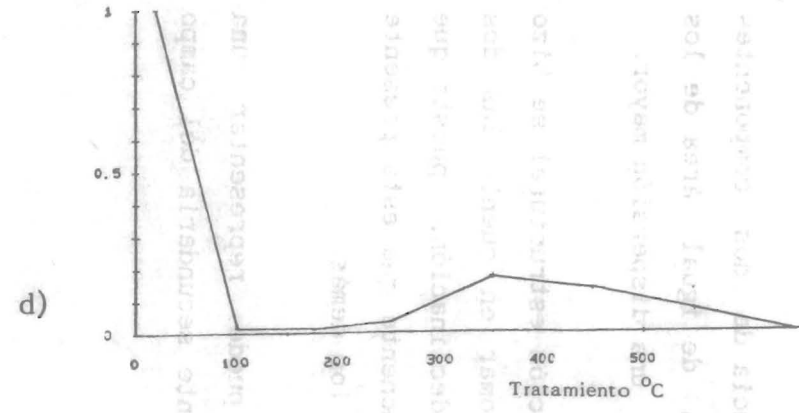
4.8 a Proyección en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio VII



4.8 b Proyección en red de igual área de las direcciones después del lavado magnético a 100°C para el Sitio VII



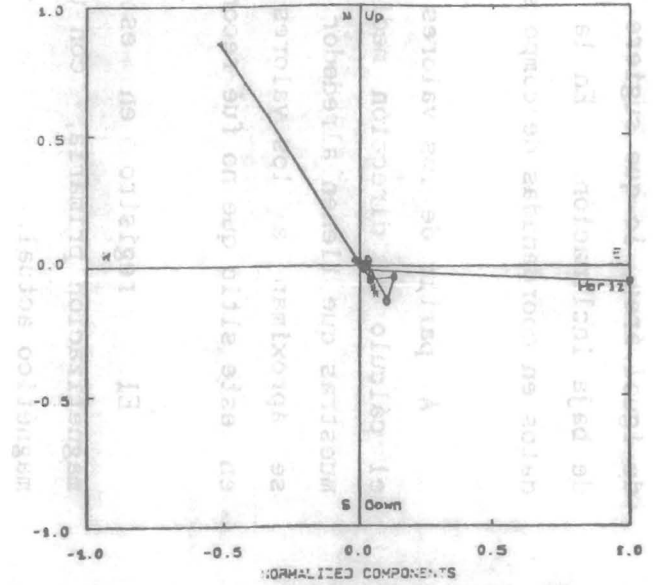
Curva de desmagnetización por CA de la muestra 61B del Sitio VII



d)

63B
 x HORIZ COMP
 o VERT COMP

e)



Curva de desmagnetización térmica y diagrama Zijderveld de la muestra 63B del Sitio VII

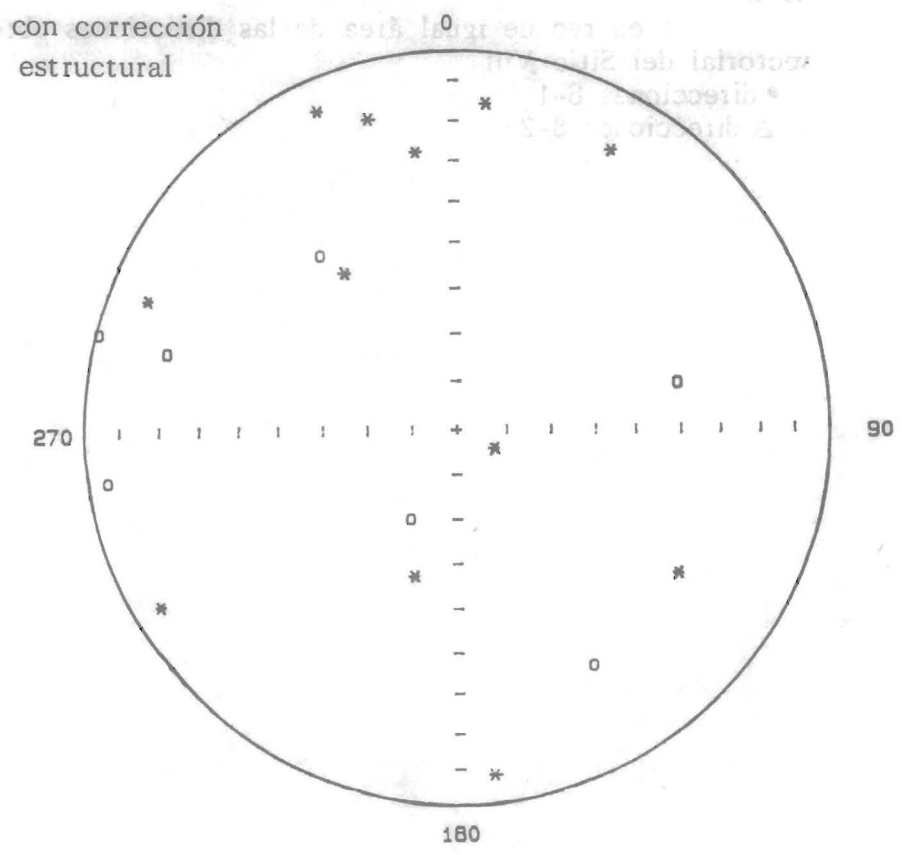
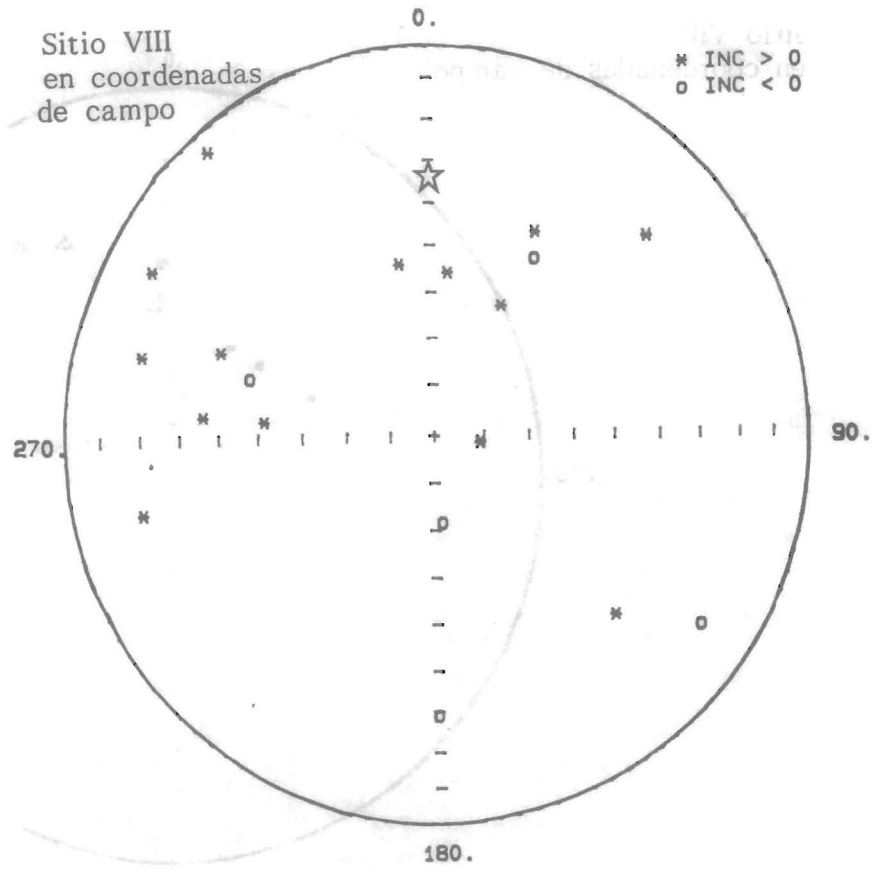
de igual área, lo que sugiere la existencia de dos componentes de baja inclinación. En la proyección de igual área de los datos en coordenadas de campo se observa una dispersión mayor.

A partir de los valores con corrección estructural se hizo el cálculo de dirección media, sin tomar en cuenta las dos muestras que tienen alrededor de 44 de declinación, puesto que se aproximan a los valores de la componente que esta presente en este sitio que no fué reconocida para los demás.

El registro en este sitio puede representar una magnetización primaria, con una componente secundaria del campo magnético actual.

SITIO VIII

De este sitio se obtuvieron 20 muestras provenientes de 10 núcleos. Las gráficas correspondientes se muestran en la Figura 4.9. Los vectores de MRN mostraron gran dispersión, con direcciones agrupadas principalmente en dos cuadrantes, e inclinaciones tanto positivas como negativas. Los valores de intensidad variaron entre 9.16 y $0.7 \cdot 10^{-3}$ A/m. El ejemplar sometido a desmagnetización por CA (68a) indica la existencia de una fase de alta coercitividad. El espécimen 69a (sin gráfica) desmagnetizada térmicamente a pasos muestra una caída en la intensidad a los 100°C, por lo que se resolvió someter a otras dos muestras a un lavado térmico progresivo, con incrementos de 100°C hasta los 400°C, e incrementos de 50 hasta los 600°C (64b). Estas muestras sufrieron un aumento progresivo de intensidad hasta los 450°C, y a partir de esa temperatura una caída súbita, por lo que se desmagnetizaron otras tres muestras a pasos entre los 400 y 530°C (sin gráfica). El trazo de la curva en la gráfica de intensidad normalizada del tratamiento térmico indica la existencia de especularita como componente dominante. En vista del comportamiento heterogéneo de las muestras se decidió analizar los vectores de magnetización para tratar de distinguir diferentes direcciones.



4.9 a Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio VIII

Sitio VIII
en coordenadas de campo

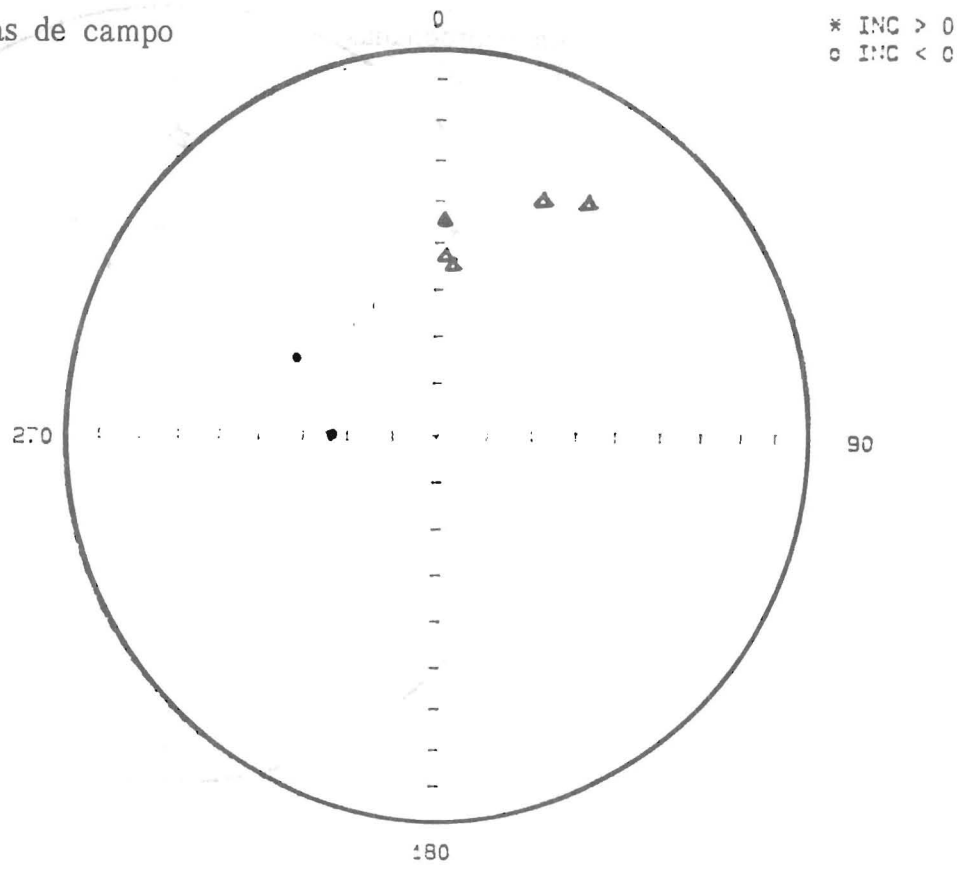
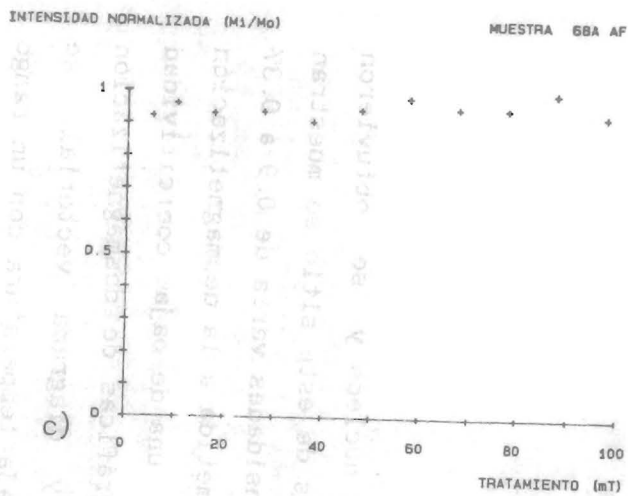
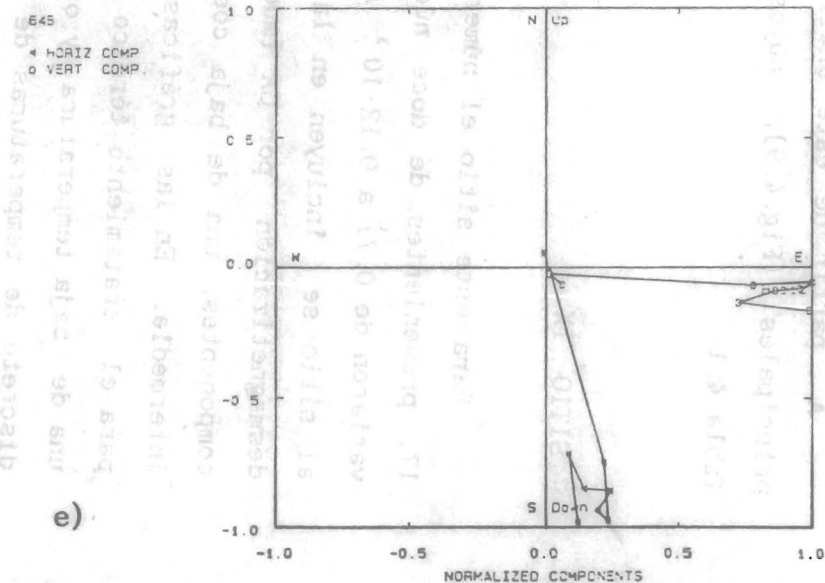
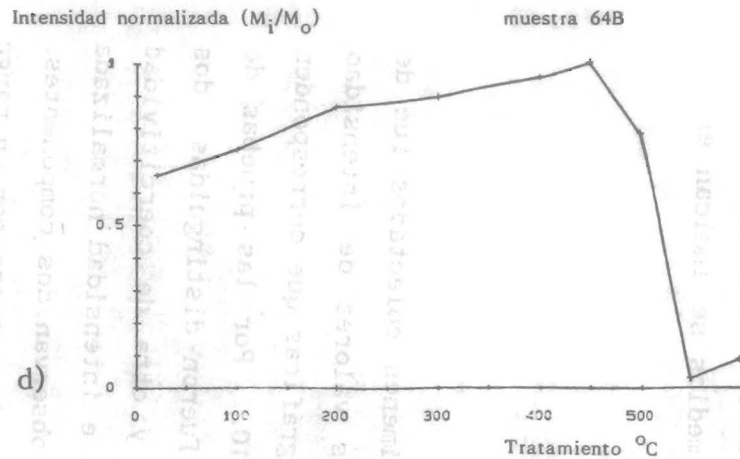


Fig. 4.9 b
Proyección en red de igual área de las direcciones obtenidas mediante análisis
vectorial del Sitio VIII
● direcciones 8-1
▲ direcciones 8-2



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 68A del Sitio VIII



Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijderveld de la muestra 64B del Sitio VIII

A partir de este análisis se obtuvieron dos direcciones principales (Fig.4.9), cuyos valores medios se indican en la Tabla 4.1

