

03060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

"CARACTERIZACIÓN DE LOS SEDIMENTOS DEL
HOLOCENO TARDÍO DEL LAGO SANTA MARIA DEL
ORO, NAYARIT, UTILIZANDO MÉTODOS DE
MAGNETISMO AMBIENTAL"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

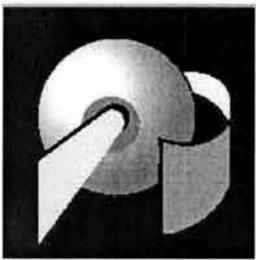
**MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA)**

P R E S E N T A :

GABRIEL VÁZQUEZ CASTRO

ASESOR DE TESIS: DRA. BEATRIZ ORTEGA GUERRERO.

Ciudad Universitaria D. F. Mayo del año 2004.





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



Ciudad Universitaria

Deleg. Coyoacán

C.P. 04510 México, D.F.

Of. No. PCT/JOCE/958/03

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

GABRIEL VAZQUEZ CASTRO

Estudiante de Maestría

Estratigrafía

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 30 de septiembre del año en curso, aprobó como su tema de tesis **Caracterización de los sedimentos del Holoceno tardío del lago Santa María de Oro, Nayarit, utilizando métodos de magnetismo ambiental**. Así mismo ratificó a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi	Presidente
Dra. Elena Centeno	Vocal
Dra. Beatriz Ortega Guerrero	Secretario
Dr. Lorenzo Vázquez	Suplente
Dra. Isabel Israde Alcántara	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Ciudad Universitaria, a 30 de septiembre del 2003.

EL COORDINADOR DEL PROGRAMA

DR. J. OSCAR CAMPOS ENRIQUEZ

c.c.p. Tutor
c.c.p. Miembros del Jurado
c.c.p. Archivo

AGRADECIMIENTOS

En principio quiero agradecer todo el entusiasmo y apoyo brindado para la realización de esta tesis a la Dra. Beatriz Ortega Guerrero, sin la cual no hubiera sido posible la terminación de esta meta en mi trayectoria académica. A los revisores de la tesis por sus valiosos comentarios en aspectos teóricos del trabajo, Dra. Elena Centeno García, Dra. Isabel Israde Alcántara, Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi y Dr. Lorenzo Vázquez Selem.

En particular al Quim. Rufino Lozano Santacruz, por su amistad y ayuda desinteresada, así como por el apoyo brindado en la realización de los análisis químicos por fluorescencia de rayos X; a la Quim. Patricia Girón García y Mtra. Teresa Pi Puig, por la elaboración de los análisis de difracción de rayos X; al Mtro. Alejandro Rodríguez Ramírez por la elaboración de los análisis de carbono total. a la Dra. Margarita Reyes y Quim. Sonia Ángeles García por la ayuda en el microscopio electrónico de barrido. A la Ing. Elia Escobar Sánchez, por la ayuda en trabajo de granulometría. A Ileri Márquez Mejía, por la realización de los mapas digitales. Al Sr. Antonio Altamira, por la realización de las fotos digitales de los sedimentos; al Mtro. Gabriel Valdez, por la elaboración de láminas delgadas; al Ing. Teodoro Hernández, por la petrografía; y al Dr. Subir Banerjee y Dr. Mike Jackson del Instituto de Magnetismo de Rocas, Universidad de Minnesota, por las facilidades otorgadas durante la estancia de investigación.

Agradezco también el apoyo brindado por los proyectos de DGAPA IN107902, IN203102 e IN109202, y de CONACYT G28528 "Paleoclimas y paleoambientes del centro de México y sus implicaciones interhemisféricas", con los cuales se realizó la investigación. Al Instituto de Geología de la UNAM, y al Dr. Peter Schaaf por la beca otorgada durante la etapa de realización de la tesis, y al Dr. Avto Goguichaisvili por sus sugerencias y comentarios.

Por último quiero agradecer a todos aquellos investigadores, amigos y familiares que siempre me brindaron su apoyo y que indirectamente ayudaron para la culminación de esta tesis, a todos ellos muchas gracias.

DEDICATORIA

- ♪ A mis padres Lucila Castro Viveros y Pablo Vázquez Jiménez, que lograron con grandes sacrificios que tuviera una formación universitaria y siempre han tenido esa confianza y apoyo hacia mí, con lo cual he llegado a salir adelante e todos mis proyectos.
- ♪ A mis hermanos Dulce, Alberto y Pablo, por inculcarme el hábito del estudio, la superación y el saber siempre inagotable; por enseñarme el camino científico que me ha llevado a reafirmar mi escepticismo sobre todas las cosas y sobre todo por mantenerme siempre en un lugar especial junto de ellos.
- ♪ A Elia por confiar en nuestra relación y continuar brindándome tu amor, ternura, comprensión, y esa firme confianza en nuestro futuro. Por ser fiel a los ideales que compartimos y por seguirme siempre los pasos en todas mis ideas por más descabelladas que parezcan, a ti muchísimas gracias.
- ♪ A todos mis amigos que siempre estuvieron en los momentos difíciles, en especial a Miriam Rojas A., que siempre me ha apoyado en todo, incluso en mis más locos proyectos; a Jorge Hernández R., por compartir su forma de ver la vida; a mi hermana adoptiva Adriana Vázquez H., por ser mi compañera y amiga inseparable en las buenas y en las malas.
- ♪ Una dedicatoria especial a mis compañeros y amigos de la Facultad de Ingeniería, Institutos y Prepa 5 simplemente por seguir considerándome su amigo: Marco A. Cabrera, Aurelio Iturbe, Jorge Rivas, Juan López, Edgar Ultroso, Jorge y hermanas, Adrián, Raúl, Miguelón, Amilkar, Samuel, Ramiro, Sandra, Diana, José, Isidro, Francisco, Erick, Israel, Alma, y todos los que no aparecen por ahora, pero me consideran su amigo.

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

NOMBRE: CABRERA VIVEROS

CASTRO

FECHA: 26 MAYO 04

FIRMA: [Firma manuscrita]

"CARACTERIZACIÓN DE LOS SEDIMENTOS DEL HOLOCENO TARDÍO DEL LAGO SANTA MARIA DEL ORO, NAYARIT, UTILIZANDO MÉTODOS DE MAGNETISMO AMBIENTAL"

ÍNDICE

	Página
-Jurado de examen.	II
-Agradecimientos.	III
-Dedicatoria.	IV
-Índice de figuras.	VII
-Índice de tablas.	VIII
-Abreviaturas.	IX
-Resumen.	XI
I. Introducción.	2
<input type="checkbox"/> Problemática.	5
<input type="checkbox"/> Objetivos.	6
<input type="checkbox"/> Antecedentes.	7
<input type="checkbox"/> Investigaciones de paleoclimas en el centro de México para el Holoceno.	7
<input type="checkbox"/> Minerales magnéticos en sistemas naturales terrestres.	10
<input type="checkbox"/> Relación entre propiedades magnéticas y paleoambientes.	12
<input type="checkbox"/> Minerales magnéticos y procesos en el ciclo sedimentario.	12
<input type="checkbox"/> Consideraciones sobre la aplicación de propiedades magnéticas en sedimentos lacustres, como indicadores paleoclimáticos.	14
<input type="checkbox"/> Limitaciones.	14
<input type="checkbox"/> Ventajas.	15
<input type="checkbox"/> Algunas aplicaciones previas en México.	15
<input type="checkbox"/> Estudios anteriores en Nayarit.	16
II. Generalidades.	17
<input type="checkbox"/> Localización y vías de acceso.	17
<input type="checkbox"/> Fisiografía.	18
<input type="checkbox"/> Hidrografía.	20
<input type="checkbox"/> Clima y vegetación.	21
<input type="checkbox"/> Características del lago.	21
<input type="checkbox"/> Marco geológico.	22
<input type="checkbox"/> Estratigrafía.	24
III. Metodología.	27
<input type="checkbox"/> Muestreo en campo.	27
<input type="checkbox"/> Extracción de los sedimentos y sub-muestreo.	28
<input type="checkbox"/> Análisis iniciales.	29
<input type="checkbox"/> Propiedades físicas.	30
<input type="checkbox"/> Tamaño de partículas.	30
<input type="checkbox"/> Mineralogía.	31
<input type="checkbox"/> Análisis geoquímicos y radiométricos.	31
<input type="checkbox"/> Fechamientos por isótopos radiogénicos.	31
<input type="checkbox"/> Fluorescencia de rayos x.	32
<input type="checkbox"/> Difracción de rayos x.	32
<input type="checkbox"/> Coulometría de carbono.	32

□ Propiedades magnéticas.	33
□ Susceptibilidad magnética.	33
□ Magnetización remanente natural.	34
□ Magnetización remanente anhistéica.	34
□ Magnetización remanente isoterma.	35
□ Histéresis magnética.	35
□ Susceptibilidad magnética en altas temperaturas.	36
□ Remanencia magnética en bajas temperaturas.	37
□ Susceptibilidad en diferentes frecuencias a bajas temperaturas.	38
IV. Resultados.	39
□ Análisis iniciales.	39
□ Susceptibilidad magnética.	39
□ Base de imágenes digitales.	39
□ Propiedades físicas.	41
□ Columna estratigráfica.	41
□ Tamaño de partículas.	45
□ Mineralogía.	47
□ Composición geoquímica.	51
□ Fluorescencia de rayos x.	51
□ Difracción de rayos x.	58
□ Coulometría de carbono.	59
□ Fechamientos radiométricos.	61
□ Propiedades magnéticas.	64
□ Susceptibilidad magnética.	64
□ Magnetización remanente anhistéica.	67
□ Magnetización remanente isoterma.	67
□ Histéresis magnética.	70
□ Cocientes de remanencias, saturaciones y parámetros de histéresis. ..	70
□ Susceptibilidad magnética en altas temperaturas.	72
□ Remanencia magnética en bajas temperaturas.	74
□ Susceptibilidad en diferentes frecuencias a bajas temperaturas.	74
V. Análisis y discusión de resultados.	79
□ Mineralogía magnética	79
□ Granulometría magnética.	81
□ Características de las facies.	81
□ Variaciones verticales.	86
VI. Conclusiones.	97
Anexos	
1. Técnicas de magnetismo de rocas.	103
2. Técnicas geoquímicas.	115
3. Resultados de los estudios petrográficos.	121
4. Geología regional.	133
Referencias bibliográficas.	142