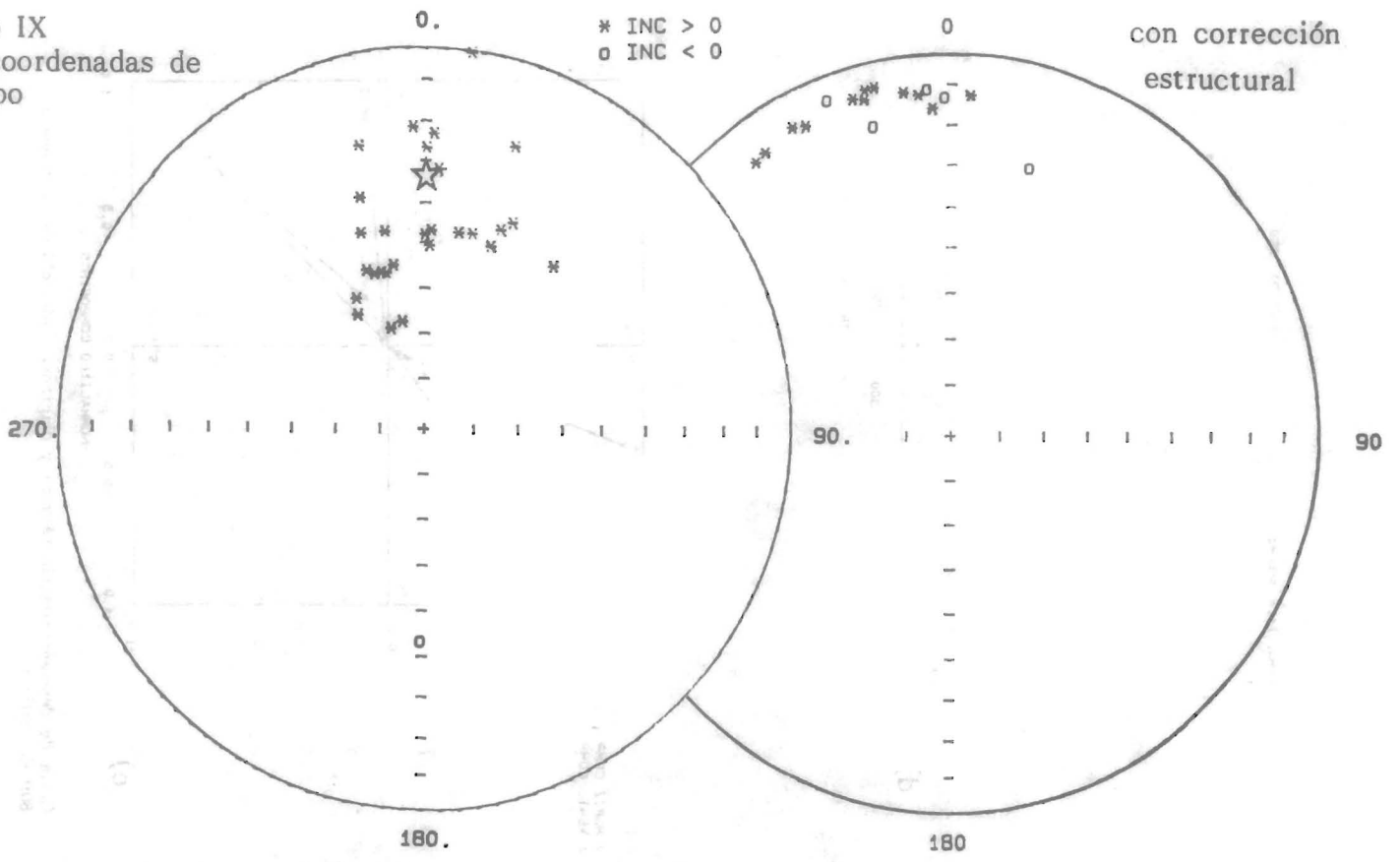
SITIO IX

Para este sitio el número de especímenes colectados fué de 17, provenientes de doce núcleos. Los valores de intensidad variaron de 0.71 a $0.12 \cdot 10^{-3}$ A/m. Las gráficas que corresponden al sitio se incluyen en la Figura 4.10. Por las pruebas de desmagnetización por CA (muestra 76a) fueron distinguidas dos componentes, una de baja coercitividad y otra de coercitividad intermedia. En las gráficas vectorial e intensidad normalizada para el tratamiento térmico también se observan dos componentes, una de baja temperatura y otra de alta, la primera con un rango discreto de temperaturas de bloqueo. Las muestras de todo el sitio se desmagnetizaron a 175°C , pero en vista de la dispersión que sufrió la distribución de las direcciones después del lavado, se desmagnetizaron otras dos muestras a pasos entre 400 y 530°C para determinar la componente de alta temperatura. Finalmente se eligió la temperatura de 325°C para la segunda desmagnetización del sitio, y a partir de las direcciones con corrección estructural se calculó la media del sitio.

SITIO X

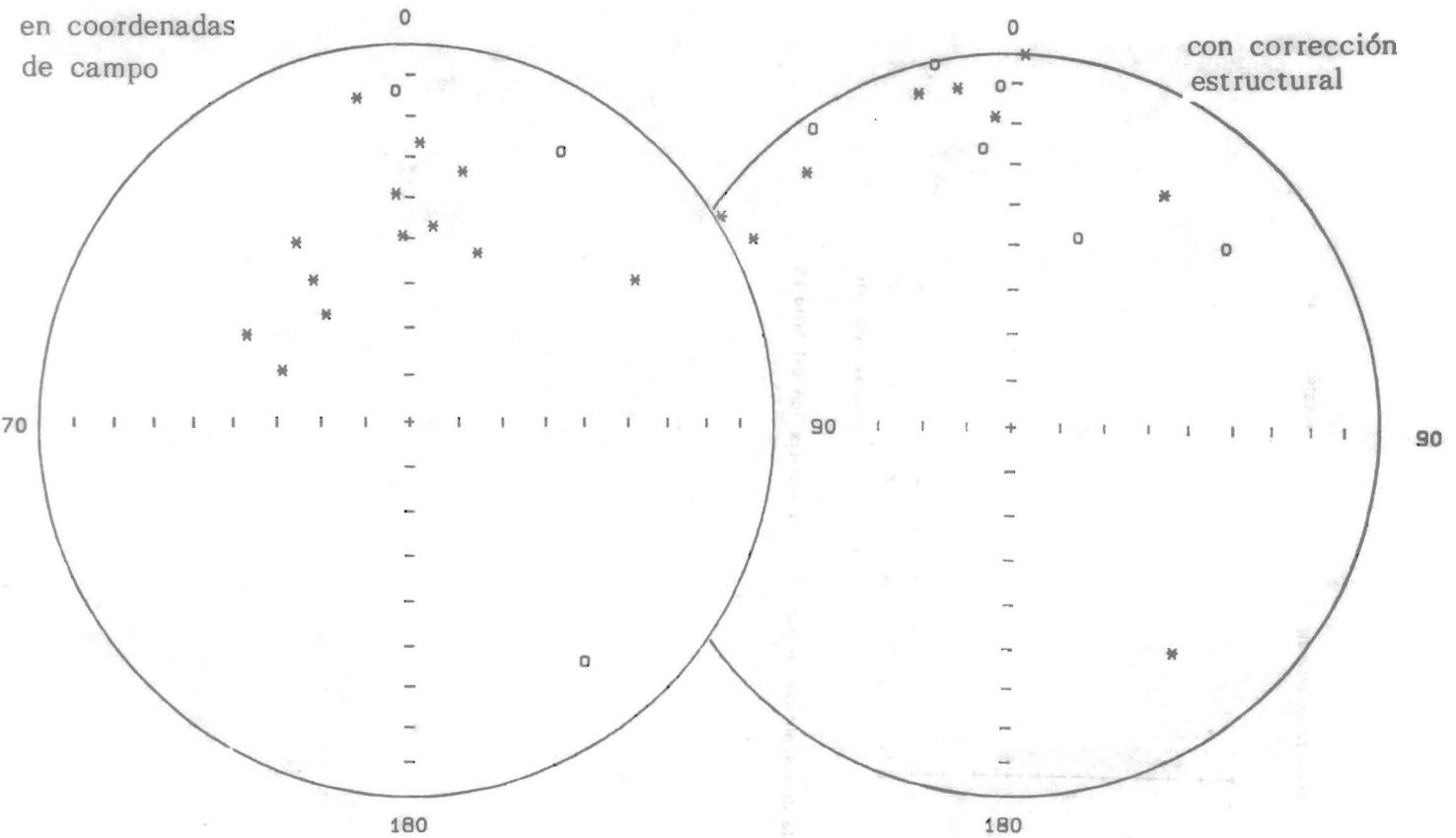
En este sitio se perforaron 8 núcleos y se obtuvieron 14 muestras. Las gráficas de los datos de este sitio se muestran en la Figura 4.11. El rango de intensidades varía de 0.9 a $0.37 \cdot 10^{-3}$ A/m. La gráfica de la muestra sometida a la desmagnetización por CA (86a) muestra dos componentes, una de baja coercitividad y otra de alta. También en las gráficas de desmagnetización térmica, intensidad normalizada y diagrama vectorial, se distinguen dos componentes, una de baja temperatura con un rango amplio de temperatura de bloqueo, y otra de alta temperatura. Inicialmente el sitio entero se desmagnetizó a 175°C , pero como

Sitio IX
coordenadas de
campo

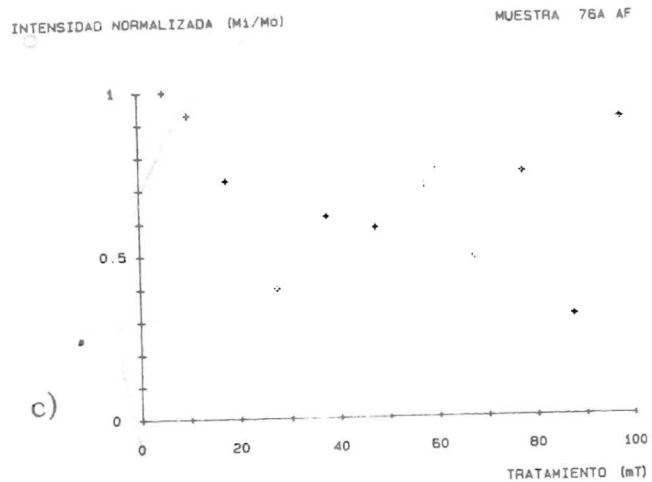


4.10 a Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio IX

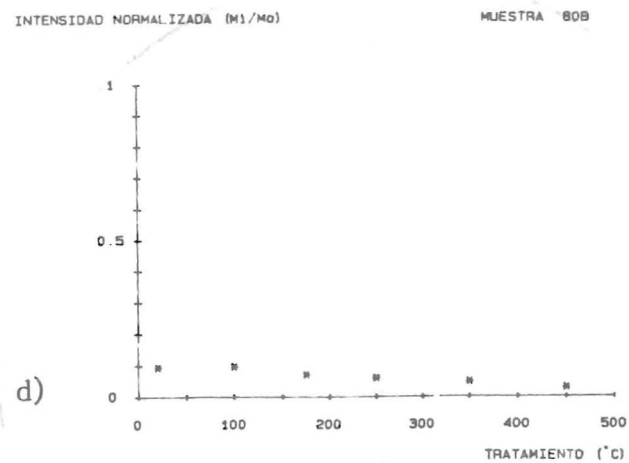
en coordenadas
de campo



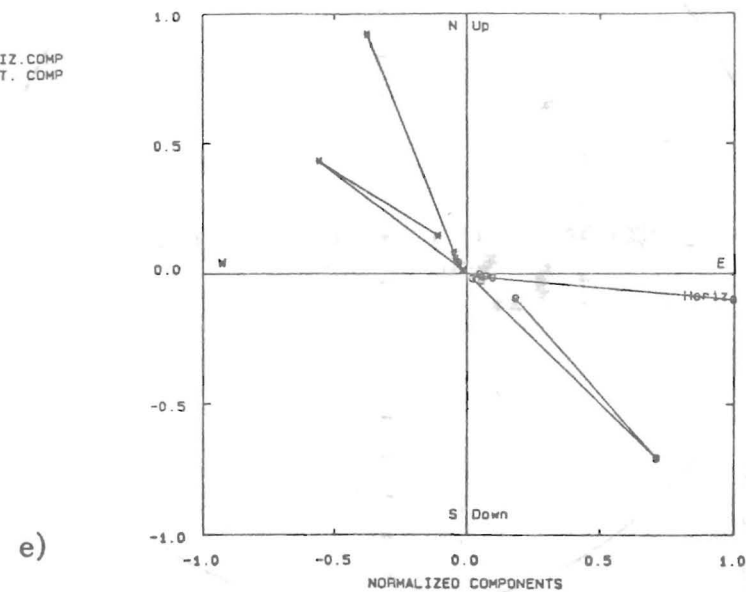
4.10 b Proyecciones en red de igual área de las direcciones después del lavado magnético a 325°C para el Sitio IX



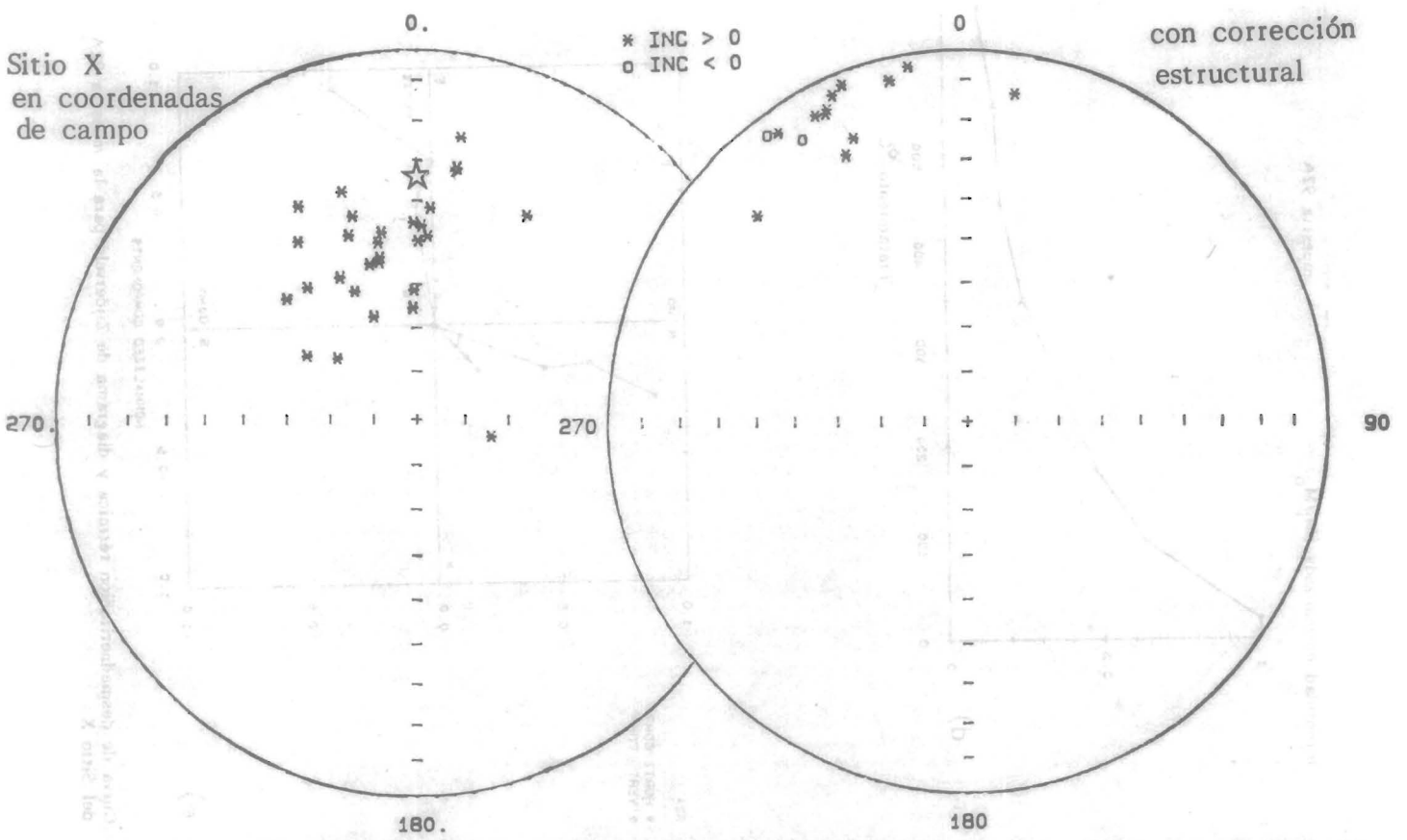
Curva de desmagnetización por CA de la muestra 76A del Sitio IX



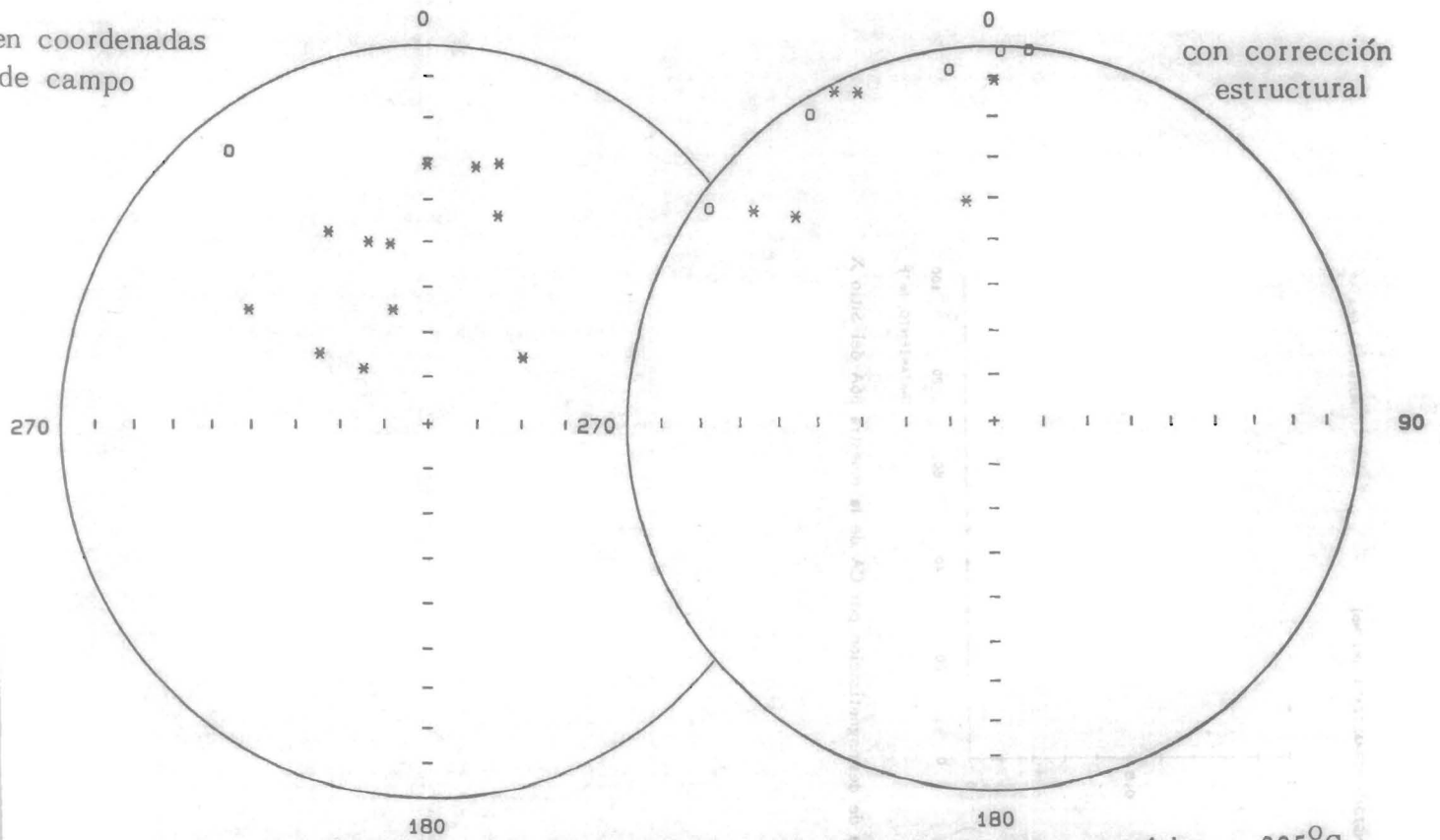
80B
 * HORIZ. COMP
 o VERT. COMP



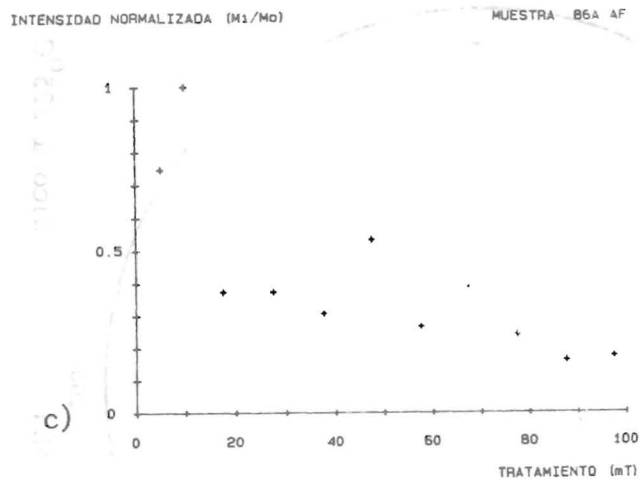
Curva de desmagnetización térmica y diagrama Zijderveld de la muestra 80B del Sitio IX



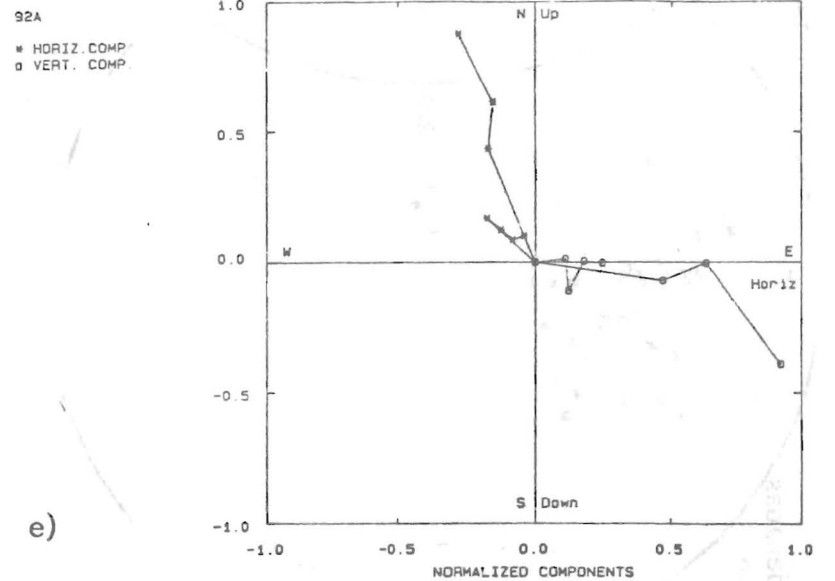
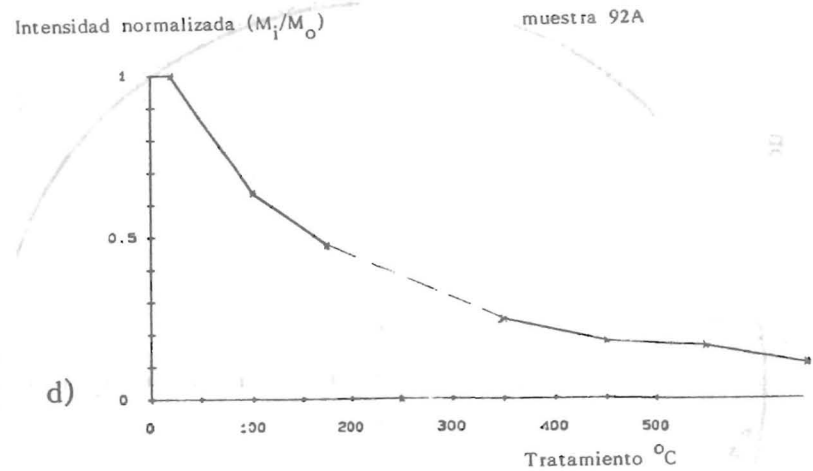
4.11 a Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio X



4.11 b Proyecciones en red de igual área después del lavado magnético a 325^oC de direcciones del Sitio X



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 86A del Sitio X



Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijderveld para la muestra 92A del Sitio X

las direcciones se dispersaron, se desmagnetizaron otras dos muestras a pasos entre 400 y 530°C. Finalmente se eligió la temperatura de 325°C para desmagnetizar nuevamente el sitio entero, y a partir de los valores así obtenidos se hizo el cálculo de direcciones medias y polos geomagnéticos virtuales.

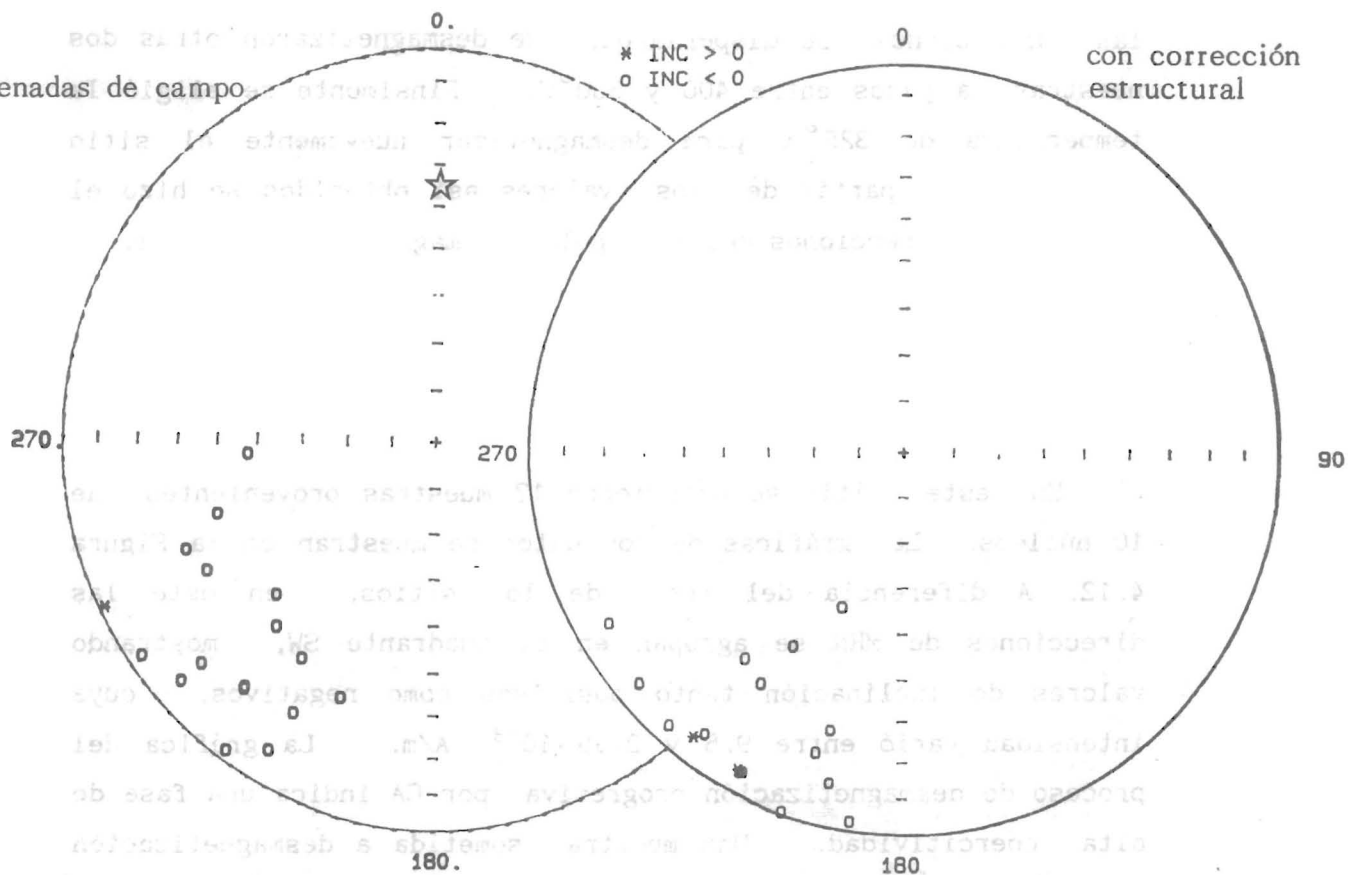
SITIO XI

En este sitio se obtuvieron 17 muestras provenientes de 10 núcleos. Las gráficas de los datos se muestran en la Figura 4.12. A diferencia del resto de los sitios, en éste las direcciones de MRN se agrupan en el cuadrante SW, mostrando valores de inclinación tanto positivos como negativos, cuya intensidad varió entre 9.5 y $2.99 \cdot 10^{-3}$ A/m. La gráfica del proceso de desmagnetización progresiva por CA indica una fase de alta coercitividad. Una muestra sometida a desmagnetización térmica (99b) tiene un rango discreto de temperatura de bloqueo de una fase de alta temperatura, que indica la dominancia de especularita. En el diagrama vectorial se observan dos componentes. Para desmagnetizar el sitio se eligió una temperatura de 450°C, después de la cuál hubo un mayor agrupamiento de las direcciones.

SITIO XII

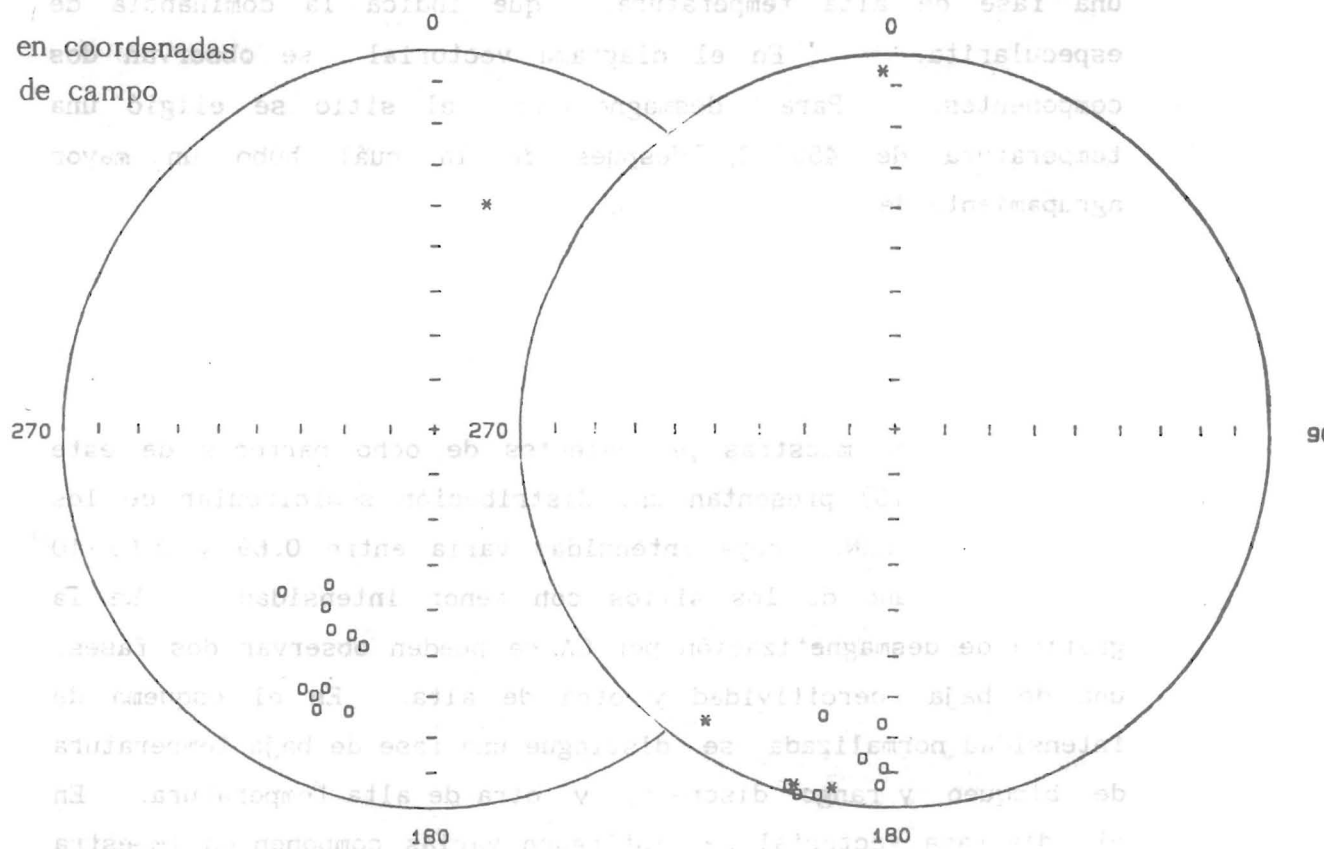
Las doce muestras provenientes de ocho barrenos de este sitio (Fig.4.13) presentan una distribución semicircular de los vectores de MRN, cuya intensidad varía entre 0.69 y $0.09 \cdot 10^{-3}$ A/m, siendo uno de los sitios con menor intensidad. En la gráfica de desmagnetización por CA se pueden observar dos fases, una de baja coercitividad y otra de alta. En el esquema de intensidad normalizada se distingue una fase de baja temperatura de bloqueo y rango discreto, y otra de alta temperatura. En el diagrama vectorial se distinguen varias componentes (muestra 111a). Otro espécimen utilizado como piloto (105a, sin gráfica) para someterlo nuevamente a desmagnetización térmica tuvo un comportamiento semejante. La temperatura a la que se