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. Vista panorámica de la caldera de Santa María del Oro.	1
2. Patrones de circulación de los vientos sobre México.	8
3. Fuentes de minerales magnéticos y fuerzas que controlan su ciclo.	10
4. Diagrama ternario de las soluciones sólidas de las series titanomagnetitas y titanohematitas.	11
5. Localización y vías de acceso al lago de Santa María del Oro.	17
6. Localización fisiográfica del lago Santa María del Oro.	18
7. Red hidrográfica interna en la caldera de Santa María del Oro.	20
8. Topografía y batimetría de la caldera de Santa María del Oro.	22
9. Mapa geológico de la caldera de Santa María del Oro.	23
10. Mapa batimétrico del lago de Santa María del Oro.	27
11. Extracción de los sedimentos de los tubos de perforación.	28
12. Susceptibilidad magnética de los cuatro núcleos perforados.	40
13. Fotografía digital de un corte de sedimentos del lago Santa María del Oro.	41
14. Fotografía de la secuencia completa de los sedimentos del núcleo SMO 02 V.	43
15. Columna estratigráfica de los sedimentos del lago Santa María del Oro.	44
16. Comportamiento bimodal de los sedimentos del lago.	45
17. Granulometría de los sedimentos del lago.	46
18. Imágenes de MEB de cristales de magnetita casi pura y titanomagnetita.	50
19. Variación de elementos mayores y traza con la profundidad.	53
20. Diagramas X-Y de algunos óxidos mayores y elementos traza.	57
21. Resultados de carbono orgánico y carbono inorgánico.	60
22. Fechamientos realizados por ¹⁴ C, en función de su profundidad.	62
23. Resultados de parámetros magnéticos X, MRN, MRA, MRIS, Ms, Mr, Hc, S, etc.	65
24. Curvas de adquisición de magnetización remanente anhistéica.	68
25. Curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal.	69
26. Ciclos de histéresis de distintas muestras y Diagrama de Day.	71
27. Pruebas de susceptibilidad magnética en altas temperaturas.	73
28. Curvas de remanencia magnética a bajas temperaturas.	75
29. Susceptibilidad magnética en diferentes frecuencias a bajas temperaturas.	77
30. Susceptibilidad dependiente de la frecuencia.	78
31. Comparación entre susceptibilidad magnética y carbono orgánico total.	88
32. Resumen de resultados, núcleo SMO 02 V.	90
33. Dínamo auto-excitado.	104
34. El campo magnético terrestre.	104
35. Componentes del campo magnético.	105
36. Comportamiento de una sustancia diamagnética, paramagnética y ferromagnética.	106
37. Clasificación de los materiales ferromagnéticos.	107
38. Diagrama ternario rutilo – hematita – wüstita.	107
39. Orientación de partículas con el campo magnético terrestre.	109
40. Ciclo de histéresis.	113
41. Partes principales de un espectrómetro de fluorescencia de rayos X.	116
42. – 53. Microfotografías con luz polarizada de los distintos tipos rocas aflorantes.	121
54. Columna estratigráfica representativa de la región sureste del Estado de Nayarit.	136
55. Elementos tectónicos presentes en la región noroeste de la República Mexicana.	139
56. Características tectónicas regionales presentes en la parte occidental de México.	141

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. Tipos y fuentes de minerales magnéticos en lagos.	12
2. Variación de la susceptibilidad magnética en diferentes tipos de rocas.	33
3. Mineralogía de los distintos tipos de materiales analizados.	48
4. Resultados de los análisis de FRX para elementos mayores.	51
5. Resultados de los análisis de FRX para elementos traza.	52
6. Resultados de los análisis de DRX en separados magnéticos.	58
7. Resultados de los análisis de DRX en muestra total.	58
8. Resultados de los fechamientos por ^{14}C en los sedimentos del lago.	61
9. Tasas de sedimentación.	63

ABREVIATURAS

-	Menos	COT	Carbono Orgánico Total
%	Tanto por ciento	Cr	Cromo
κ	Susceptibilidad magnética en términos de volumen	Cu	Cobre
ϕ	Tamaño de partícula (fi)	D	Declinación
$\delta^{18}\text{O}$	Isótopo de Oxígeno	D. F.	Distrito Federal
αFeOOH	Goetita	DC	Años calendáricos actuales
χ	Susceptibilidad magnética en términos de la masa específica	DM	Dominio múltiple
χ_{af}	Susceptibilidad en alta frecuencia	DPS	Dominio pseudosencillo
χ_{bf}	Susceptibilidad en baja frecuencia	DRX	Difracción de Rayos X
χ_{df}	Susceptibilidad dependiente de la frecuencia	DS	Dominio sencillo
χ_f	Susceptibilidad de minerales ferrimagnéticos	E	Este
χ_p	Susceptibilidad de minerales paramagnéticos	ed.	Edición
χ_t	Susceptibilidad total	Ed.	Editorial, editor
~	Aproximadamente	Eds.	Editores
'	Minutos	EEUU	Estados Unidos
"	Segundos	et al.	y colaboradores / y otros
+	Más	GPTS	Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética
<	Menor que	F	Fluor
>	Mayor que	Fe	Fierro
\pm	Años más y menos	Fe_2O_3	Hematita, mghemita, óxido de fierro
\leq	Menor o igual que	Fe_2TiO_4	Ulvoespinela
$^\circ$	Grados	Fe_2TiO_5	Pseudobrookita
$^\circ\text{C}$	Grados centígrados	Fe_3O_4	Magnetita
μAm^2	Microampere – metro cuadrado	Fe-Ni	Hierro-Niquel
μm	Micrómetros	FeO	Óxido de fierro, Wustita
μm^3	Micrómetros cúbicos	FeS_2	Pirita
^{14}C	Relación isotópica de Carbono 14	FeTi_2O_5	Ferropseudobrookita
A	Ampere	FeTiO_3	Ilmenita
AC	Años antes del calendario actual	Fig.	Figura
Al_2O_3	Óxido de aluminio	Figs.	Figuras
AP	Antes del presente	FRX	Fluorescencia de Rayos X
Au	Oro	FVT	Faja Volcánica Transmexicana
AWo	Clima cálido de sabana tropical	g	Gramos.
B	Boro	H	Campo magnético
Ba	Bario	Hc	Coercitividad
Be	Berilio	Hcr	Coercitividad remanente
C	Carbono	HFSE	High Field Strength Elements (elementos con alto campo de fuerza)
ca.	Aproximadamente	I	Inclinación
CA	Campo alterno	INAGEQ	Instituto Nacional de Geoquímica
CaO	Óxido de calcio	INEGI	Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática
CD	Campo directo	K	Grados Kelvin
CFE	Comisión Federal de la Electricidad	K/Ar	Potasio/Argón
CIT	Carbono Inorgánico Total	K_2O	Óxido de potasio
cm	Centímetros	Kg	Kilogramos
cm^2	Centímetros cuadrados	kHz	Kilohertz
cm^3	Centímetros cúbicos	km	Kilómetros
CO	Carbono total	km^2	Kilómetros cuadrados
Co	Cobalto	KV	Kilovolts
CO_2	Bióxido de carbono	l	litros
		LUGIS	Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica
		M	Magnetización
		m	Metros

M. a.	Millones de años	Qal	Cuaternario - aluvión
m ³	Metros cúbicos	Qb	Cuaternario - basalto
mA	Miliampere	R	Reciente
mAm ²	Miliampere – metro cuadrado	Rb	Rubidio
MEB	Microscopio Electrónico de Barrido	Rh	Rodio
		S	Sur
Mg	Magnesio	S ₁₀₀₋₃₀₀	Cocientes indicadores de la dureza magnética
mg	Miligramos	SE	Sureste
MgO	Óxido de magnesio	SI	Sistema Internacional de Unidades
M _i	Magnetización inducida		
mm	Milímetros	SiO ₂	Óxido de silicio
Mn	Manganeso	SMO	Santa María del Oro
MnO	Óxido de manganeso	SP	Superparamagnético
Mr	Magnetización Remanente Anhistérica	SPP	Secretaría de Programación y Presupuesto
MRA	Magnetización Remanente Anhistérica		
MRI	Magnetización Remanente Isotermal	Sr	Estroncio
MRIS	Magnetización Remanente Isotermal de Saturación	SSE	Sur-Sureste
MRN	Magnetización Remanente Natural	SW	Suroeste
		T	Tesla
Ms	Magnetización de saturación	Ta	Terciario - andesita
msnm	Metros sobre el nivel del mar	Tc	Temperatura de Curie
mT	Militeslas	Th	Thorio
Mt	Mioceno Temprano	Ti	Titanio
Mta	Mioceno Tardío	TiO ₂	Óxido de titanio, Rutilo
N	Norte	Tn	Temperatura de Néel
Na ₂ O	Óxido de sodio	ton	Toneladas
Nb	Niobio	torr	Torrucelli
NE	Noreste	Ttbi	Terciario – tobas, brechas, basaltos e ingimbritas
Ni	Níquel	UMG	Último Máximo Glacial
nm	Nanómetros	UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
NNW	Norte-Noroeste	V	Vanadio
No.	Número	Vol.	Volumen
nT	Nanotesla	vs.	Versus, contra
NW	Noroeste	W	Oeste
O	Oxígeno	X-Y	Ejes coordenados
O	Oxígeno	Y	Itrio
O-M	Oligoceno-Mioceno	ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical
Os	Oligoceno Superior		
P	Plioceno	Zn	Zinc
p	Páginas totales	Zr	Zirconio
P ₂ O ₅	Óxido de fósforo	ZSAP	Zona Subtropical de Alta Presión
Pb	Plomo		
Ph. D.	Philosophy Doctorate (Doctor en Filosofía)		
PI	Pleistoceno		
pp.	Intervalo de páginas		
ppm	Partes por millón		
Pt	Plioceno Tardío		
Pt	Platino		
pvc	Polímero de cloruro de vinil		
PXC	Pérdida por calcinación		

"CARACTERIZACIÓN DE LOS SEDIMENTOS DEL HOLOCENO TARDÍO DEL LAGO SANTA MARÍA DEL ORO, NAYARIT, UTILIZANDO MÉTODOS DE MAGNETISMO AMBIENTAL"

RESUMEN

El presente trabajo se enfoca a la parte oeste de la FVT, en el lago Santa María del Oro y forma parte de un proyecto de estudio de variaciones climáticas durante el Cuaternario, a lo largo de la misma. El lago se localiza a los 21.3° N y 104.5° W, cuenta con un diámetro de ~2 Km y una profundidad máxima de 65 m. El objetivo principal fue estudiar los sedimentos desde el punto de vista de propiedades magnéticas, con ayuda de datos geoquímicos, mineralógicos y sedimentológicos, y su interpretación en términos de variaciones climáticas y/o ambientales, para el Holoceno Tardío (últimos 1,300 años).