Sitio XI
en coordenadas de campo



4.12 a Proyecciones en red de igual área de las direcciones de MRN para el Sitio XI

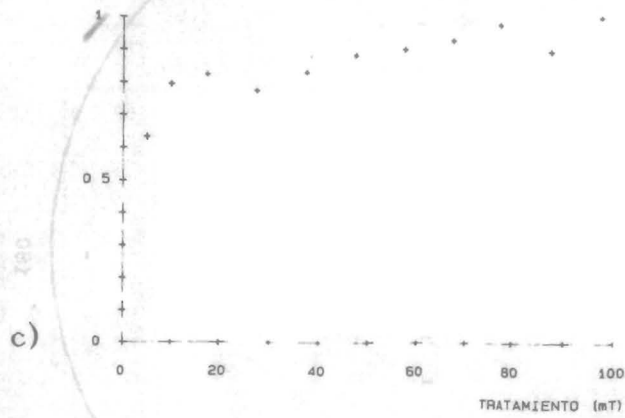
en coordenadas
de campo



4.12 b Proyecciones en red de igual área de las direcciones del Sitio XI después del lavado magnético a 450°C

INTENSIDAD NORMALIZADA (M1/M0)

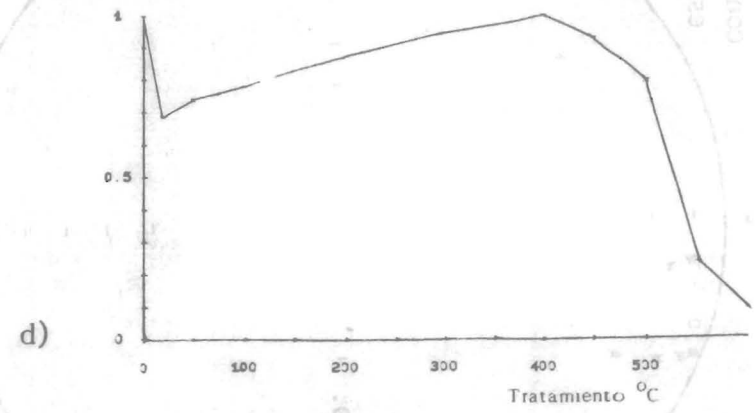
MUESTRA 97A AF



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 97A del Sitio XI

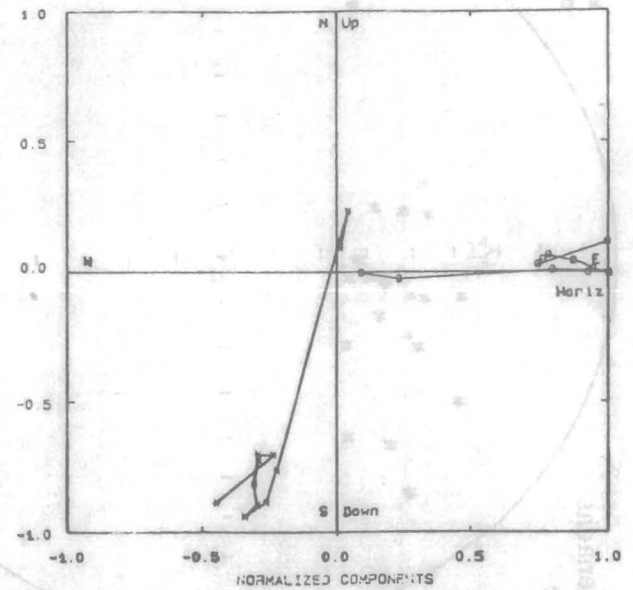
Intensidad normalizada

muestra 99B



d)

99B
* HORIZ COMP
o VERT COMP

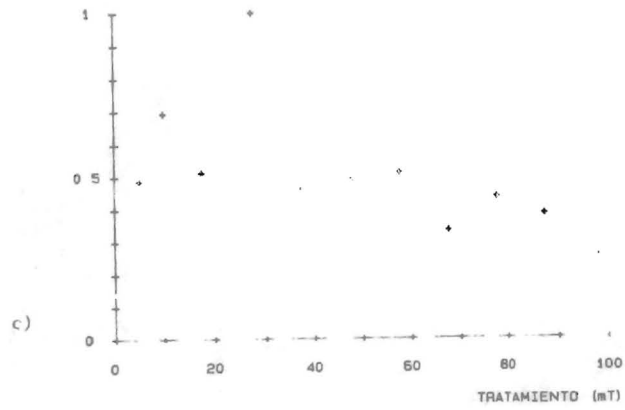


e)

Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijderveld para la muestra 99B del Sitio XI

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_1/M_0)

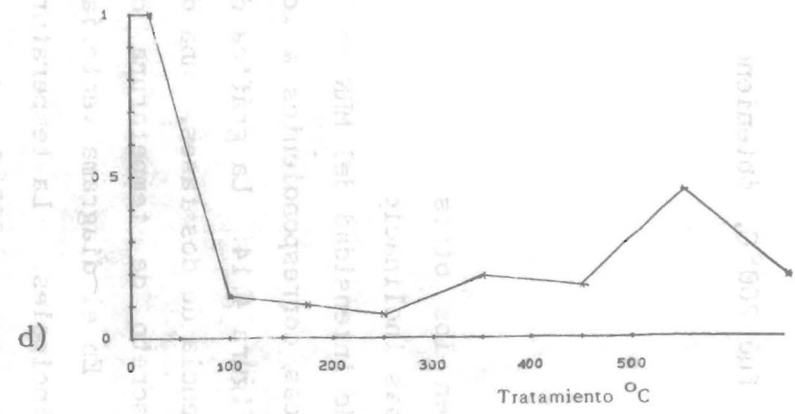
MUESTRA 106B AF



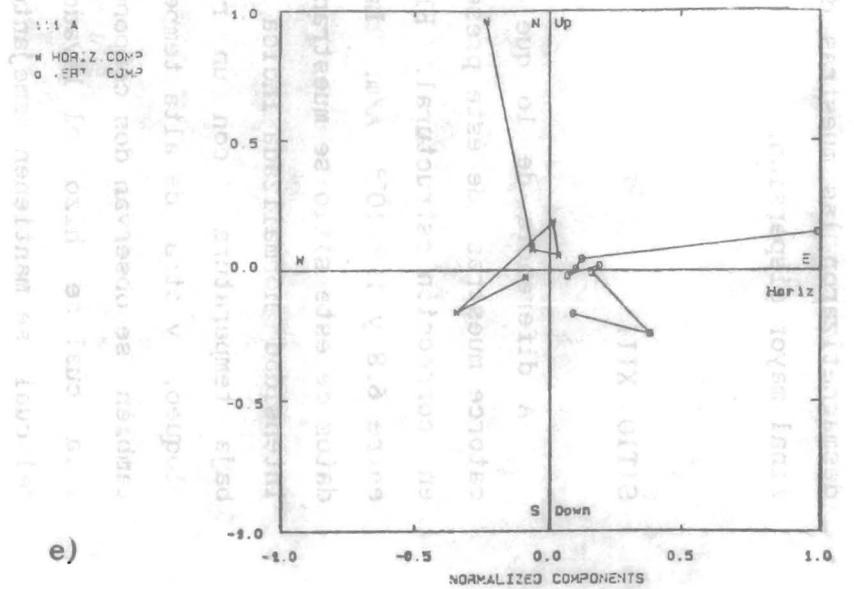
Curva de desmagnetización por CA de la muestra 106B del Sitio XII

Intensidad normalizada (M_1/M_0)

muestra 111A



e)



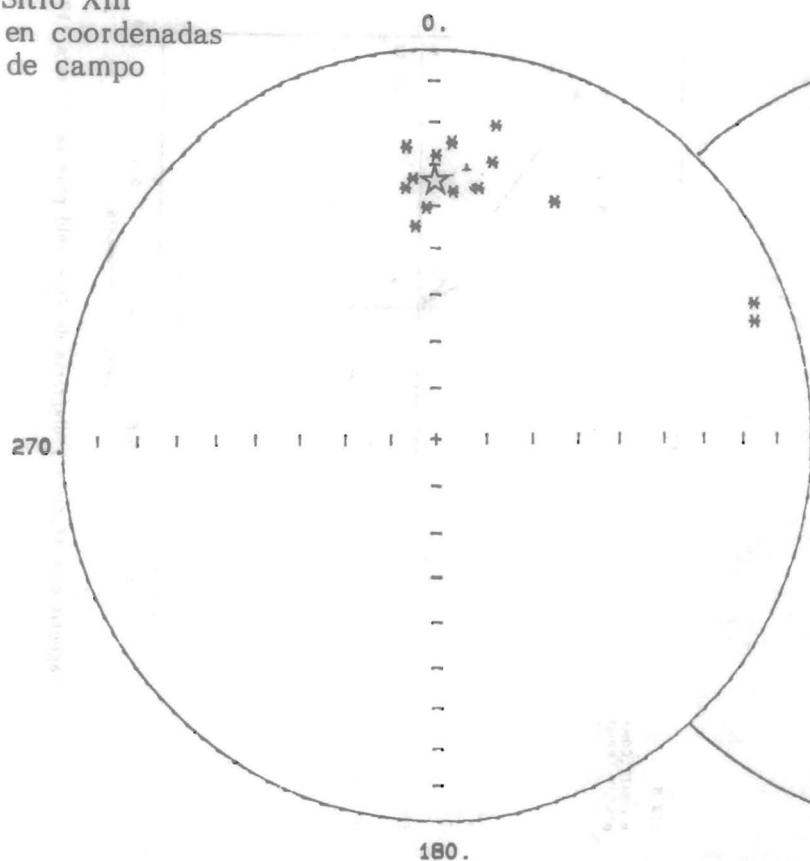
Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijderveld de la muestra 111A del Sitio XII

desmagnetizaron las muestras del sitio fué 200°C, obteniendo al final mayor dispersión.

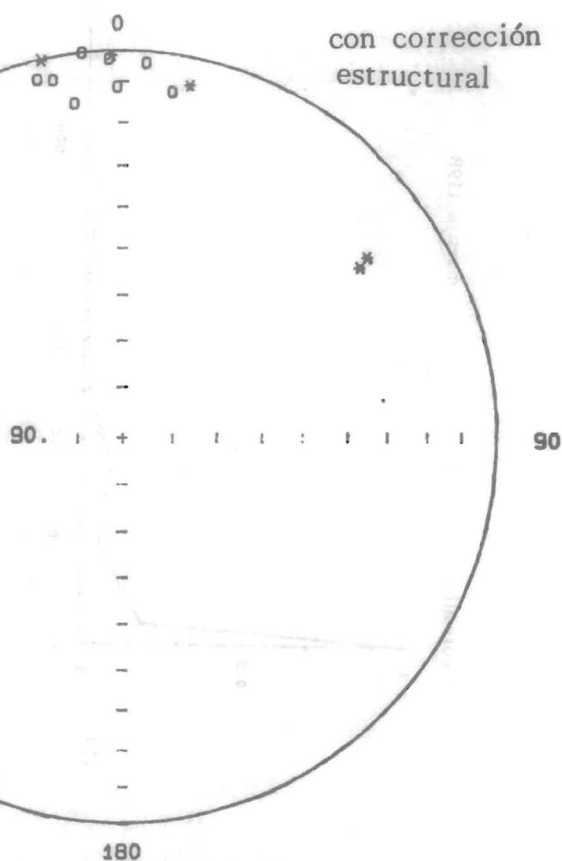
SITIO XIII

A diferencia de lo que sucede en los otros sitios, las catorce muestras de éste presentan todas inclinaciones negativas en corrección estructural. El rango de intensidad del MRN varió entre 6.8 y $1.9 \cdot 10^{-3}$ A/m. Las gráficas correspondientes a los datos de este sitio se muestran en la Figura 4.14. La gráfica de intensidad normalizada indica la existencia de dos fases, una de baja temperatura con un rango discreto de temperatura de bloqueo, y otra de alta temperatura. En el diagrama vectorial también se observan dos componentes principales. La temperatura a la cual se hizo el lavado magnético fué de 250°C, después del cual se mantienen semejantes las direcciones a las de la MRN.

Sitio XIII
en coordenadas
de campo

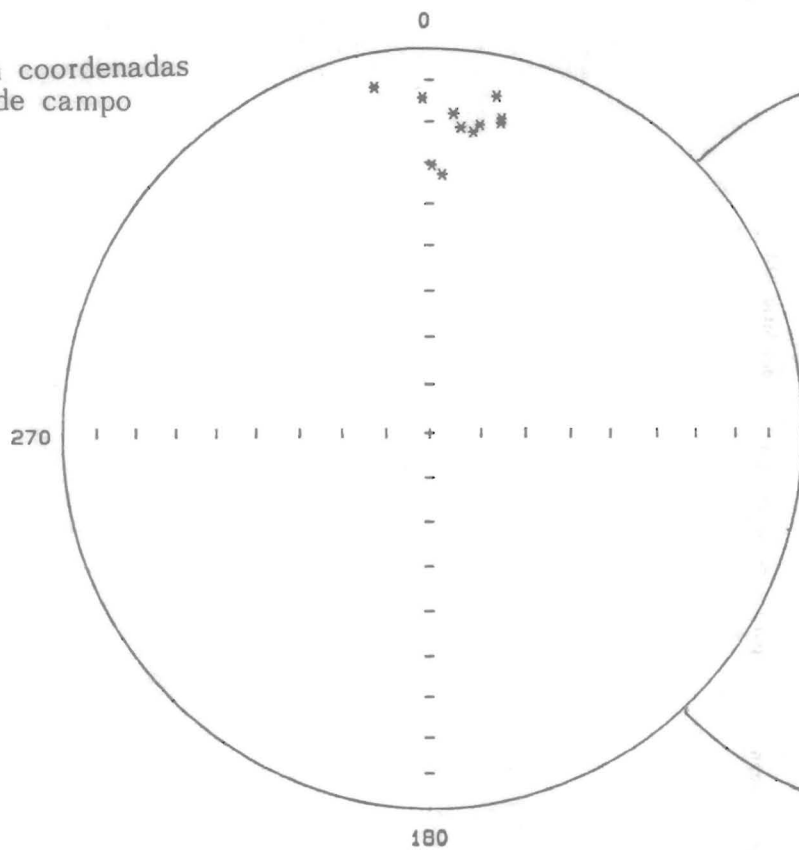


con corrección
estructural

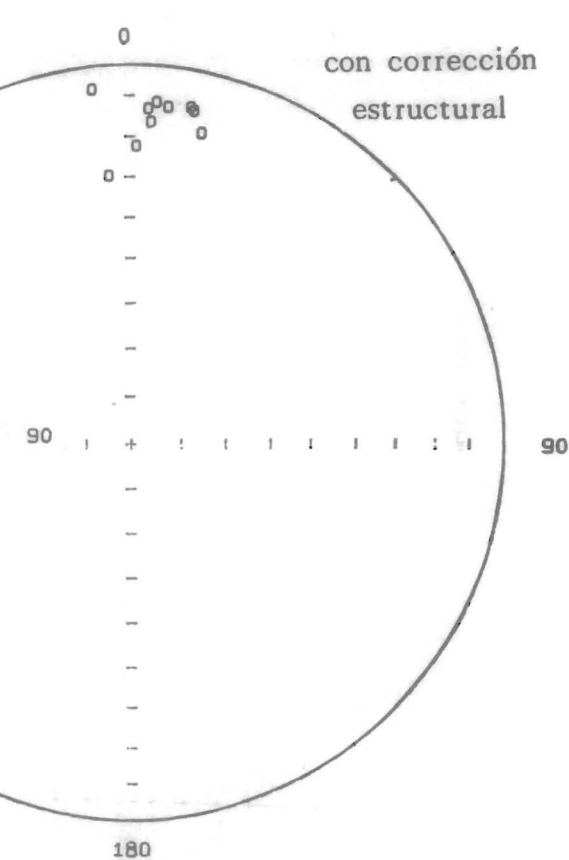


4.14 a Proyecciones en red de igual área de direcciones de MRN del Sitio XIII

en coordenadas
de campo



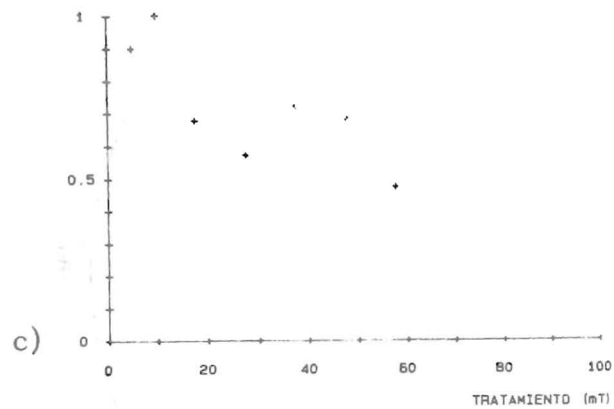
con corrección
estructural



4.14 b Proyecciones en red de igual área de direcciones después del lavado magnético a 250°C del Sitio XIII

INTENSIDAD NORMALIZADA (M_i/M_0)

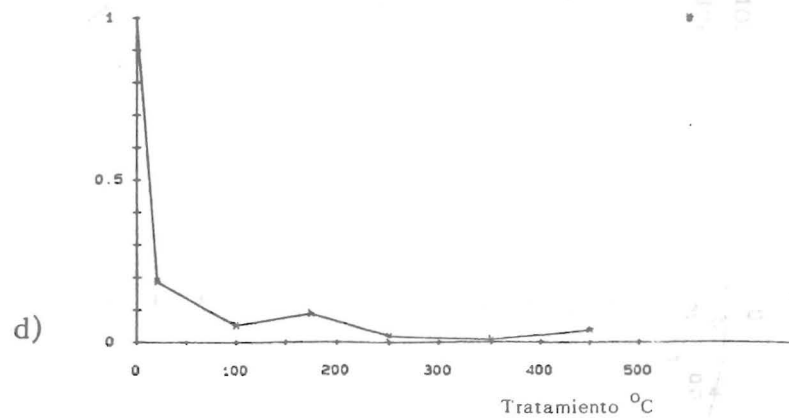
MUESTRA 118B AF



Curva de desmagnetización por CA de la muestra 118B del Sitio XIII

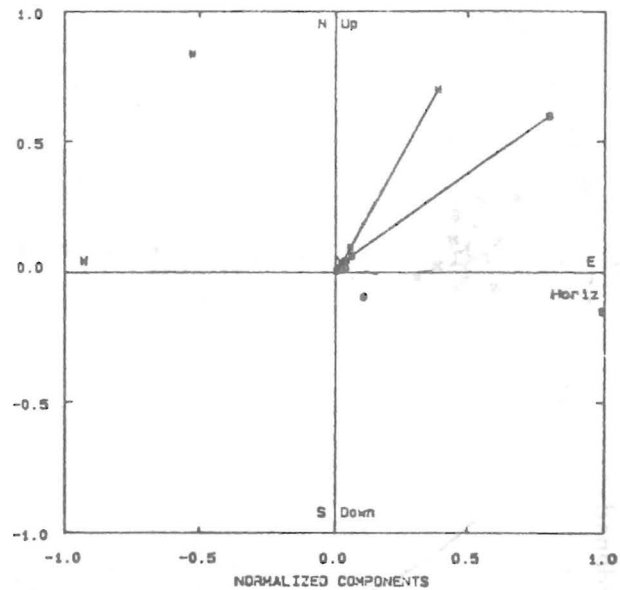
Intensidad normalizada (M_i/M_0)

muestra 119B



119 B

* HORIZ. COMP
o VERT. COMP



Curva de desmagnetización térmica y diagrama de Zijderveld para la muestra 119B del Sitio XIII

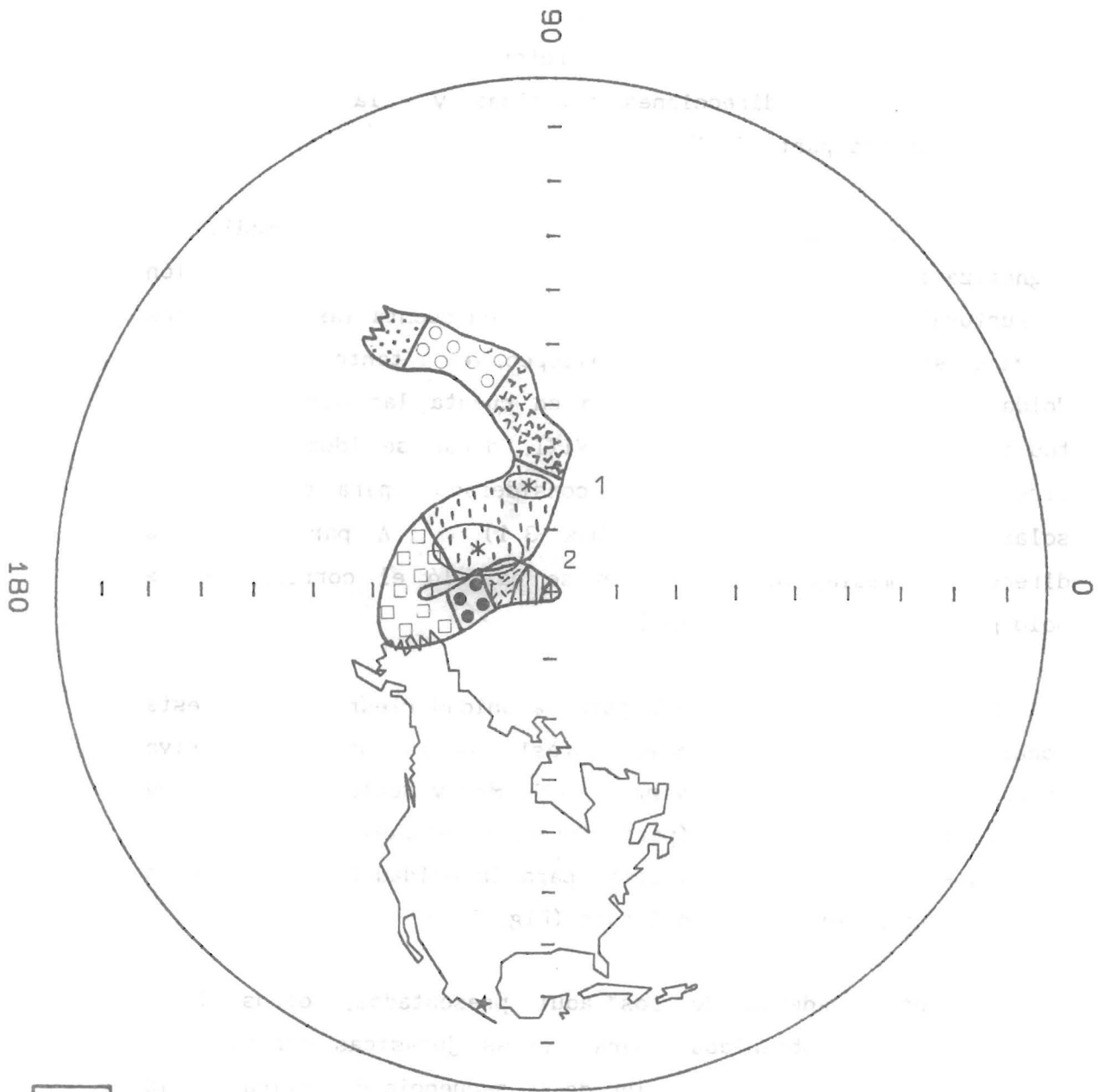
V INTERPRETACION Y DISCUSION DE LOS RESULTADOS PALEOMAGNETICOS

Los resultados paleomagnéticos obtenidos durante el presente estudio apoyan un origen primario para el registro magnético de la mayoría de los sitios, idea que es reforzada por el agrupamiento interno de las direcciones obtenidas y la estabilidad magnética de una parte de las muestras.

Para cada unidad se calculó una dirección media de magnetización remanente a partir de los datos con corrección estructural. En este cálculo se tomaron en cuenta las direcciones de tres sitios de la Unidad Otlaltepec, en tanto que para la Unidad Piedra Hueca se han tomado en cuenta las direcciones de todos los sitios. Para el sitio VIII, donde se identifican dos direcciones principales, se ha considerado para el cálculo solamente la dirección 8-2 (Tabla 3.1). A partir de las direcciones medias de los sitios se calculó el correspondiente polo geomagnético virtual (PGV).

El polo medio calculado para la Unidad Piedra Hueca esta localizado dentro del segmento jurásico de la curva de deriva polar para Norteamérica (Irving, 1979; May y Butler, 1986), muy próximo al polo de 180 Ma (parte inferior del Jurásico Medio), en tanto que el polo medio calculado para la Unidad Otlaltepec esta dentro del segmento Jurásico Tardío (Fig. 5.1).

Existen, además de los aquí presentados, otros datos paleomagnéticos obtenidos para rocas jurásicas dentro del Terreno Mixteco, como son los de la secuencia detrítica de la parte inferior del Grupo Tecocoyunca del área de San Juan Diquiyú (Boehnel, 1985), de la Formación Tecamazúchil en el área de Petlalcingo (Urrutia-Fucugauchi, 1980; Boehnel, op.cit.), así como de la Formación Yucuñuti, del área de Tezoatlán, y la Caliza con Cidarís del área de Tlaxiaco (Morán-Zenteno, 1987).



-  Pensilvánico
-  Pérmico
-  Triásico
-  Jurásico
-  Cretácico
-  Paleoceno
-  Eoceno
-  Oligoceno
-  Neogeno

Fig.5.1 Curva de deriva polar para Norteamérica con los polos de las unidades Piedra Hueca(1) y Otlaltepec (2).

★ sitio de muestreo

En la Tabla 5.1 se resumen los datos de direcciones medias observadas y sus parámetros estadísticos, y las direcciones esperadas, tanto los obtenidos en este estudio como los ya publicados para el Jurásico dentro del Terreno Mixteco (excepto de los del Grupo Tecocoyunca, que muestran un comportamiento inestable de su magnetización). Para la Unidad Piedra Hueca, las direcciones esperadas están referidas al polo de 179 Ma y las de la Unidad Otlaltepec al polo de 149 Ma, ambos correspondientes a los datos medios para el cratón de Norteamérica (May y Butler, 1986).

Los valores de k y α_{95} corresponden a parámetros estadísticos que expresan respectivamente la dispersión y el radio de 95% de confianza de la dirección media; R y F indican la diferencia entre la declinación y la inclinación media observada y esperada con respecto a Norteamérica, respectivamente, de acuerdo a las direcciones propuestas por May y Butler (1986). ΔR y ΔF son los valores de los errores estadísticos que resultan de considerar el α_{95} de la dirección observada y el α_{95} de la dirección esperada con respecto a Norteamérica. Cuando estos 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 menores a los errores estadísticos.

Además del cálculo de paleopolos, a partir de las direcciones medias se han calculado las paleolatitudes de las unidades estudiadas en este trabajo, cuyos valores son:

unidad	latitud(λ)	error en latitud(ϕ)
Piedra Hueca	2.15	+/-5.6
Otlaltepec	12.80	+/-7.9

Unidad	edad	localización	observadas DEC/INC	k	α_{95}	esperadas DEC/INC	$R \pm \Delta R$	$F \pm \Delta F$	ref.
F. Tecamazúchil	Bátoniano-Caloviano	N18°05', W79°59'	179.0/-36.8		5	345 /-11	14±12	-48±15	1
F. Tecamazúchil	Batoniano-Caloviano	N18°05', W79°59'	5.9/ 33.6		6	345 /-11	20±11	-44±16	2
F. Yucuñuti	Caloviano	N17°40', W97°57'	328.6/ 34.8	66	15	345 /-12	16±17	-47±18	3
Caliza con Cidaris	Oxfordiano	N17°15', W97°44'	12.8/ 38.1	83	7	340 /- 3	33±12	-41±15	3
U. Otlaltepec	Tithoniano (?)	N18°12', W97°48'	346.9/ 24.5	80	14	335 / 5	11±16	-19±16	4
U. Piedra Hueca	Bajociano (?)	N18°12' / W97°48'	354.1/ 4.3	30	11	351 /-10	3±11	-14±11	4

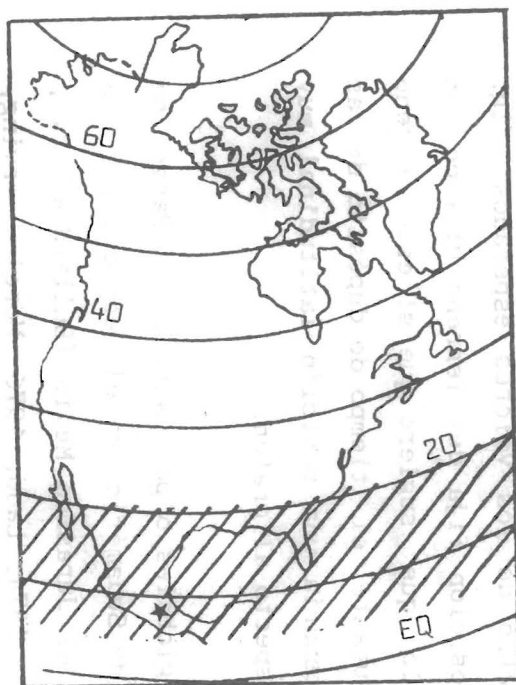
Tabla 5.1. Resumen de datos paleomagnéticos jurásicos correspondientes al Terreno Mixteco. Las direcciones esperadas están referidas a los polos de Irving e Irving(1982) para la referencia 1, y para los polos de May y Butler (1986) para las restantes. Las relaciones de R y F con ΔR y ΔF expresan la divergencia real entre las direcciones observadas y las esperadas con respecto a los polos de referencia. Referencias: 1 Böhnel (1985), 2 Urrutia-Fucugauchi (1987), 3 Morán-Zenteno(1987), 4 presente estudio.

Irving (1979) calculó las paleolatitudes para Norteamérica a partir del análisis de las posiciones de polos paleomagnéticos (paleopolos) del Carbonífero Tardío al presente. Comparando las paleolatitudes calculadas y las esperadas para las coordenadas donde se localizan los sitios de muestreo, se observa que los valores encontrados son congruentes con el desplazamiento al NW interpretado para Norteamérica, es decir, el valor de la paleolatitud calculada aumenta de la unidad más antigua (Piedra Hueca) a la más joven (Otlaltepec).