Se perforaron cuatro núcleos en distintos sitios de la parte SW del lago con una profundidad máxima de 9 m, a un tirante de agua de ~12 m, estos presentan una buena correlación lateral; sus sedimentos se encuentran laminados en toda su extensión, con espesores variables desde algunos milímetros hasta ~3 cm, presentan intercalaciones de arenas y limos de diferentes tonalidades, representadas por las siguientes facies: arenas, limos pardos, verdes, rojos, ocre y turba.

De los estudios de susceptibilidad magnética en los núcleos se puede observar grandes diferencias en la concentración de minerales magnéticos a lo largo de la columna, se ha podido establecer una mejor correlación entre los distintos núcleos y ha sido una guía para diferenciar las distintas unidades. Las distintas pruebas de magnetismo de rocas han logrado separar las distintas facies de acuerdo a su mineralogía magnética en arenas, limos pardo oscuro, limos verdes y turba, con presencia de magnetita y titanomagnetita como fases magnéticas dominantes; y a los limos de color pardo claro-ocre y rojo por presentar una ligera componente de titanomagnetita, como la principal fase magnética, y siderita como mineral paramagnético que la diferencia de la mayoría de las facies. Sedimentológicamente se observa la presencia primordialmente de limos, una baja proporción de arcillas y en mucho menor cantidad arenas. La secuencia presenta limos gruesos hacia la cima y finos hacia la base. La tasa media de sedimentación es de aproximadamente 4.7 mm por año.

Se interpretó la columna en términos de condiciones secas y de mayor o menor humedad, para cada unidad definida. Para el periodo de 1300 – 1000 años AP se observó hacia la base un periodo inicial de condiciones de mayor humedad, y hacia la parte superior condiciones de menor humedad, posiblemente las más secas de toda la secuencia. Para el periodo de 1000 – 720 años AP, se observaron tres ciclos, sugiriendo condiciones de humedad con pequeños puntos intermedios dentro de cada ciclo de menor humedad. Para el periodo de 720 – 540 años AP, se observó tendencias claras de condiciones mas secas en la base a condiciones de mayor humedad hacia la cima; y por último para el periodo de 540 años AP – al presente, se observó la tendencia general de cambios de condiciones húmedas en la base a condiciones relativamente más secas en la cima. Se detectaron dos periodos de sequía entre 450 y 400 años AP y entre 200 y 150 años AP, reportados también para el norte de México.

El principal aporte del trabajo radica en que presenta datos sobre los cambios climáticos ocurridos en los últimos 1300 años, para la región SE del Estado de Nayarit, y puede ser considerado como el primero en su tipo para ésta región, debido a que la mayor parte de los estudios se encuentran más cercanos al centro de México.



Figura 1. Vista panorámica del lago de Santa María del Oro, Estado de Nayarit. Fotografía tomada desde el mirador, viendo hacia el norte desde la carretera de entrada al mismo. En esta es posible observar que el lago es una cuenca endorreica. Al fondo en la zona superior derecha se observa en contraste la Sierra Madre Occidental.

I. INTRODUCCIÓN

Durante el Cuaternario -los dos últimos millones de años- han existido variaciones climáticas globales, que originaron una sucesión de épocas glaciares e interglaciares, mismas que han afectado de diversas maneras los sistemas terrestres. Las evidencias de los cambios ocurridos durante el Cuaternario provienen de diversos tipos de registros. Los registros geológicos, terrestres y marinos, comprenden: suelos, sedimentos lacustres, glaciales, fluviales, marinos y eólicos, depósitos evaporíticos y espeleotemas. Las fuentes biológicas y biogeográficas para reconstruir los cambios climáticos incluyen: anillos de crecimiento en árboles, fósiles de polen y esporas, microfósiles de plantas, fósiles de vertebrados, ostrácodos, moluscos, foraminíferos, diatomeas, corales, e insectos. Evidencias prehistóricas también se encuentran en los registros arqueológicos: registros escritos, artefactos y restos de plantas y animales. Para el pasado reciente existen registros instrumentales de temperatura y precipitación, aunque están solamente disponibles para un limitado número de áreas y rara vez exceden 300 años.

De las diversas fuentes de evidencias para reconstruir los ambientes y climas cuaternarios, una de las más atractivas para su estudio son los sedimentos lacustres. Las cuencas donde se depositan los sedimentos lacustres son trampas naturales, donde frecuentemente se conservan las evidencias de la historia de los procesos ambientales y climáticos, ocurridos en períodos de varios cientos o miles de años. Estos sistemas sedimentarios, son capaces de registrar tanto las modificaciones ocurridas dentro de la cuenca de depósito, como las ocurridas alrededor de la cuenca. Por ejemplo, las evidencias de productividad primaria en las comunidades acuáticas y el material de los ecosistemas en toda la cuenca, están a menudo bien preservados en este tipo de registro sedimentario, ya que en los sedimentos queda impresa la actividad de los organismos, como concentración de materia orgánica. Las tasas de sedimentación son generalmente mayores en los lagos que en ambientes marinos, en consecuencia, los primeros ofrecen una mejor resolución temporal de los cambios ocurridos. Además, ésta característica permite observar los cambios ambientales de los últimos siglos, por lo que es posible identificar el impacto de la actividad antrópica. Los ecosistemas desarrollados en la cuenca de captación están en gran medida confinados, y por lo tanto proveen un marco espacialmente finito de estudio.

En el territorio mexicano, es de particular interés para estudios paleoclimáticos, la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), debido a la presencia de numerosos lagos, en los que se han acumulado paquetes de sedimentos, que en algunos casos, como el lago de Chalco, podrían abarcar desde el último glacial (últimos 120,000 años), o en otros lagos, por lo menos desde el último máximo glacial (UMG, últimos 18,000 años). Dentro de estos lagos se tiene registrada de una manera indirecta toda la historia climática de la región, razón por la cual en los últimos años se han realizado diferentes investigaciones de carácter paleoclimático y paleoambiental en los mismos (Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 2001; Caballero et al., 2002; Metcalfe et al., 1991; Metcalfe et al., 2000; Ortega B., 1992; Ortega B. et al., 2000; Ortega B. et al., 2002).

Una de las principales problemáticas en la investigación paleoclimática, es la relacionada con la reconstrucción de las variaciones de los patrones de circulación de los vientos alrededor del planeta, los cuales son un punto clave para determinar la climatología de una región, ya que son uno de los principales mecanismos de distribución de humedad. Estas variaciones a lo largo de la historia de la Tierra, han provocado cambios considerables incluso para la vida de ciertas especies animales. Si consideramos

lo anterior, resulta entonces significativo el realizar este tipo de investigaciones, para determinar los posibles efectos que pueden acarrear los cambios climáticos a futuro, pero para esto es necesario el conocimiento de las variaciones climáticas en los últimos miles de años.

México es una zona de particular interés para estudios paleoclimáticos y paleoambientales por su localización geográfica, que lo sitúa en la frontera entre los climas tropicales y los templados. Existen relativamente pocos estudios paleoclimáticos, sin embargo, se ha postulado que en términos generales, el centro de México siguió un cambio climático consistente con la teoría de los movimientos latitudinales de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y la Zona Subtropical de Alta Presión (ZSAP). Esta teoría plantea que para el periodo glacial tardío (~16,000-9,000 años antes del presente-AP) las ZCIT y ZSAP, así como las bandas de actividad ciclónica de las zonas templadas, se desplazaron hacia el Sur, originando aridez en las zonas tropicales de África y aumento de humedad en algunas zonas semiáridas como el SW de EEUU (Berger, 1978). Durante el período 9,000-6,000 años AP (Holoceno temprano), se postula que los patrones de circulación atmosférica (ZCIT, ZSAP) se desplazaron hacia el norte, favoreciendo que los vientos Alisios y los patrones de circulación monzónica tropical fueran particularmente activos, lo que originó los máximos niveles lacustres detectados en las zonas tropicales de África, y quizá el SW de EEUU, el centro de México, el Caribe y América Central (Harrison y Metcalfe, 1985; Markgraf, 1993; Bradbury, 1997). En particular se debe además considerar que para la región donde se localiza el presente estudio, el efecto de la tectónica es muy importante, pues éste se traduce en variaciones geológico-ambientales en los cuerpos lacustres.

La importancia práctica de los estudios paleoambientales, radica en la posibilidad de plantear modelos de cambio climático ya sea local o regional, de acuerdo a las variaciones ambientales registradas en los últimos miles de años, así como también, poder evaluar el impacto producido por efectos antrópicos en el clima, siendo estos datos de gran relevancia en la actualidad, para la preservación de un equilibrio y un mejor desarrollo de la vida en las grandes ciudades.

El magnetismo ambiental

Para reconstruir los complejos cambios ocurridos durante el Cuaternario en los registros sedimentarios de los lagos, es necesario utilizar diferentes técnicas de estudio que analicen los distintos aspectos físicos, químicos y el contenido de macro y microfósiles. Por lo tanto, los estudios paleoambientales y paleoclimáticos llevados a cabo en sedimentos lacustres, requieren de una estrategia inter- y multidisciplinaria, para evaluar de manera acertada las complejas variaciones naturales en estos sistemas sedimentarios (Dearing et al., 1981; Metcalfe et al., 1991; Lozano et al., 1993; entre muchos otros). Una disciplina recientemente desarrollada para estudios ambientales es el magnetismo ambiental (Thompson y Oldfield, 1986), que combina el análisis de las propiedades magnéticas de rocas y minerales (el magnetismo de rocas), con análisis de indicadores ambientales independientes -como los estudios de microfósiles, geoquímicos y mineralógicos- y que en conjunto proporcionan las bases para la interpretación de condiciones ambientales pasadas. El magnetismo ambiental, en concreto, investiga las propiedades magnéticas de materiales que se han formado bajo la influencia de procesos ambientales (Maher y Thompson, 1995).