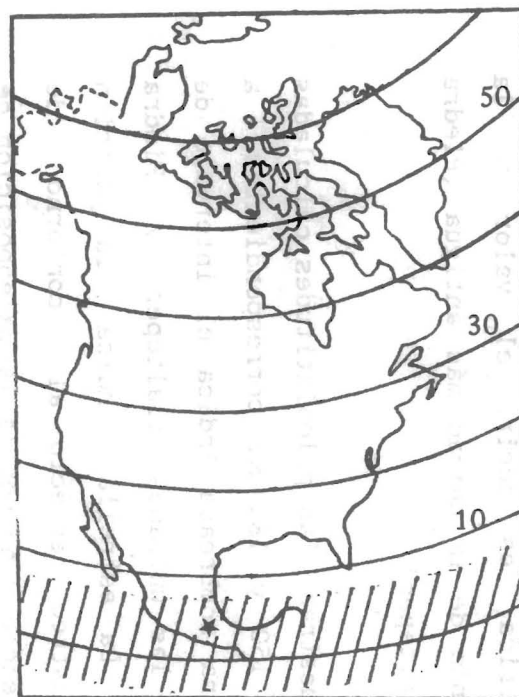
En la Figura 5.2 se muestran las paleolatitudes calculadas por Irving (*op.cit.*) para 150 y 180 Ma correspondientes a Norteamérica, donde la zona sombreada indica el intervalo de paleolatitud calculado para las unidades Otlaltepec y Piedra Hueca, respectivamente. La estrella indica la posición actual del sitio de muestreo respecto al contorno de Norteamérica sólo como referencia y no señala la paleoposición de los mismos.

Considerando una edad aproximada de 180 Ma y 150 Ma para cada unidad, respectivamente, de acuerdo a la posición de los correspondientes polos geomagnéticos virtuales, las paleolatitudes observadas y sus correspondientes errores de latitud quedan incluidos dentro de los valores esperados (Fig. 5.3) si se considera una posición fija del Terreno Mixteco con respecto a Norteamérica, lo que sugiere que si este terreno fuese de origen alóctono, durante el tiempo de depósito de las unidades aquí analizadas tendría una posición latitudinal muy cercana a la que presenta respecto al cratón.

En las reconstrucciones globales o parciales de la Pangea se ha interpretado un traslape de Sudamérica en el espacio sur de México, entre el Pérmico y el Jurásico Medio (Bullard *et al.*, 1965; Van der Voo y French, 1974; Ladd, 1976; Morel e Irving, 1981; entre otros). Para tratar de resolver este problema se han propuesto varios modelos en los que es común la idea de que gran parte de la corteza continental en el sur de México se ha emplazado desde una posición más al occidente o noroccidente por medio de fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo



150 Ma



180 Ma

Fig. 5.2 Paleolatitudes calculadas por Irving (1979) para Norteamérica, correspondientes a 150 y 180 Ma. La zona sombreada indica el intervalo de paleolatitud calculado para las unidades Otlaltepec y Piedra Hueca, respectivamente. * indica el lugar de los sitios de muestreo sólo como referencia.

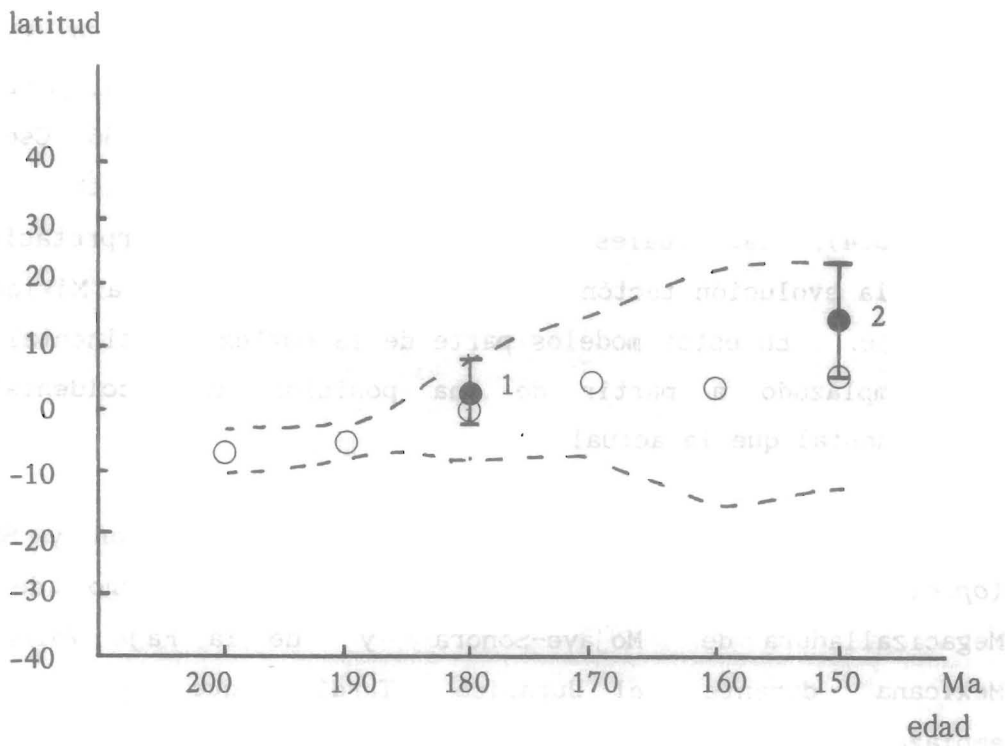


Fig. 5.3. Curva de latitudes esperadas para los sitios de muestreo paleomagnético de acuerdo a los polos calculados por Irving (1979) entre 200 y 150 Ma AP.

- indican la latitud media esperada para cada edad
- - - representa el error absoluto de las latitudes (ψ_a)
- indican las paleolatitudes obtenidas en este estudio para las unidades Piedra Hueca (1) y Otlaltepec (2) con su respectiva incertidumbre estadística en latitud.

(Van der Voo y French, 1976; Pilger, 1978; Walper, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Urrutia *et al.*, 1987; Morán Zenteno, 1987).

Anteriormente ya se ha propuesto la existencia de fallas regionales de desplazamiento lateral que atraviesan al país en una dirección aproximada noroeste-suresete (Murray, 1956; Cserna, 1970 y 1976; Silver y Anderson, 1974; Anderson y Smith, 1983) (Fig. 5.4), las cuáles han sido referidas en interpretaciones sobre la evolución tectónica durante el Mesozoico para México y el Caribe. En estos modelos parte de la corteza continental se ha emplazado a partir de una posición más occidental o noroccidental que la actual.

De acuerdo al modelo propuesto por Anderson y Smith (*op.cit.*), existió un desplazamiento a lo largo de la Megacizalladura de Mojave-Sonora y de la Faja Volcánica Mexicana durante el Jurásico Tardío que propició el emplazamiento de la porción continental que contenía a los terrenos Mixteco y Oaxaca, denominada por ellos como Bloque Maya del Oeste, en el espacio sur de México.

Se han calculado valores angulares de las rotaciones para los bloques involucrados en este modelo, en el cual la calculada para la Megacizalladura de Mojave-Sonora es de 15°, mientras que la correspondiente a la Faja Volcánica es de 3° y con un polo distinto de rotación (Cohen *et al.*, 1986). Estos autores han tratado de sustentar con datos paleomagnéticos el desplazamiento a lo largo de la Megacizalladura de Mojave-Sonora, sin embargo no se han obtenido datos concluyentes en vista de que las direcciones obtenidas a ambos lados de la traza de ésta son de diferencias menores a las incertidumbres estadísticas.

De acuerdo con las inferencias paleobiogeográficas basadas en amonitas elaboradas por Imlay (1980) y Westerman (1984), que indican una afinidad pacífica, es posible que la posición anterior a los desplazamientos ocurridos hacia el Jurásico Tardío correspondiera a una zona de la margen occidental de Norteamérica, en vista de las declinaciones al norte y las

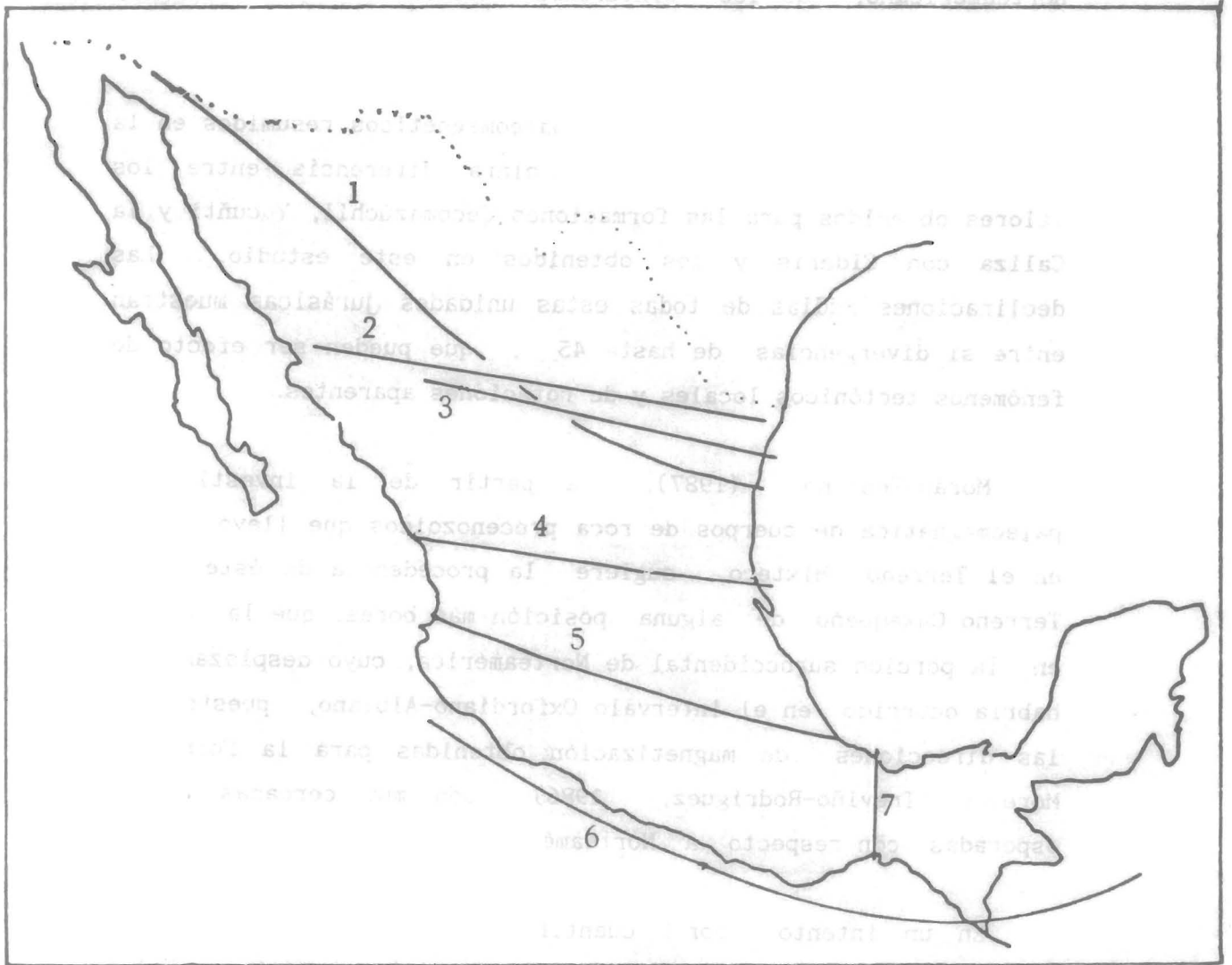


Fig 5. 4 Ubicación de las diferentes fallas regionales de desplazamiento lateral propuestas para el Mesozoico de México. 1) Silver y Anderson (1974) 2) Cserna (1970; 1976), 3) Murray (1956) 4) Cserna (1976), 5) Cserna (1976) Anderson y Schmidt (1983), 6) Anderson y Schmidt (1983, 7) Anderson y Schmidt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

inclinaciones positivas de las direcciones paleomagnéticas obtenidas en las unidades jurásicas del Terreno Mixteco, aunque son escasas las evidencias de continuidad, en el cratón norteamericano, de los cinturones tectónicos paleozoicos y precámbricos con los terrenos Mixteco y Oaxaca.

A la vista de los resultados paleomagnéticos resumidos en la Tabla 5.1, se puede observar una clara diferencia entre los valores obtenidos para las formaciones Tecomazúchil, Yucuñti y la Caliza con Cidarís y los obtenidos en este estudio. Las declinaciones medias de todas estas unidades jurásicas muestran entre sí divergencias de hasta 45°, que pueden ser efecto de fenómenos tectónicos locales y de rotaciones aparentes.

Morán-Zenteno (1987), a partir de la investigación paleomagnética de cuerpos de roca precenozoicos que llevó a cabo en el Terreno Mixteco, sugiere la procedencia de éste y del Terreno Oaxaqueño de alguna posición más boreal que la actual en la porción suroccidental de Norteamérica, cuyo desplazamiento habría ocurrido en el intervalo Oxfordiano-Albiano, puesto que las direcciones de magnetización obtenidas para la Formación Morelos (Treviño-Rodríguez, 1986) son muy cercanas a las esperadas con respecto a Norteamérica.

En un intento por cuantificar la magnitud de estos desplazamientos, Morán-Zenteno (*op. cit.*) elaboró varios modelos de rotación tomando en cuenta diferentes propuestas de fallas de desplazamiento lateral, utilizando los polos eulerianos propuestos por Anderson y Schmidt (1983) y por Scotese et al. (1979) y asumiendo para cada uno diferentes valores de rotación, de los cuales calcula una rotación mínima entre los 18° y los 30° en sentido contratrio a las manecillas del reloj. Con los valores de los parámetros estadísticos calculados a partir de las direcciones observadas y esperadas para las unidades estudiadas en este trabajo, no es posible hacer inferencias sobre posibles rotaciones puesto que los valores de los errores estadísticos (ΔR) son mayores a las diferencias de declinación (R). Los valores de error estadístico de la inclinación (ΔF) son menores a las diferencias (F) en ambas

unidades, lo que podría significar que han existido translaciones, sin embargo, las paleolatitudes observadas, muy semejantes a las esperadas, sugieren que un desplazamiento latitudinal del terreno que contiene a estas unidades habría sido de poca magnitud, menor que los valores de error de latitud (ϕ) calculados, por lo que las aparentes translaciones pueden ser debidas a que los polos de referencia utilizados corresponden a edades cercanas a la edad de las unidades.

Algunas de las fallas regionales de desplazamiento lateral propuestas, que Morán-Zenteno (1987) utilizó para la elaboración de sus modelos de rotaciones, tienen una importante componente latitudinal, por lo que no se ha calculado el desplazamiento del Terreno Mixteco de acuerdo a esos modelos con los datos obtenidos en este estudio. Sin embargo, es probable que el Terreno Mixteco haya tenido desplazamientos longitudinales desde una posición más occidental a su actual emplazamiento a lo largo de una latitud semejante a la que se encuentra.

Anderson y Smith (1983) elaboraron una reconstrucción de placas tectónicas de la región de Centroamérica-Golfo de México-Mar Caribe, donde consideran desplazamientos laterales izquierdos durante el Jurásico Tardío, ocurridos a lo largo de fallas regionales. En este modelo, las fallas involucradas son la Mojave-Sonora, la Faja Volcánica Mexicana y la Acapulco-Guatemala. El rango de valores de paleolatitudes calculado en este trabajo para la porción estudiada del Terreno Mixteco, coincide con las estimaciones hechas por Anderson y Smith (*op. cit.*) para la parte sur de México (Fig. 5.5).