Las técnicas de magnetismo de rocas tienen el objetivo de caracterizar la mineralogía mediante su comportamiento magnético. Si se aplica un campo magnético a cualquier tipo de sustancia, esta adquirirá una magnetización temporal o permanente dependiendo de sus características como composición, estructura atómica y de las condiciones ambientales en las que se aplica ese campo. Esta magnetización adquirida es característica de cada sustancia, sin embargo, los sedimentos y las rocas están compuestas por diversos tipos de minerales, por tanto la señal adquirida representará una variedad de materiales. Debido a lo anterior, es necesaria la aplicación de varias técnicas para la separación de dichas señales, y de este modo poder realizar una clara identificación de la mineralogía existente en la muestra.

Estas técnicas presentan varias ventajas en relación con las técnicas convencionalmente utilizadas; en primer lugar, los minerales magnéticos son fáciles de detectar, son relativamente rápidos de medir, se identifican fácilmente una vez que han sido definidos los distintos comportamientos de cada uno de ellos, y además es posible encontrarlos casi en todo tipo de sedimentos y rocas, en cantidades muy bajas pero detectables. Posteriormente, los resultados se pueden interpretar en términos de procesos geológicos como son la erosión de la cuenca, intemperismo, vulcanismo, etc, así como en relación a sus condiciones de formación o conservación dentro de la cuenca de depósito, tal es el caso de las condiciones óxido-reductoras. Bajo las metodologías convencionales de estudio de los minerales, resulta necesaria la realización de pruebas que requieren de una mayor inversión de tiempo, en equipos de uso restringido, en los que los costos por lo general son mayores.

El presente estudio se realizó en el marco del proyecto "Paleoclimas y paleoambientes del centro de México y sus conexiones inter-hemisféricas". Éste se plantea en el año 1998 por investigadores de los institutos de Geofísica, Geología y Geografía, y la Facultad de Estudios Superiores Iztacala, de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, definiéndose sitios específicos de estudio, entre ellos el lago de Santa María del Oro. Se realiza una campaña de reconocimiento en el año 2001, quedando éste sitio como una localidad con altas posibilidades de perforación (Fig. 1).

En marzo del año 2002 se realizan las primeras perforaciones en una de las zonas cercanas a la orilla SW del lago, dejándose para una segunda etapa la realización de perforaciones en la zona profunda del mismo. La finalidad fue obtener el material geológico propicio para estudiar los paleoclimas y paleoambientes de la región occidental de la FVT, mediante el uso de diferentes técnicas de estudio, como es el caso del magnetismo de rocas, geoquímica, paleontología, etc. En este trabajo se presentan los resultados de los estudios de magnetismo ambiental realizados en las muestras obtenidas en la primera etapa de perforación en el lago Santa María del Oro.

I.1 PROBLEMÁTICA

Como anteriormente se mencionó, una de las principales problemáticas en la investigación paleoclimática, es la relacionada con las variaciones de los patrones de circulación de los vientos alrededor del planeta, los cuales son un punto clave para determinar la climatología de una región, ya que son uno de los principales mecanismos de distribución de humedad. Estas variaciones a lo largo de la historia de la Tierra, han provocado cambios considerables incluso para la vida de algunas especies animales.

En los últimos años, ha venido en aumento el interés por conocer la evolución y desarrollo de los cambios climáticos y ambientales, especialmente los efectos producidos en las condiciones atmosféricas por procesos industriales en las grandes ciudades. Estos procesos han ocasionado una gran variación de las condiciones climáticas en perjuicio de la vida humana, tal es el caso de la emisión de sustancias que desprenden gases que se quedan en la atmósfera, impidiendo la salida de rayos ultravioleta, lo que a su vez produce un efecto invernadero, actualmente conocido como calentamiento global. Este proceso ha inducido un gran desequilibrio en las condiciones climáticas, con graves consecuencias como sequías o elevación del nivel del mar a nivel mundial debido a la fusión de los casquetes polares.

Como resultado de estas amenazas mundiales, ha surgido un impulso en el desarrollo de la paleoclimatología, rama de la ciencia encargada del estudio de los cambios climáticos en la Tierra y su interacción con los humanos. Una de las principales problemáticas actuales es el conocer la naturaleza de las variaciones climáticas en la Tierra, estableciendo modelos climáticos que nos permitan saber las causas que han producido tales cambios, de modo que nos permita realizar estimaciones o extrapolaciones sobre dichas variaciones a futuro, a través de modelos de comportamiento climático; también, conocer la variabilidad natural climática de los sistemas terrestres, para poder separarla de la contribución antrópica, y prever posibles efectos para la vida humana en los próximos años.

Sin embargo, resulta un poco desalentador el saber que el trabajo en cuestión no es sencillo, pues para la realización de modelos climáticos regionales, es necesaria una gran cantidad de estudios detallados a lo largo del territorio mexicano, los cuales aún se encuentran en una etapa de desarrollo, debido a la falta de recursos para la elaboración de los mismos, así como también debido a la complejidad de su investigación.

I.2 OBJETIVOS

El objetivo general es realizar estudios estratigráficos, de propiedades magnéticas y físicas, en los sedimentos lacustres colectados en el lago de Santa Maria del Oro, Nayarit, en el año 2002.

Se pretende realizar una caracterización de los mismos de acuerdo a sus propiedades magnéticas, comparar los resultados con análisis de Fluorescencia de Rayos X (FRX) y mineralógicos, y realizar una interpretación de resultados en términos de variaciones climáticas y ambientales, con el propósito de elaborar un modelo de evolución climática/ambiental del sitio de acuerdo a los resultados de investigaciones paralelas de tipo biológico y geoquímico.

Los objetivos particulares son:

- 1) Caracterización física, sedimentológica, petrológica y composicional de los sedimentos recuperados.
- 2) Caracterización de los sedimentos de acuerdo a sus propiedades magnéticas.
- 3) Integración de información derivada de propiedades magnéticas, con la que se obtenga de otros indicadores paleoclimáticos, como el contenido de carbono orgánico e inorgánico.
- 4) Establecer la escala de tiempo para la secuencia analizada, a partir de fechamientos radiogénicos, e interpretar los resultados en términos de variaciones climáticas y/o ambientales, para los últimos 2,000 años, periodo perteneciente al Holoceno.

El proyecto cuenta con la colaboración de otras disciplinas como son estudios de geoquímica, polen, diatomeas y ostrácodos. En una segunda etapa, posterior al desarrollo de esta tesis, se elaborará un modelo de evolución climática y ambiental de la región, una vez analizados todos los registros.

I.3 ANTECEDENTES

En esta sección se presenta una síntesis del estado del conocimiento de las variaciones climáticas ocurridas en el centro de México durante el Holoceno, una reseña de las aplicaciones de las técnicas de magnetismo de rocas en estudios de magnetismo ambiental, así como una breve descripción de los diversos estudios científicos realizados en la región.

I.3.1 INVESTIGACIONES DE PALEOCLIMAS EN EL CENTRO DE MÉXICO PARA EL HOLOCENO

La característica más notable del Cuaternario es su extrema inestabilidad climática. Las variaciones en las temperaturas medias globales han dado como resultado el desarrollo y extinción de enormes glaciares sobre los continentes, cambios en el nivel del mar y en la circulación oceánica, alteraciones en las redes hidrológicas, formación de desiertos, y modificación de los patrones de circulación atmosférica. Estas variaciones modificaron drásticamente no solo el relieve, sino también diversas comunidades vegetales y animales.

Actualmente en la República Mexicana existe una amplia variabilidad de los climas, pasando por bosques tropicales en el sur, bosques de pinos y abetos en las zonas elevadas de la FVT, hasta las zonas desérticas en el norte; éstas diferentes zonas climáticas se encuentran grandemente influenciadas por la altitud y latitud en la que se encuentran. Independientemente de las variaciones asociadas a la altitud y latitud, los climas han ido cambiando considerablemente a lo largo del Holoceno. Actualmente en invierno, los vientos del oeste transportan desde el Pacífico humedad a la mayor parte del territorio mexicano, incluso a Baja California, donde se presenta un máximo de precipitación no esperado para sus condiciones generalmente secas (Fig. 2a). Los vientos del este dominan en verano, transportando humedad procedente del Golfo de México, aunque también en ellos contribuyen los vientos tropicales del este del Pacífico, particularmente en septiembre por el aumento de ciclones (Fig. 2b). Esta inversión en la dirección de los vientos dentro del territorio mexicano ha permitido el uso del término de *Monzón Mexicano* o *Norteamericano*, ya que sus efectos se extienden hasta Nuevo México y Arizona en EE UU (Metcalf, 2000).

Los vientos del oeste procedentes de latitudes medias pueden extenderse hacia el sur hasta los 19° N (latitud de la Ciudad de México), la gran altitud de esta parte del país funciona como una barrera natural para los vientos, produciendo condiciones climáticas frías y en algunas ocasiones nevadas en latitudes muy altas. Además, en el invierno también bajan grandes cantidades de masas de aire polar frío, conocidos como *nortes*, los cuales chocan en la parte este del territorio mexicano en la Sierra Madre Oriental, provocando fuertes lluvias incluso en Chiapas y Oaxaca.

En el verano del hemisferio norte, cuando la ZCIT se desplaza hacia el norte, se origina un cinturón de alta presión alrededor de los 35° N y el intercambio de viento produce un flujo profundo del este sobre la mayor parte de México. Este intercambio dá vuelta a lo largo de la parte sur del alto de Bermuda (ZSAP), y la humedad se desplaza de SE a NW; a la lluvia ocasionada por tal efecto se suman tormentas convectivas ocasionadas por calentamiento en las altas mesetas. Aunque originalmente se pensaba que la humedad del Golfo de México provocaba toda la precipitación en verano, ahora se acepta que sobre la Sierra Madre Occidental y la región hacia el norte a lo largo del

Cañón del Colorado, Arizona y Nuevo México, las lluvias son ocasionadas por la humedad procedente de los vientos del Pacífico este (Metcalf, 2000).

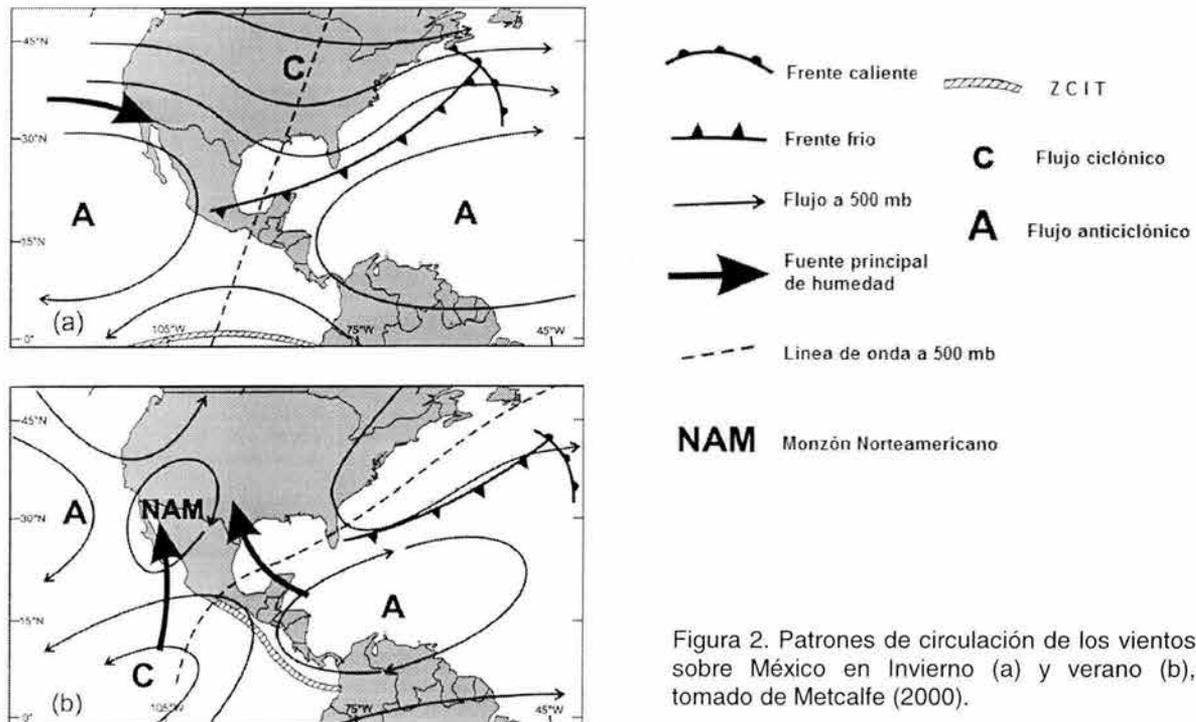


Figura 2. Patrones de circulación de los vientos sobre México en Invierno (a) y verano (b), tomado de Metcalfe (2000).

En la parte occidental de México, la estación de lluvias de verano puede ser interrumpida por periodos de sequía de 2 a 4 meses, etapa conocida como *canícula*, causada por el paso de aire en la parte superior de la atmósfera hacia la parte este de EEUU, extendiéndose por Florida pasando por Cuba para terminar en la Península de Yucatán. La localización de estos vientos determina los patrones de precipitación sobre México (Metcalf, 2000),

En los últimos años se ha visto un gran interés por los efectos producidos por el fenómeno *El niño*. Se ha encontrado que, en los años en que se presenta este fenómeno, ocurre también un desplazamiento de las ZSAP hacia el norte, y por tanto aumentan las lluvias en la zona NW de México, que usualmente se encuentra seca, así como un incremento de ciclones tropicales a lo largo de la costa del Pacífico. También se ha visto que el efecto *canícula* se presenta con mayor frecuencia en los años en los que se presenta el fenómeno de *La niña*. El efecto climático de estos fenómenos atmosféricos globales se vé localmente influenciado por la latitud, la topografía, así como la distribución de las geofomas, que producen en su conjunto las grandes variaciones de lluvia del territorio mexicano, desde los 2000 mm al año en la región sur del país, hasta las zonas desérticas en el norte del país, con precipitaciones menores a los 400 mm al año.

Aunque se sabe que durante todo el Cuaternario existieron la alternancia de ciclos glaciares/interglaciares, la última glaciación es la mejor estudiada. En síntesis y de manera global, hace 117,000 años inició un lento y paulatino decremento en las temperaturas medias globales; y entre 75,000 y 60,000 años AP hubo un estadio glacial,

de condiciones relativamente más frías. A este estadio siguió una época más cálida, entre 60,000 y 23,000 años AP, y posteriormente hubo una rápida disminución de la temperatura que alcanzó su mínimo valor hace 18,000 años, tiempo al que se le denomina Último Máximo Glacial (UMG). Posteriormente ocurrió una rápida deglaciación, y hacia 10,000 años AP terminó la última glaciación del Cuaternario, cuando el clima era muy semejante al actual.

En los últimos 10,000 años, periodo conocido como el Holoceno, han existido una serie de fluctuaciones climáticas que, si bien no han sido tan extremas como aquellas del Pleistoceno, son responsables del establecimiento de las actuales condiciones climáticas en muchas regiones del planeta. Las temperaturas modernas del verano, se establecieron durante los primeros 1,000 años del Holoceno, produciendo un deshielo rápido de los casquetes polares y los glaciares de montaña, lo cual a su vez provocó un aumento en el nivel de los océanos de ~40 m. El mar alcanzó su nivel actual desde hace aproximadamente 6,000 a 5,000 años AP. El resultado en el continente fue principalmente el avance de los bosques templados hacia latitudes más altas, como en el caso de Norteamérica donde alcanzaron la parte este de Canadá hace ~8,000 años AP. El deshielo de los casquetes además ocasionó el desarrollo de gran cantidad de lagos de diversos tamaños y profundidades en los que se han registrado los cambios climáticos desde entonces. Desde hace ~6,000 años (Holoceno Medio-Tardío), se ha encontrado un registro con una progresiva incidencia de los procesos humanos, en particular para la última parte del Holoceno, etapa en la que se han registrado la mayor variabilidad de los cambios climáticos, por la liberación de gases que producen un efecto invernadero en la atmósfera, ya que absorben radiación infrarroja, reduciendo de esta forma la pérdida de calor de la atmósfera hacia el exterior (Roberts, 1992).

Los cambios climáticos ocurridos a lo largo del Holoceno en el territorio mexicano, han existido en distintas etapas, probablemente no de tan grandes magnitudes como en otras partes del hemisferio norte, pero sí de gran importancia. Los pocos datos existentes relacionados con el UMG, indican condiciones climáticas más áridas que las actuales en Yucatán (Leyden, 1996) y el centro de México (Chalco, Texcoco, Cuenca de México, Zacapu, Cuitzeo, cuenca del alto Lerma), (Caballero et al., 2002; Israde et al., 2002; Ortega et al., 2002) y más húmedas que las actuales del norte y NW de México (Metcalf et al., 2000).

En la parte central de México, los escasos registros disponibles para los últimos 18,000 años indican un periodo de calentamiento a partir del frío glacial, sin rastros de variación en la humedad. Es muy probable que las condiciones para el Holoceno Temprano (9,000 años AP), hayan sido más de tipo árido, aunque se ha llegado a encontrar evidencias de que probablemente pudo haber condiciones un poco húmedas. Para el Holoceno Temprano-Medio (6,000 años AP), parece haber existido condiciones un poco más húmedas sobre la mayor parte de México, excepto para la Cuenca de México, aunque la tendencia general fue hacia la aridez (Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002). Para los desiertos de Sonora y Chihuahua, parece haberse establecido las condiciones actuales desde hace aproximadamente 4,000 años AP (Ortega J., 1998). En la parte central se ha registrado una etapa de aridez entre los 5,000 y 4,000 años AP (Lozano y Ortega, 1994; Lozano et al., 1993; Caballero y Ortega, 1998; Caballero et al., 2002), lo que resulta contrastante con datos de Yucatán, en donde se ha encontrado condiciones de humedad para este mismo periodo (Metcalf, 2000; Brenner et al., 2001).

Aunque la señal paleoclimática para el Holoceno se encuentra alterada por los efectos producidos por los humanos, y localmente por el vulcanismo, existe un episodio muy notable de gran sequía alrededor de hace 1,000 años AP, que provocó el periodo más seco en todo el Holoceno, sequía que afectó gran parte del territorio mexicano, pues para ésta misma etapa se ha reportado una gran sequía en la parte del centro de México (Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002), y sureste de la República Mexicana, ocasionando grandes consecuencias en estas zonas tan pobladas en aquellos tiempos, interpretada como una posible causa de la desaparición de la cultura Maya (Brenner et al., 2001; Haug et al., 2003). También se ha reportado para Guatemala (Rosenmeier et al., 2002), el Mar del Caribe, Centroamérica y el norte de África (Nyberg et al., 2001). Son por tanto de gran importancia los estudios paleoclimáticos, no sólo porque podemos saber sobre los efectos climáticos que pudieron llegar a afectar la vida del hombre en ciertas épocas, sino porque además nos pueden ayudar a saber los posibles efectos del clima a futuro.

I.3.2 MINERALES MAGNÉTICOS EN SISTEMAS NATURALES TERRESTRES

Los minerales magnéticos en la naturaleza son derivados de diversas fuentes y procesos asociados a la interacción entre la atmósfera, litosfera, hidrosfera y biosfera, dando lugar al depósito de los mismos en diferentes ambientes, y a procesos posdeposicionales que pueden modificar a estos minerales (Fig. 3). Cada uno de estos aspectos puede ser analizado por las técnicas de estudio del Magnetismo Ambiental. Los estudios de Magnetismo Ambiental han sido aplicados en diversos campos, tales como: climatología, ecología, geomorfología, hidrología, uso del suelo, limnología, oceanografía, sedimentología y pedología.