En esta reconstrucción, los autores llaman Microplaca Maya a la porción limitada al norte por la Faja Volcánica Mexicana y al sur por la Falla Acapulco-Guatemala. Sin embargo, ha sido reconocido anteriormente por diversos autores que esta "microplaca" está constituida actualmente por diferentes terrenos, cada uno con basamento y cubierta sedimentaria específica, que son indicadores de su historia particular. La evolución tectónica de dichos terrenos ha sido compleja y existe una fuerte incertidumbre respecto a la edad de acreción de

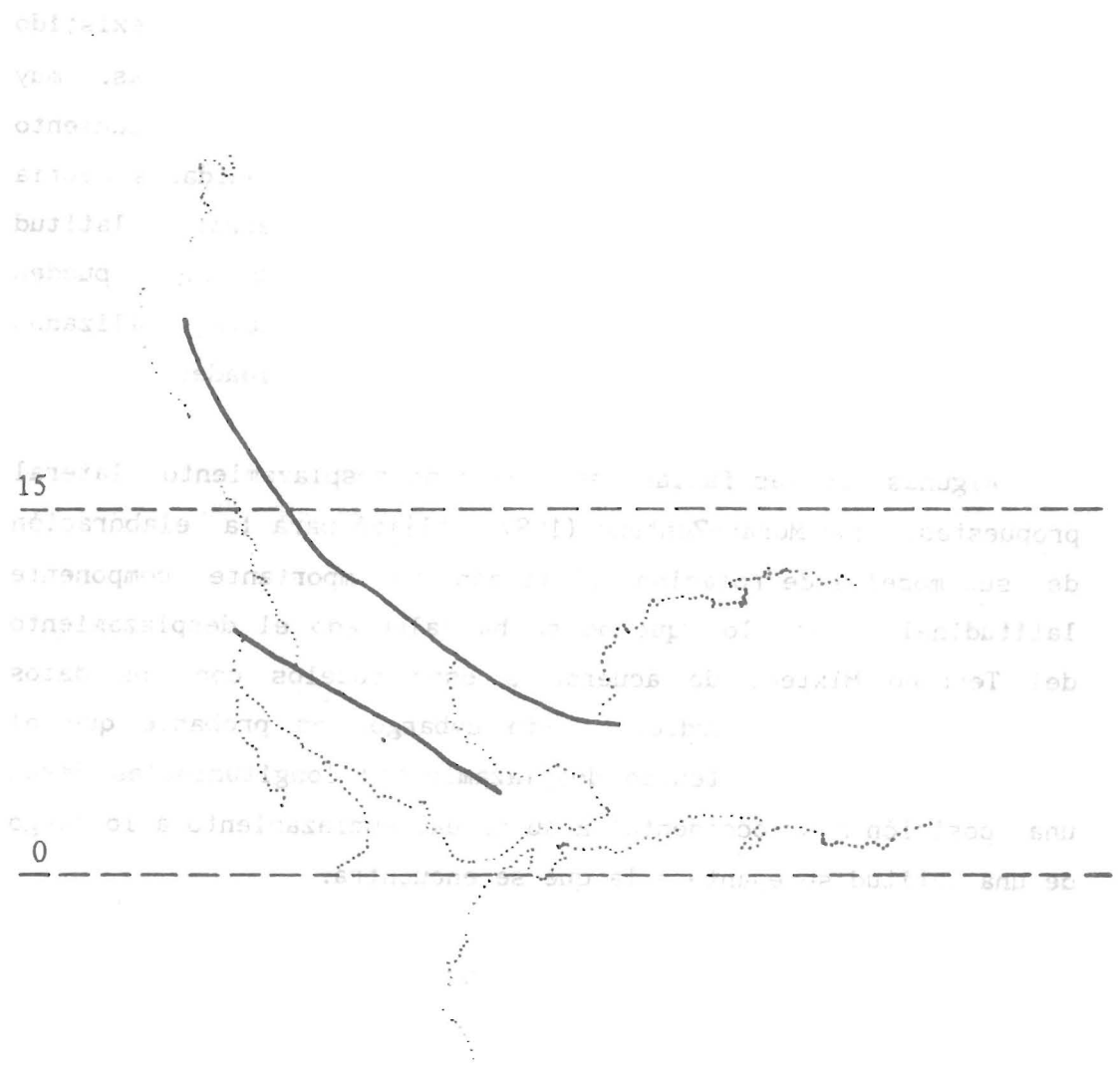


Fig. 5.5 Reconstrucción de Anderson y Smith (1983) de la región Centroamérica-Golfo de México-Faja Volcánica Mexicana para finales del Triásico. Los contornos punteados indican la forma actual de la línea de costa, y sólo se marcan como referencia.

los mismos, por lo que el modelo de Anderson y Smith resulta muy general para el sur de México, y es probable que para el periodo considerado en la reconstrucción, los terrenos que constituyen esta porción (o algunos de ellos) hayan existido como unidades independientes.

1971

existe evidencia de unidades sedimentarias que han sido previamente sugeridas

la sedimentación mesozoica que en esta zona del Complejo Apatlán y el Tronco de Toluca se atribuye a unidades que corresponden a las unidades de la zona de Toluca y Tlatiltepec, constituida la primera por las unidades de Tlatiltepec y Toluca.

Las unidades sedimentarias de ambas zonas, en los restos de planicies, las estructuras de las cuencas de Toluca y Tlatiltepec y las cuencas de Toluca y Tlatiltepec, indican un origen dominado por las unidades de Tlatiltepec y Toluca. En ambas zonas, las unidades de Tlatiltepec y Toluca fueron depositadas en cuencas que se abrieron durante el periodo de Tlatiltepec y Toluca.

existe evidencia concluyente

angulosa y sobre ambas descansa una secuencia sedimentaria que corresponde a la Unidad Magdalena y la Unidad Toluca.

VI CONCLUSIONES

En lo relativo a la estratigrafía:

- no existe evidencia de unidades sedimentarias del Paleozoico Superior como había sido previamente sugerido
- la secuencia sedimentaria mesozoica que en esta región cubre al Complejo Acatlán y al Tronco de Totoltepec se inicia con dos secuencias clásticas atribuidas al Jurásico, unidades Piedra Hueca y Otlaltepec, constituida la primera por arcosas, y la segunda por arcosas y litarenitas
- las características petrológicas de ambas secuencias clásticas, los restos de plantas, las estructuras primarias tales como la diastratificación y las rizaduras de corriente, la ausencia de fósiles marinos, indican un origen predominantemente fluvial, en donde arenas, gravas y limos fueron depositados por un sistema fluvial de corrientes entrelazadas (braided streams)
- no existe evidencia concluyente sobre la edad precisa y el alcance de estas unidades, sin embargo la asociación florística que presentan y sus relaciones estratigráficas proporcionan elementos para considerarlas a ambas jurásicas
- el contacto entre estas dos unidades es en discordancia angular, y sobre ambas descansa, también en discordancia angular, una secuencia claramente transgresiva representada por la Unidad Magdalena y la Caliza Coyotepec
- en esta área la sedimentación marina se inicia en el intervalo Aptiano(?)-Albiano, a diferencia de las regiones vecinas de San Juan Raya y Petlalcingo-Tlaxiaco, en donde se reportan unidades marinas más antiguas

- la Unidad Magdalena está constituida esencialmente por terrigenos que hacia la cima presentan mayor cantidad de carbonatos, en tanto que la Caliza Coyotepec está formada por biomicritas

- el ambiente en el cual se depositó la secuencia marina es el de una plataforma con desarrollo de facies arrecifales que cambia a facies de intermarea

- el registro estratigráfico cenozoico está representado por una unidad de conglomerado petromictico, otra de calizas lacustres, y una tercera de arcosa y conglomerado, a las que la ausencia de fósiles impide asignarles con precisión una edad

En lo relativo a la estructura tectónica

- las dos secuencias continentales atribuidas al Jurásico están separadas por una marcada discordancia angular

- a partir de las estructuras, discordancia y variaciones de espesor observadas en las unidades jurásicas se interpreta una fase tectónica distensiva mayor con desarrollo de fallas normales e inclinación de bloques, que incluye dos episodios, ocurridos durante el Jurásico y probablemente el Cretácico Inferior

- el primer episodio de distensión es responsable de la inclinación y el fallamiento interno de la Unidad Piedra Hueca, en tanto que al segundo se debe el basculamiento regional y levantamiento que interrumpió la sedimentación fluvial

- es posible que el evento distensivo haya sido continuo durante el depósito de las dos unidades clásticas, Piedra Hueca y Otlaltepec

- el tercer episodio tectónico se interpreta como una fase de deformación por plegamiento expresada principalmente en la secuencia del Cretácico Inferior y que dió origen a pliegues abiertos.

- la edad de esta fase de deformación no se puede precisar, sólo es posible saber por sus relaciones que es post-cenomaniana.

- la cuarta fase tectónica está representada por un segundo régimen de distensión con fallamiento normal asociado de dirección noroeste-sureste, que se infiere para el intervalo Paleoceno-Eoceno

En relación al registro paleomagnético

- los principales portadores de la magnetización son minerales de alta coercitividad de la serie ilmenita-hematita, de los que en algunos casos se distinguieron tanto hematita como especularita

- en la mayor parte de los sitios se presenta una magnetización estable, con una componente principal y una o dos componentes secundarias menores

- las características del magnetismo remanente natural en la mayor parte de los sitios sugieren que se trata de un registro primario. La existencia de un horizonte con polaridad reversa, Sitio XI, apoya esta interpretación, y permite incluir cuando menos a la Unidad Piedra Hueca en el Tipo A de Lechos Rojos de Turner (1979). No puede ser descartada por completo la posibilidad de que en algunos sitios de la Unidad Otlaltepec una parte importante del registro haya sido adquirido posteriormente al depósito.

- las diferencias entre los valores de declinación observados y los esperados para Norteamérica son menores a los errores estadísticos, por lo que no es posible documentar rotaciones tectónicas

- los valores de paleolatitud calculados son congruentes en ambas secuencias con los desplazamientos al NW interpretados anteriormente para Norteamérica por otros autores

- el rango de paleolatitudes calculado es compatible con modelos de evolución tectónica desarrollados anteriormente para el sur de México, en los que se infieren desplazamientos laterales regionales izquierdos a lo largo del cratón norteamericano desde una posición más septentrional; este desplazamiento no pudo ser cuantificado en este trabajo, pero se presume que no fue de gran magnitud, puesto que el valor de la paleolatitud esperada si se considera una posición fija para Norteamérica cae dentro del intervalo de error de latitud (φ) calculado.

REFERENCIAS

- Aguilera, J.G., 1906. Excursión de Tehuacán a Zapotitlán y San Juan Raya: Congr. Geol. Internal. 10a., México, Guide excurs. 7, 27 p. 7 p.
- Aguilera, J.G., Ordóñez, E. y Buelna, R.J., 1897. Bosquejo geológico de México. Inst. Geol. México, Bol. 4-6.
- Alencaster, Gloria. 1963. Pelecípodos del Jurásico Medio del noroeste de Oaxaca y noreste de Guerrero. Univ. Nal. Auton. Mexico. Inst. Geología, Paleontología Mexicana, v.15, 52p.
- Alencaster, Gloria., 1956. Pelecípodos y gasterópodos del Cretácico Inferior de la región de San Juan Raya-Zapotitlán, Estado de Puebla, Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana, 2, 47 pp.
- Alencaster, Gloria y Buitrón, B.E., 1965. Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geología, Paleontología Mexicana, 21 pte. 2, 53 pp.
- Anderson, T.H. y Schmidt, V.A., 1983. The evolution of the Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 947-966.
- Applegate, S.P., Espinoza-Arrubarena, L. y López-Neri, P., 1984. Las calizas litográficas de la Cantera Tlayua en Tepexi de Rogríguez, Puebla: Soc. Geol. Mexicana, VII Convención Geológica Nacional, Libreto-guía de la excursión, México, 83 p.
- Arteaga-Flores, L. 1985. Estudio regional del cuadrángulo comprendido entre Tehuacán, San Juan Ixcaquixtla y Petlalcingo del Estado de Puebla y San Francisco Teopan del Estado de Oaxaca. Inst. Polit. Nal., ESIA. Tesis profesional. Inédita.
- Avellaneda-Cordova, R., Guerrero-Suastegui, M., Hernandez-Martinez, J. y Mariscurrena-Guadarrama, A., 1987. Estudio geológico del area de Tehuacán-Ixaquixtla, Estado de Puebla, México. Instit. Polit. Nal. ESIA, Tesis Profesional. Inédito.
- Bohenel, H.N., 1985. Paleomagnetische Untersuchgen an jurassichen bis quartaren Gesteinen aus Zentral und Sudmexiko. Inaugural Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. Universitat Munster, 235 p.
- Braunagel, L.H. y Stanley, K., 1977. Origin of variegated redbeds in the Cathedral Bluffs Tongue of the Wasatch Formation (Eocene), Wyoming: J. Sediment. Pet., 47, p. 1201-1219.

- Burckhardt, Carl. 1927. Cefalópodos del Jurásico Medio de Oaxaca y Guerrero. Inst. Geol. México. Bol. 47, 106 pp.
- Burckhardt, Carl. 1930. Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. Sac. Paleont. Suisse, Mem. 49-30, 280 pp.
- Burke, K., 1976. Development of graben associated with the initial rapture of the initial Atlantic Ocean: Tectonophysics, 36, p. 93-112.
- Caballero-Miranda, C., Morán, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Jurado-Chichay, Z. y Boheneil, H.N. 1987. Palaeogeographic and tectonic evolution of Southern Mexico, during Middle Jurassic. Comunicaciones Técnicas. Serie Investigación no. 20. Inst. Geofísica, UNAM.
- Cabral-Cano E., D.J. Morán-Zenteno, J. Urrutia-Fucugauchi. 1986. Paleomagnetismo y terrenos tectonoestratigráficos de México. Bol. Soc. Geol. Mex., v. 2, p. 89-102.
- Calderón-García, A. 1956. Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya. XX Congr. Geol. Internat. Excursión A-11, p. 9-33.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. Can. J. Earth Sci., 26, 1040-1051.
- Cárdenas-Vargas, J. 1966. Contribución al conocimiento geológico de la Mixteca Oaxaqueña. Minería y Metalurgia, v. 38, p. 15-107.
- Castro-Mora, J.T. y Pacheco-Gutiérrez, C., 1986. Estratigrafía de la región sur de Puebla. Soc. Geol. Mex., VIII Convención Geol. Nal., Resúmenes, p. 191-193.
- 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.
- Collinson, D.W., 1965. Origin of remanent magnetization and initial susceptibility in certain red sandstones, Geophys. J.R. astr. Soc., 9, 203-217.
- Collinson, D.W., 1967. The variation of magnetic properties among red sandstones. Geophys. J.R. astr. Soc., 12, 197-207.
- Collinson, D.W., 1974. The role of pigment and specularite in the remanent magnetization of red sandstones: Geophys. J.R. Astron. Soc., 38, p. 253-305.
- Corona-Esquivel, R., 1981 (1983). Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. Univ. Nal. Auton. México. Inst. Geología, Revista, 5, 17-24.
- Corona-Esquivel, R., 1985. Geología de la región comprendida entre Olinalá y Huamuxtitlán. Univ. Nac. Auton. México, Fac. de Ciencias, Tesis de Maestría, 122 pp (inédita).

- Creer, K.M. 1962. On the origin of the magnetization of red beds. *Jour. Geomagn. and Geoelect.* 13, 86-100.
- Creer, K.M. 1964. A reconstruction of the continents for the Upper Palaeozoic from palaeomagnetic data. *Nature* 203, no.4950, 1115-1120.
- Cserna, Zoltan de. 1976. Mexico: Geotectonics and mineral deposits. *New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ.* 6, 18-25.
- Cserna, Zoltan de. 1970. Reflexiones sobre algunos de los problemas de la geología de la parte centro-meridional de México. *Excursión México-Oaxaca, libro guía. Soc. Geol. Mex., p.* 37-50.
- Cserna, Zoltan de, Ortega-Gutiérrez, F. y Palacios-Nieto, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: *Soc. Geol. Mexicana, Excursión geológica a la parte central de la Cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, p.* 1-33.
- Czyscònsky, K.S., Byrnes, J.B. y Pedlow, G.W., 1978. In situ red bed development by the oxidation of authigenic pyrite in a coastal depositional environment: *Palaeog. Palaeoclim. Palaeoec.*, 24, p.239-246.
- Channell, J., Freeman, R. Heller, F. y Lowrie, W., 1982. Timing of diagenetic hematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy): *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, p.189-201.
- Davis, G.H. 1986. *Structural geology of rocks and regions.* J. Wiley & sons.
- Dewey, J.F. y Burke, K.C.A., 1974. Hot spots and continental breakeup; some implications for collisional orogeny. *Geology*, 2, 57-60.
- Elmore, R.D. y Van der Voo, R., 1982. Origin of hematite and its associated remanence in the Copper Harbor Conglomerate (Keweenawan), Upper Michigan: *J. Geophys. Res.*, 87-B13, p.10918-10928.
- Elston, D.P. y Purucker, M., 1978. Detrital magnetization in red beds of the Moenkopi Formation: *J. Geophys. Res.*, 84, p.1653-1665.
- Elston, D.P. y Purucker, M.E. 1979. Detrital magnetization in red beds of the Moenkopi Formation (Triassic), Gray Mountain, Arizona. *Jour. Geophys. Res.* v. 84-B4, p.1653-1665.
- Erben, H.K. 1956a. El Jurásico Medio y el Calloviano de México. *XX Congr. Geol. Internal.*, México, 139 pp.
- Erben, H.K., 1956b. El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. *Congr. Geol. Internal.* 20a. México, 393 p.