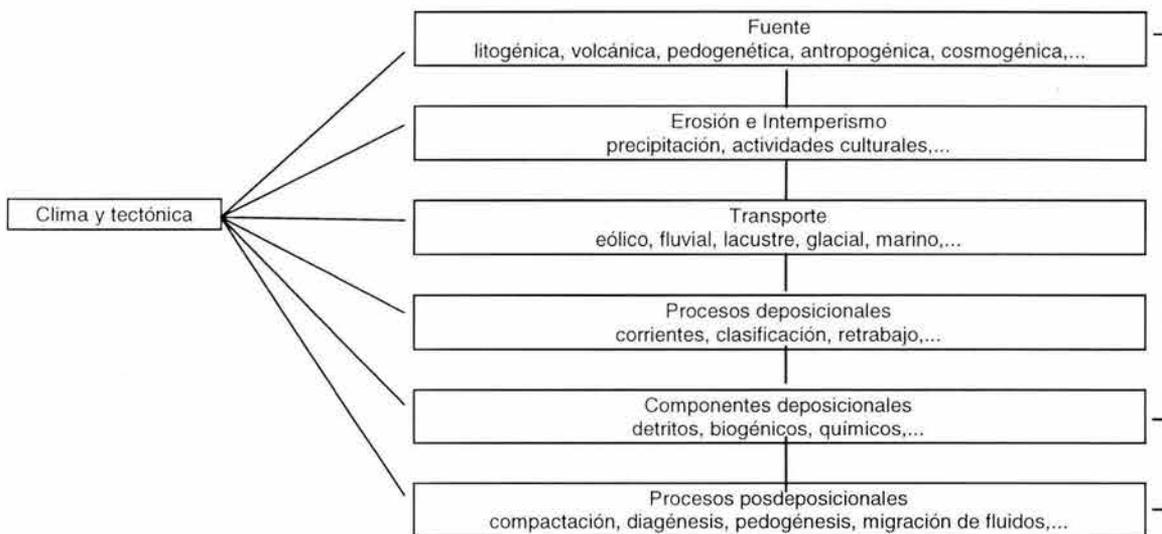


Figura 3. Fuentes de minerales magnéticos y fuerzas que controlan su ciclo en los sistemas naturales terrestres (Verosub y Roberts, 1995).

Los minerales magnéticos se presentan en las siguientes fases:

Ferrimagnéticos: minerales que son capaces de conservar una remanencia magnética, a temperatura ambiental.

- Oxihidróxidos: goethita (α FeOOH).
- Sulfuros: pirrotita (Fe_7S_8), greigita (Fe_3S_4).
- Óxidos: magnetita (Fe_3O_4), titanomagnetita ($x \text{Fe}_2\text{TiO}_4 \cdot [1-x] \text{Fe}_3\text{O}_4$), hematita (α Fe_2O_3), titanohematita ($x \text{FeTiO}_3 \cdot [1-x] \text{Fe}_2\text{O}_3$), maghemita (γ Fe_2O_3) y titanomaghemita ($x \text{FeTiO}_3 \cdot [1-x] \text{Fe}_2\text{O}_3$), (Fig. 4).

Paramagnéticos: minerales que contienen Fe y Mg, incapaces de presentar remanencia magnética a temperatura ambiental, pero que responden en presencia de un campo magnético.

- silicatos: biotita, piroxeno, anfíbol, olivino.
- sulfuros: pirita.
- óxidos: ilmenita.
- arcillas: siderita.

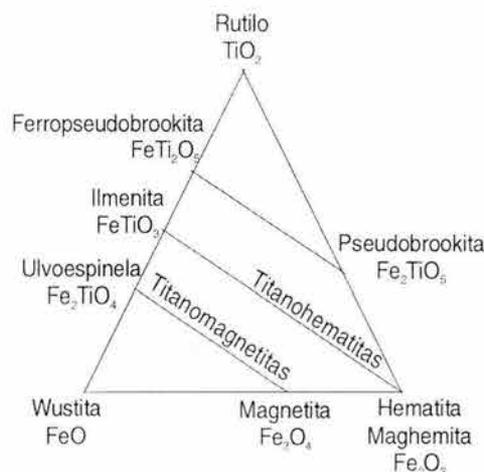


Figura 4. Diagrama ternario de las soluciones sólidas de las series de las titanomagnetitas y titanohematitas.

En los sedimentos lacustres, la interpretación del registro de mineralogía magnética depende fuertemente de la evaluación de las fuentes alternativas de los cuales se derivan, de los tipos dominantes de minerales magnéticos, y de las fuentes y procesos representados. Los principales minerales magnéticos identificados en lagos y los procesos por los cuales los encontramos en sus sedimentos se encuentran resumidos en la Tabla 1.

La mayor parte de estos minerales en lagos son de origen primario (alógenos), aunque en algunos casos es difícil descartar un origen autigénico o diagenético (por ejemplo la hematita y la magnetita). Sin embargo, numerosas evidencias circunstanciales apuntan hacia un origen predominantemente alógeno. Estas evidencias son: concentraciones mayores de minerales magnéticos en las orillas de los lagos, relaciones directas entre la concentración de los minerales magnéticos y otros indicadores paleoecológicos como la aceleración en el aporte de sedimentos, relaciones claramente establecidas entre sedimentos y fuente de aporte en la cuenca en numerosos lagos, y correlación precisa de variaciones mineralógicas recientes con eventos bien documentados en la cuenca.

Tabla 1. Tipos y fuentes de minerales magnéticos en lagos (modificada de Thompson y Oldfield, 1986)

Fuente	Origen	Agente de transporte	Tipos de minerales magnéticos
sustrato rocoso suelos	dentro de la cuenca	aguas superficiales movimientos superficiales de masa	magnetita, hematita, pirrotita MD/SD magnetita impura, maghemita SD/SP goethita/hematita
	fuera de la cuenca	viento	
piroclastos	dentro de la cuenca	corrientes superficiales, caída libre	magnetita
	fuera de la cuenca	viento	
combustión de hidrocarburos fósiles, procesos industriales	dentro de la cuenca	aguas superficiales	
	fuera de la cuenca	viento	magnetita impura
sedimentos lacustres	autígenos, diagenéticos, posdeposicional	<i>in situ</i>	hematita, magnetita, greigita, bacterias magnetotácticas, Siderita.
	SD: Dominio sencillo	MD: Dominio múltiple	SP: Superparamagnético (anexo 1)

1.3.3 RELACIÓN ENTRE PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y PALEOAMBIENTES

Las técnicas de estudio del magnetismo ambiental analizan la concentración, el tipo de minerales, y la distribución de tamaños de granos de minerales magnéticos, con el fin de proporcionar una interpretación de la historia de los cambios ambientales. Debido a que es posible detectar cambios en cantidades minúsculas de óxidos magnéticos con estas técnicas de estudio, se ha hecho popular su empleo como indicadores sensitivos de paleoambientes, así como de trazadores de ciclos de disolución de minerales magnéticos, que puede estar ligada a condiciones fluctuantes de redox que reflejan los cambios de paleoproductividad a través del tiempo (Tarduno, 1992 y 1994). La adecuada aplicación de éstas técnicas para la reconstrucción de paleoambientes, depende de la acertada interpretación de los procesos que determinan las variaciones en la mineralogía magnética. Estos procesos comprenden los siguientes aspectos.

1.3.4 MINERALES MAGNÉTICOS Y PROCESOS EN EL CICLO SEDIMENTARIO

Las aplicaciones de las propiedades magnéticas de sedimentos lacustres, como indicadores de cambios ambientales y climáticos en el pasado (proxies o indicadores paleoclimáticos), son numerosas. Las variaciones en los parámetros de concentración magnética (susceptibilidad, magnetización remanente anhistérica [MRA], magnetización remanente isothermal de saturación [MRIS]) de los registros lacustres, han sido interpretadas como resultado de cambios en la cantidad y tipo de minerales magnéticos transportados al lago por diversos procesos en la cuenca. En las primeras aplicaciones ambientales de propiedades magnéticas, la comparación detallada de registros de susceptibilidad magnética de núcleos de sedimentos de un mismo lago, colectados a varios kilómetros de distancia unos de otros, permitió establecer correlaciones estratigráficas (Thompson et al., 1975; Bloemendal et al., 1979; Thompson y Turner, 1985; Bloemendal y De Menocal, 1989). Estas comparaciones fueron validadas con los registros de indicadores paleoclimáticos independientes (generalmente microfósiles), y demostraron ser de gran utilidad también para la observación de cambios en las tasas de sedimentación.

Los procesos que modifican la concentración de minerales magnéticos en los lagos pueden estar asociados a cambios en la erosión fluvial, la exposición de material no consolidado por deslizamientos de tierra, variaciones en la fuente de aporte de sedimentos, cambios en el uso del suelo y deforestación. De esta manera, los parámetros de concentración magnética pueden ser indicadores de variaciones del balance precipitación/evaporación y el régimen hidrológico de la cuenca (Dearing y Flower, 1982); de eventos catastróficos en la cuenca como avalanchas y sismos (Karlin y Abella, 1992); actividad volcánica, ya sea depósito de piroclastos (Lozano et al., 1993), o modificaciones en la red fluvial (Caballero y Ortega, 1998); cambios en la cubierta vegetal originados por variaciones climáticas (Oldfield et al., 1983; Geiss y Banerjee, 1997); avances y retrocesos de glaciares (Snowball, 1993; Peck et al., 1994); la historia del impacto humano en el entorno (Dearing, 1979); etc.

Las transformaciones que sufren los minerales que contienen Fe en los ambientes sedimentarios lacustres, tanto dentro del lago como en las cercanías del mismo, proporcionan información sobre las condiciones del depósito de los sedimentos. Los cambios climáticos ejercen un fuerte control en los minerales magnéticos secundarios que son transportados a los lagos, al afectar la intensidad y el tipo de productos resultantes del intemperismo, así como la formación de minerales magnéticos en los procesos pedogenéticos. Un ejemplo de lo anterior puede verse en el desarrollo de óxidos y oxihidróxidos de Fe (hematitas y goethitas) durante épocas cálidas (Snowball, 1993; Roberts et al., 1994). Los procesos de formación de suelos son de particular importancia en la transformación de minerales de Fe. El desarrollo de suelos a menudo está acompañado de un incremento en la susceptibilidad magnética; esto puede deberse a reacciones de oxidación/reducción, actividad biológica, y ocurrencia de incendios que eliminan la cubierta vegetal (Mullins, 1977; Maher y Taylor, 1988; Singer et al., 1992).

Aunque en muchos casos la fracción detrítica de los minerales magnéticos es dominante en las propiedades magnéticas, no debe menospreciarse el efecto de las modificaciones posteriores durante la diagénesis, que usualmente complican la interpretación de los registros de propiedades magnéticas. Las fases magnéticas autígenicas más importantes en sedimentos lacustres son la pirrotita y la greigita, cuya presencia como importante portador de remanencia magnética, ha sido reconocida en condiciones reductoras en lagos con alta productividad orgánica (Snowball y Thompson, 1988).

La disolución de minerales magnéticos es un proceso común en muchos lagos (Canfield y Berner, 1987; Williamson et al., 1998), y debe ser evaluada tanto para investigar los efectos del decremento de remanencia magnética en los sedimentos, como para investigar cambios en las condiciones paleoambientales de depósito. Las fases magnéticas están ligadas de manera íntima a la secuencia natural de reacciones relacionadas a la descomposición de la materia orgánica. En sedimentos óxicos lentamente depositados con bajos contenidos de materia orgánica, pueden formarse óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, ocultando la fracción detrítica (Henshaw y Merrill, 1980). En condiciones de sedimentación rápida y alta concentración de materia orgánica, se precipitan óxidos de Mn y se presenta la formación de magnetita biogénica (Karlin et al., 1987). Las bacterias magnetotácticas son una fuente adicional de fases magnéticas en los sedimentos. Estas pueden contener magnetosomas de magnetita (Petersen et al., 1986) o también de greigita (Mann et al., 1990; Bazylinski et al., 1993).

I.3.5 CONSIDERACIONES SOBRE LA APLICACIÓN DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS EN SEDIMENTOS LACUSTRES, COMO INDICADORES PALEOCLIMÁTICOS

Los estudios del Magnetismo Ambiental han llegado a establecer liderazgo en campos como registros de paleoprecipitación en registros de depósitos eólicos (loess) chinos (Heller et al., 1993; Maher et al., 1994), lo que ha permitido establecer funciones de transferencia de parámetros magnéticos con variables climáticas. Las variaciones de susceptibilidad magnética en secuencias de sedimentos oceánicos profundos, lacustres y loess proveen una poderosa herramienta de correlación entre los registros marinos y continentales. De igual manera, han sido de gran utilidad en el estudio del registro de actividad humana, al permitir inferir cambios en el uso del suelo, así como monitorear la emisión de contaminantes. Sin embargo, al aplicar estas técnicas de análisis es necesario estar atentos no sólo de las ventajas que ofrecen, sino también de sus limitaciones.

I.3.5.1 LIMITACIONES

- La mayor limitación que presentan las propiedades magnéticas aplicadas a la reconstrucción de paleoambientes, es que ninguno de los parámetros magnéticos constituye por sí mismo un verdadero indicador paleoclimático universal, en el sentido estricto del término, esto es:

Un verdadero indicador paleoclimático es una variable específica del clima, como la precipitación y la temperatura, o está ligado de manera única e inequívoca a un proceso ambiental natural; por ejemplo el contenido de carbonato en los sedimentos está ligado directamente con la bioproductividad, o la mineralogía de las arcillas con los procesos de intemperismo.

- Existe un alto nivel de complejidad en la interpretación de los datos debido a que no es única, es decir que:

Numerosos factores determinan la mineralogía magnética y la distribución de los tamaños de granos: mineralogía primaria, alteraciones secundarias, procesos diagenéticos, disoluciones, actividad bacteriana por reducción de sulfatos o por producción intracelular de magnetita en bacterias magnetotácticas.

- No siempre un solo proceso climático o ambiental puede contribuir a la señal magnética a lo largo de una secuencia estratigráfica. Por lo tanto, en muchos casos necesariamente deben ser comparados con otros indicadores verdaderos, como lo son el polen, los ostrácodos, etc., lo que establece un modelo climático consistente que explique los cambios observados.
- Actualmente las técnicas de identificación de minerales magnéticos y su distribución de tamaños son más cualitativas que cuantitativas.

I.3.5.2 VENTAJAS

- Pueden aplicarse prácticamente en cualquier secuencia sedimentaria, debido a la ubicuidad de los minerales magnéticos.
- La relativa facilidad con la que puede llevarse a cabo la medida de los parámetros magnéticos, y el bajo costo de operación, han permitido analizar con una gran resolución secuencias sedimentarias relativamente amplias (>140,000 años).
- La medida se lleva a cabo en muestras discretas de 0.5 a 8 cm³, o de manera continua en los núcleos donde se colectan los sedimentos o en los “canales U”.
- Las muestras analizadas suelen permanecer inalteradas para otro tipo de estudios, excepto si han sido sometidas a altas temperaturas.
- Con el uso de magnetómetros criogénicos, se acelera el tiempo de medida de remanencias.
- Y finalmente para el caso de México, gran parte de las medidas pueden hacerse con los equipos disponibles en la UNAM.

Todas estas ventajas han hecho que los estudios de propiedades magnéticas de sedimentos estén convirtiéndose en una herramienta popular para la reconstrucción de condiciones paleoambientales. De igual manera los estudios de indicadores paleoclimáticos a menudo requieren del análisis de varios indicadores independientes, debido a la complejidad de los registros paleoclimáticos y paleoambientales.

Por tanto los beneficios mutuos que se derivan de estudios conjuntos multi- e interdisciplinarios, con multi-indicadores y magnetismo de rocas en sedimentos, proporcionan un escenario más detallado de los cambios ambientales y climáticos, y al mismo tiempo nos ayudan a entender cómo estos cambios afectan la mineralogía magnética y la distribución de tamaños a través de procesos de depósito y posdepósito.

I.3.6 ALGUNAS APLICACIONES PREVIAS EN MÉXICO

La utilidad de las propiedades magnéticas como indicadores de cambios ambientales en sedimentos lacustres en México ha quedado manifiesta en los sedimentos de los lagos, entre algunos de ellos, la Cuenca de México (Caballero y Ortega, 1998; Lozano et al., 1993; Lozano y Ortega, 1994; Ortega B., 1992, Ortega B. et al., 2000), el alto Lerma (Caballero et al, 2001; Caballero et al., 2002), Zacapu (Ortega B. et al., 2002), Patzcuaro (Fisher et al. 2003), el desierto de Sonora (Ortega B. et al., 1999), y el desierto de Chihuahua (Urrutia et al., 1997).

En ellos, las principales aplicaciones han sido en la correlación de registros de una misma región utilizando la susceptibilidad magnética, en la identificación de fases de erosión acelerada, incremento en el gasto de corrientes fluviales, variaciones en los niveles lacustres y de cobertura vegetal, y perturbaciones en los sistemas naturales originados por el asentamiento de los primeros pobladores permanentes alrededor del lago.

I.3.7 ESTUDIOS ANTERIORES EN NAYARIT

Desde el punto de vista paleoambiental y paleoclimático del Cuaternario no existen trabajos para esta región del país hasta el momento, por tal motivo surge el interés en investigar la variación de la humedad y su origen en la región. A continuación se presenta una breve reseña sobre los distintos trabajos realizados hasta el momento y que fueron considerados para la elaboración del presente.

La zona sureste de Nayarit se encuentra poco estudiada desde el punto de vista de las geociencias, ya que han sido escasos los trabajos científicos que se han realizado sobre la misma. Los pocos que existen son de carácter muy regional y por ende, no aportan gran información sobre las características particulares del lago. Unas de las primeras publicaciones que tratan la geología regional son la de Gastil et al., (1978), y la de Nelson y Sánchez (1986), que posteriormente fue actualizada por Ferrari et al., (1997), aunque se encuentra más enfocada en aspectos de la tectónica regional. Cabe destacar que estos trabajos presentan principalmente información referente a los aparatos volcánicos circunvecinos al lago. Sin embargo, se puede destacar la presentación de un mapa geológico regional.

De los trabajos enfocados al municipio de Santa María del Oro se tiene el estudio geológico preliminar del área (Ruiz, 1982), el cual trata la geología local pero con un carácter muy genérico. Otro es el presentado por la Monografía Geológico-Minera del estado de Nayarit, editada por el Consejo de Recursos Minerales (Cárdenas, 1994), en donde se presenta un pequeño mapa geológico de carácter más local, de mayor detalle que el de Nelson y Sánchez (1986), y por último se tiene el trabajo de Serrano y Filonov (2002), el cual presenta datos de interés desde el punto de vista climático y de variaciones de los patrones de circulación general de los vientos, pudiendo tener algunas implicaciones en la interpretación final de nuestros resultados.

Dentro de los trabajos geológicos generales más recientes, se tienen los realizados por la Comisión Federal de la Electricidad (CFE), tal el es caso de los reportes técnicos inéditos, que presentan como base para la construcción de proyectos hidroeléctricos en la región (Sánchez de la Vega et al., 1995; Orozco et al., 2002), así como una tesis en la que se presentan datos similares de la geología y estratigrafía regional (Oropeza, 2003). Otro trabajo también de carácter regional es el de Norato (2003), donde se hace una recopilación de datos geoquímicos de toda la parte occidental de la FVT.

Es notoria la escasez de literatura relacionada con esta región y en particular para el área del lago y sus alrededores, por lo que en este trabajo se presentan de manera general, las características geológicas de la cuenca lacustre y su entorno.

II. GENERALIDADES

II.1 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El lago Santa María del Oro, se ubica en el municipio del mismo nombre, al sureste del Estado de Nayarit, a 35 km de distancia en línea recta al S 67° E de la ciudad de Tepic y a 4.5 km en línea recta al N 24° E del poblado de Santa María del Oro. Cartográficamente se localiza en la intersección de las coordenadas geográficas: 21° 22' de latitud norte y 104° 34' de longitud oeste, a una altitud de 730 metros sobre el nivel del mar (msnm), (Fig. 5).