- Felix, J., 1891. Versteinerungen aus der Mexicanischen Jura un Kreideformation. *Paleontographica*, 37, 140-199.
- Felix, J. y Lenk, H. 1899. Beitrage zur Geologie und Paleontologie des Republik Mexiko. Stuttgart Schweizerbart, pt.1(1890) 114 p., pt.2 (1890) 252 p., pt.3(1891) 210 p.
- Ferrusquía-Villafranca, I. 1970. Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Excursión México-Oaxaca, libro guía. Soc. Geol. Mex., p. 97-119.
- Ferrusquía-Villafranca, I. 1976. Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca. Parte 1: Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlan, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. Univ. Nal. Auton. Mex., Inst. Geol., bol. 97, 160 pp.
- Flores, Teodoro., 1909. Datos para la geología del Estado de Oaxaca. Soc. Geol. Mexicana, Bol., 5, 107-128.
- Flores de Dios, L.A. y Buitrón, B.E., 1982. Revisión y aportes a la estratigrafía de La Montaña de Guerrero. Univ. Auton. Guerrero, Serie Técnico Científica, 12, 28 pp.
- Folk, R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Hemphill's, 170 pp.
- Fries, Carl., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Univ. Nal. Auton. Méico, Instituto de Geología, Bol. 60, 326 p., 22 lam..
- Fries, Carl y Rincón-Orta, C., 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronometría: Univ. Nal. Auton. México, Instituto de Geología, Bol. 73, p. 53-133.
- Fries, Carl, Schlaepfer, C.J. y Rincón-Orta, C. 1966. Nuevos datos geocronológicos del Complejo Oaxaqueño: Soc. Geol. Mexicana, Bol. 29, p. 59-66.
- Fries, Carl, Rincón-Orta, C., Solorio-Munguía, J., Schmitter-Villada, E. y Cserna, Z. de, 1970. Una edad radiométrica ordovícica de Totoltepec, Estado de Puebla, México: Soc. Geol. Mexicana, Libro-guía de la Excursión México-Oaxaca, p. 164-166.
- González-Torres, E. 1988. Geología y paleomagnetismo de la región de Tezoatlán, Oaxaca. Univ. Nal. Auton. Mex., Fac. Ing., Tesis profesional. Inédita.
- Gose, W.A. y Sánchez-Barreda, L.A., 1981. Paleomagnetic results from northeastern Mexico. *Geology*, 10, 50-54.

- Halpern, M J ; Guerrero-Garcia, J , Ruiz-Castellanos, M , 1974. Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern central Mexico. Un. Geofis. Mexicana, Reunión Anual 1974, Resúmenes, p. 30-32.
- Helsey, C.E. y Steiner, M., 1974. Paleomagnetism of the Lower Triassic Moenkopi Formation: Geol. Soc. Am. Bull., 85, p. 457-464.
- Hubert, J.F. y Reed, A.A., 1978. Red-bed diagenesis in the East Berlin Formation, Newark Group, Connecticut Valley: J. Sediment. Pet., 48, p. 175-184.
- Imlay, R.W., 1980. Jurassic paleogeography of the conterminous United States in its continental setting. Geol. Surv. Profess. Paper, 1062, 125 pp.
- Irving, E. 1979. Paleopoles and paleolatitudes of North America and speculations about displaced terrains. Can. J. Earth Sci. 16, 669-694.
- Irving, E. y Opdyke, N.D., 1965. The paleomagnetism of the Bloomsburg red beds and its possible application to the tectonic history of the Appalachians: Geophys. J. R. Astron. Soc., 9, p. 153-167.
- Jurado-Chichay, Z. 1988. Paleomagnetismo del Sistema Cretácico, región de Teposcolula. Univ. Auton. B.C.S.. Tesis profesional. Inédita.
- Jurado-Chichay, Z., Urrutia-Fucugauchi, J. y Morán-Zenteno, D.J. 1988. Efectos de plegamiento y deformación interna en el registro paleomagnético de secuencias carbonatadas. Geof. Internal. v. 27 no.4, 583-603.
- Krynine, P.D., 1949. The origin of red beds: Trans. N.Y. Acad. Sci., 2, p. 60-68.
- Larson, E.E., Walker, T.R., Patterson, P.E., Hoblitt, R.P. y Rosenbaum, J.G. 1982. Paleomagnetism of the Moenkopi Formation, Colorado Plateau: basis for long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds: J. Geophys. Res., 87, p. 1081-1106.
- López-Ramos, E. 1983. Geología de México. Edición escolar (3a), t. 3, 446 pp.
- May, S.R. y Buttler, R.F., 1986. North American Apparent Polar Wander Path: implications for motion, paleogeography and Cordilleran tectonics. J. Geophys. Res., 91, 11519-11544.
- Mac Donald, W.D. 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and structural tilt correction in paleomagnetic studies. J. Geophys. Res. 85, 3659-3669.
- McCabe, C., Van der Voo, R., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1984. Paleomagnetism of Tremadocian Tinu Limestone, State of Oaxaca, Mexico. EOS, 1984 AGU meeting.

- McPherson, J.G., 1980. Genesis of variegated redbeds in the fluvial Aztec Siltstone (Late Devonian), Southern Victoria Land, Antarctica: *Sediment. Geol.*, 27, p.119-142.
- Monroy, M. y Sosa A., 1984. Geología de la Sierra del Tentzo: Inst. Politec. Nal., ESIA, Tesis profesional. Inédita.
- Morán-Zenteno, D.J. 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofis. Internal.*, v. 25, p.9-37.
- Morán-Zenteno, D.J., 1987. Paleogeografía y paleomagnetismo precenozoicos del Terreno Mixteco: Univ. Nal. Auton. México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 177 p., Inédita.
- Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Caballero-Miranda, C., Cabral-Cano, E. y Jurado-Chichay, Z., 1986. Paleomagnetismo y paleogeografía de la porción norte del Estado de Oaxaca durante el Jurásico Medio. *Un. Geofis. Mexicana*, Memoria de la reunión anual.
- Murray, G.E. 1956. Relationships of palaeozoic structures to large anomalies of costal elements of eastern North America. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 6, 13-24.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975. The Pre-Mesozoic geology of the Acatlan area, south Mexico. The University of Leeds, Ph. D. Thesis (Inedite).
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca: *Univ. Nal. Auton. México*, Instituto de Geología, Revista v.2,no.2, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981a. La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Univ. Nal. Auton. México*, Inst. Geología, Revista, 5 (2), 140-157.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981b. Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *Geofis. Internal.* 20 (3), p. 177-202.
- O'Reilly, W.O. 1984. Rock and mineral magnetism. Chapman & Hall, London, New York. 221 p.
- Padilla-Sánchez, R., 1973. Geología regional de la Sierra del Tentzo, Estado de Puebla. Univ. Nal. Auton. México, Fac. Ingeniería. Tesis profesional (inédita).
- Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A. y Cserna, Z. de, 1965. Estratigrafía y paleontología del Jurásico Superior de la parte centro-meridional del Estado de Puebla: *Univ. Nac. AMexicana* 21, p. 5-22.
- Purucker, M.E., Shoemaker, E.M. y Elston, D.P. 1980. Early acquisition of characteristic magnetization in red beds of the Moenkopi Formation (Triassic) Gray Mountain, Arizona. *J. Geophys. Res.*, 85, 997-1012.

- Ramos-Leal, J.A. Estratigrafía y evolución paleoambiental del área de San Juan Ixcaquixtla, Estado de Puebla, Univ. Nac. Auton. Mex. Fac. Ingeniería. Tesis profesional, en preparación.
- Rodríguez-Torres, R. 1970. Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla. Excursión México-Oaxaca, libro guía. Soc. Geol. Mex., p.51-66.
- Roy, J.L. y Park, J.K., 1972. Red beds: DRM or CRM?: Earth Plan. Sci. Lett., 17, p.211-216.
- Ruiz-Castellanos, M. 1970. Reconocimiento geológico en el área de Amatitlán-Mariscala, Estado de Oaxaca. Soc. Geol. Mex. Excursión México-Oaxaca, Libro guía, 55-66.
- 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, 178 p., Inédita.
- Salas, G.P. 1949. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca. Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr., v.1, no.2, p.79-156.
- Salinas-Prieto, J.C., 1984. Los límites tectónicos sur y occidental del Terreno Mixteco. Soc. Geol. Mex. Bol., 45, 73-86.
- Scotese, C.R., Bambach, R.K., Barton, C., Van der Voo, R. y Ziegler, A.M. 1979. Paleozoic basemaps. J. Geol. 87, 217-277.
- Scotese, C.R., Van der Voo, R., y 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.
- Schluger, R.P., 1976. Petrology and origin of the red beds of the Perry Formation, New Brunswick, Canada, and Maine, U.S.A.: J. Sediment. Pet., 46, p.22-37.
- Schluger, R.P. y Roberson, H.E., 1975. Mineralogy and chemistry of the Patapsco Formation, Maryland, related to the ground-water geochemistry and flow system: a contribution to the origin of red beds: Geol. Soc. Am. Bull., 86, p.153-158.
- Silva-Pineda, A. 1970. Plantas del Pensivánico de la región de Tehuacán, Puebla. Univ. Nal. Auton. México, Inst. Geol., Paleont. Mex., 29, 109 p.
- Silva-Pineda, A. 1978. Paleobotánica del Jurásico de México. Univ. Nal. Auton. Mex., Inst. Geol. Paleont. Mex., v.44, p.1-16.
- Silver, L.T. y Anderson, T.H. 1974. Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin. Geol. Soc. Abstr. Prog. 6, 995 p.

- Stacey, F.D. y Banerjee, S.K. 1974. The physical principles of rock magnetism. Chapman & Hall, London, New York. 256 p.
- Tarling, D.H. 1983. Palaeomagnetism. Chapman & Hall, London, New York. 379 p.
- Torres-Euan, Torre-Alarcón. 1987. Geología del área de Santa María Tejotepec, Oaxaca. Univ. Nal. Auton. Mex., Fac. Ing. Tesis profesional. Inédita.
- Torres-V., Ricardo, Murillo-M., Gustavo y Grajales-N., Manuel. 1986. Estudio petrográfico y radiométrico de la porción norte del límite entre los complejos Acatlán y Oaxaca. VIII Conv. Geol. Nal., México. Resúmenes, p. 148-149.
- Treviño-Rodríguez, A.F., 1986. Investigaciones magnetoestratigráficas y paleomagnéticas de la Formacio'n Morelos, Estado de Guerrero, México. Univ. Nal. Auton. México, Fac. Ciencias, Tesis de Maestría, 95 pp. (inédita).
- Turner, P., 1977. Remanent magnetism of middle Old Red Sandstone lacustrine and fluvial sediments from the Orcadian basin, Scotland: J. Geol. Soc. Lond., 133, p.37-50.
- Turner, P., 1979. The paleomagnetic evolution of continental red beds: Geol. Mag., 116, p.289-301.
- Turner, P., 1980. Continental Red Beds, 562 p., Elsevier Scientific, New York.
- Turner, P. y Archer, R., 1977. The role of biotite in the diagenesis of Devonian red beds from northern Scotland: Sed. Geol., 19, p.241-251.
- Turner, P. e Ixer, R.A., 1977. Diagenetic development of unestable and stable magnetization in the St. Bees Sandstone (Triassic) of Northern England: Earth Plan. Sci. Lett., 34, p.113-124.
- Turner, P., Vaughan, D.J. y Tarling, D.H., 1978. Palaeomagnetic and mineralogical studies of Devonian lacustrine sediments from Caithness, Scotland: Phys. Earth Plan. Int., 16, p.73-83.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1976. Estudio paleomagnético de rocas ígneas del noreste del Estado de Jalisco, México. Univ. Nal. Auton. Mex., Fac. Ciencias. Tesis maestría. Inédita.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1980. Reconnaissance paleomagnetic investigation of Cretaceous limestones from Southern Mexico. Geofis. Internal. v.20, p.203-218.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1983. Preliminary paleomagnetic study of Lower Tertiary volcanic rocks from Morelos and Guerrero States. Geofis. Internal. v.22, p.87-110.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1984. On the tectonic evolution of Mexico: paleomagnetic constraints. Geodynamic Series 12, p. 29-47.

- Urrutia-Fucugauchi, J. y Van der Voo, R., 1983. Reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous limestones from Southern Mexico. Memoria reunion anual AGU.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D.J. 1985. Resultados paleomagnéticos preliminares del Paleozoico Superior de Olinalá, México, y sus implicaciones tectónicas.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Mora'n-Zenteno, D.J., Cabral-Cano, E. 1987. Paleomagnetism and tectonics of Mexico. Geofis. Internal. v.26.
- Valencio, D.A., 1977. El magnetismo de las rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires.
- 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 Plan. Sci. Reviews, 10, 99-119.
- Van der Voo, R. y Grubbs, K.L., 1977. Paleomagnetism of the Triassic Chugwater redbeds revisited (Wyoming, U.S.A.): Tectonophys., 41, p.T27-T33.
- Van der Voo, R., Henry, S.G. y Pollack, H.N., 1978. On the significance and utilization of secondary magnetizations in red beds: Phys. Earth Plan. Int., 16, p.12-19.
- Van Houten, F.B., 1964. Origin of red beds. Some unresolved problems, in Problems in Paleoclimatology, edited by A.E.M. Nairn, p.647-661, John Wiley, New York.
- Van Houten, F.B., 1968. Iron oxides in red beds: Geol. Soc. Am. Bull., 79, p.399-416.
- Vázquez-Echeverría, A., 1986. Descubrimiento de una nueva localidad de rocas marinas del Paleozoico al suroeste del Estado de Puebla: Petróleos Mexicanos, Inédito.
- Viniegra, Francisco. 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz: Asoc. Mex. Geol. Pet. XVII, p. 7-12.
- Walker, T.R., 1967. Formation of red beds in modern and ancient deserts: Geol. Soc. Am. Bull., 78, p.353-368.
- Walker, T.R., 1974. Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis: Geol. Soc. Am. Bull., 85, p.633-638.
- Walker, T.R., 1976. Diagenetic origin of continental red beds: in The continental Permian in west, central and south Europe (NATO Advanced Study Institute, Main Germany, 1975, Procn.) Dordrecht, Holland and Boston: D. Reidel Pub. Co., p.240-282.

- Walker, T.R. y Honea, R.M., 1969. Iron content of modern deposits in the Sonoran Desert: a contribution to the origin of red beds: Geol. Soc. Am. Bull., 80, p.535-544.
- Walker, T.R. y Harms, J.C., 1972. Eolian origin of Flagstone beds, Lyon Sandstone (Permian), type area, Boulder County, Colorado: The Mountain Geologist, 9, p.279-288.
- Walker, T.R., Waugh, B. y Crone, A.J., 1978. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico: Geol. Soc. Am. Bull., 89, p.19-32.
- Walker, T.R., Larson, E.E. y Hoblitt, R.P., 1981. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: a contribution to the origin of magnetism and red beds: J. Geophys. Res., 86, p.317-333.
- Walpern, J.L. 1980. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico en: Pilger, R.H. (ed) The Origin of Central Gulf of Mexico and the early opening of the North Atlantic Ocean. Proceedings of a symposium, Baton Rouge, Louisiana.
- Westerman, G.E.G., Corona, R., Carrasco, R., 1984. The andean Mid-Jurassic Neuquenieras amonite assemblage of Cualac, 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. Inst. Geol. Me'xico, Bol., 31, 165 pp.
- Zijderveld, J.D.A. 1967. A. C. demagnetization of rocks. Analysis of results. En: Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K., Eds, Methods in Paleomagnetism, Elsevier, 254-286.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue posible por el entusiasmo de Jaime Urrutia Fucugauchi y Dante Morán Zenteno, y gracias a la colaboración de Enrique Cabral Cano, Cecilia Caballero Miranda, Elena Centeno García, Gilberto Silva Romo, Jesus Robles Valdez, Harald Boehnel, Martin Espinosa Perez y Jorge Camacho Lara.

La dirección de esta tesis fue llevada cabo por el M. en C. Diego Córdoba Méndez y el Dr. Jaime Urrutia. La revisión crítica del manuscrito estuvo a cargo de los doctores Ismael Ferrusquía Villafranca, Fernando Ortega Gutiérrez, Harald Boehnel, Zoltan de Cserna y el M. en C. Jerjes Pantoja Alor. A ellos la autora expresa su agradecimiento.