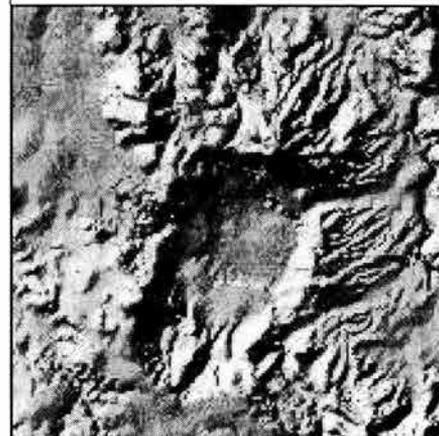
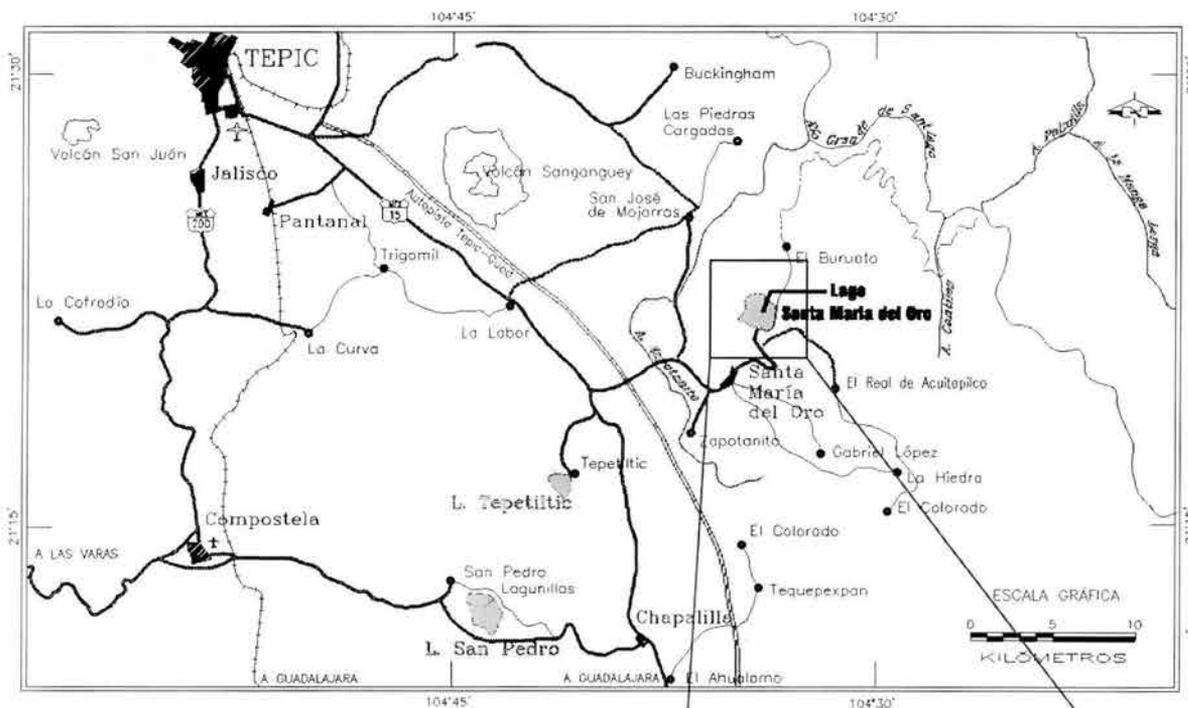


Figura 5. En la parte superior se muestra la localización y vías de acceso al lago de Santa María del Oro, en el Estado de Nayarit. En la parte inferior derecha se observa una imagen realizada a partir de la digitalización de las curvas de nivel, mostrando un acercamiento al área de estudio.

II.2 FIOGRAFÍA

El lago Santa María del Oro se localiza en la parte nor-occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), en el límite con la porción sur de la Provincia Fisiográfica denominada Sierra Madre Occidental (Raisz, 1964), (Fig. 6). La región se caracteriza por presentar grandes aparatos volcánicos del tipo estratovolcán con conos menores asociados, rodeados por extensos derrames de coladas basáltico-andesíticas y depósitos piroclásticos (Ruiz, 1982). Por su parte, la región vecina de la Sierra Madre Occidental, consiste de sierras escarpadas, cordones montañosos alineados con valles intermontanos, cantiles, barrancas y cañadas, con elevaciones que fluctúan entre 250 msnm en sus partes más bajas y 3,000 msnm en las cimas más altas.

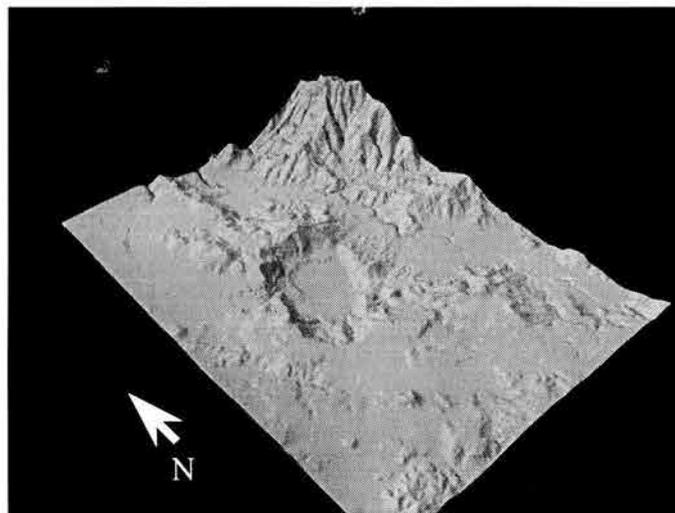
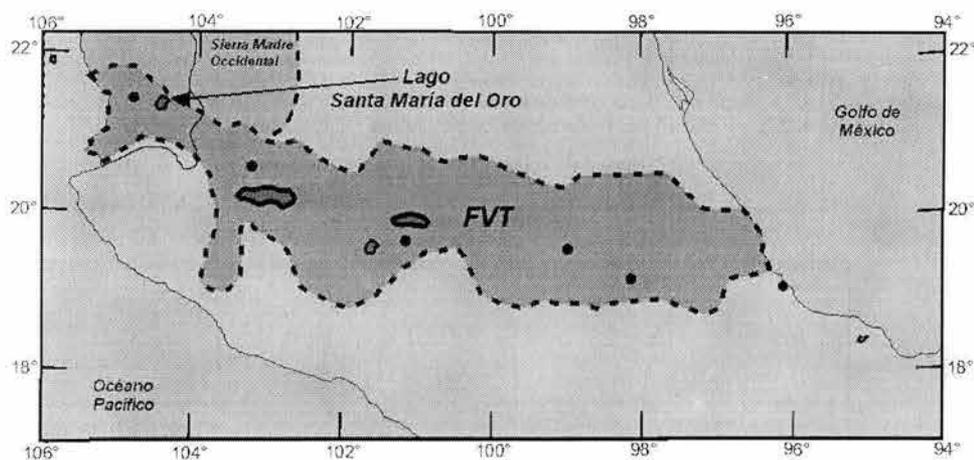


Figura 6. En la parte superior se observa la localización fisiográfica del lago Santa María del Oro, porción nor-occidental de la Provincia Fisiográfica de la Faja Volcánica Transmexicana, en los límites con la Provincia de la Sierra Madre Occidental. En la parte inferior se presenta una imagen isométrica, realizada a partir de la digitalización de las curvas de nivel, mostrando un acercamiento del área de estudio. Las mayores elevaciones en la parte NE corresponden a la Sierra Madre Occidental.

Faja Volcánica Transmexicana: es una de las provincias fisiográficas más impresionantes de la República Mexicana, debido a sus prominencias topográficas a lo largo de sus 950 km (en promedio), desde el Volcán Sangangüey en Nayarit (porción occidental), hasta el Volcán Citlaltepétl en Veracruz (porción oriental); se encuentra localizada entre los paralelos 19° y 21° de latitud norte, presenta una orientación general E-W y su ancho varía entre 50 y 150 km en distintas porciones de la misma, el área que cubre es de aproximadamente 130,000 km².

En su sector occidental, esta provincia está constituida primordialmente por rocas ígneas de composición básica de tipo volcanoclástico y derrames basáltico-andesíticos, asociados con grandes aparatos volcánicos como el Volcán Tequila, Ceboruco, Tepetiltic, San Juan, Sangangüey y Las Navajas, entre otros. En ésta además quedan comprendidos los valles de Tepic, Compostela, Jala, Ixtlán, Amatlán de Cañas, San Pedro Lagunillas, Xalisco, Ahuacatlán y Santa María del Oro, los cuales presentan un relieve poco accidentado de pendientes suaves que son alteradas únicamente por los aparatos volcánicos como el volcán Sangangüey con 2,150 msnm, el Tepetiltic con 2,020 msnm y el del Las Navajas con 1,700 msnm.

Sierra Madre Occidental: es una de las provincias magmáticas más grandes de la República Mexicana, cuenta con un área aproximada de 250,000 km², sus dimensiones aproximadas son 1,400 km de largo por 200 km de ancho, su orientación general es NW-SE y sus elevaciones oscilan entre los 2,100 y 3,000 msnm. Las rocas que la caracterizan son ignimbritas del Oligoceno superior-medio, andesitas del Oligoceno, aunque también contiene basaltos del Cuaternario, y algunos afloramientos de rocas mesozoicas y paleozoicas (Ruiz, 1982). Los municipios cercanos a la zona de estudio y que quedan comprendidos dentro de esta provincia son las de Nayar y La Yesca.

El lago se presenta dentro de la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), la estructura que lo contiene presenta unas paredes muy pronunciadas de forma elipsoidal y la topografía circundante es de extensos derrames de coladas basáltico-andesíticas, depósitos piroclásticos, y conos asociados; al este y norte del mismo se presenta el valle correspondiente al Río Grande de Santiago que aparentemente separa en esta región a la FVT de la Sierra Madre Occidental, conformada por un cordón montañoso altamente escarpado, observable al NE del lago (Fig. 6).

II.3 HIDROGRAFÍA

El lago es de tipo endorreico, ya que no tiene un sistema de drenaje desarrollado y las principales corrientes superficiales que lo alimentan (arroyos), presentan escurrimientos de tipo intermitente.

La estructura que forma el lago de Santa María del Oro, a pesar de ser de tipo endorreico, no se encuentra influenciada por las corrientes superficiales externas a ésta, debido a que las paredes de la estructura sobresalen por encima del nivel topográfico promedio de la zona, lo que ocasiona que el lago únicamente se encuentre influenciado por los pequeños arroyos de tipo intermitente que se forman en sus paredes y que solo durante el periodo de lluvias están activos. Los procesos erosivos del interior de la estructura han propiciado un drenaje característico de tipo dendrítico y radial convergente hacia el lago (Fig. 7).

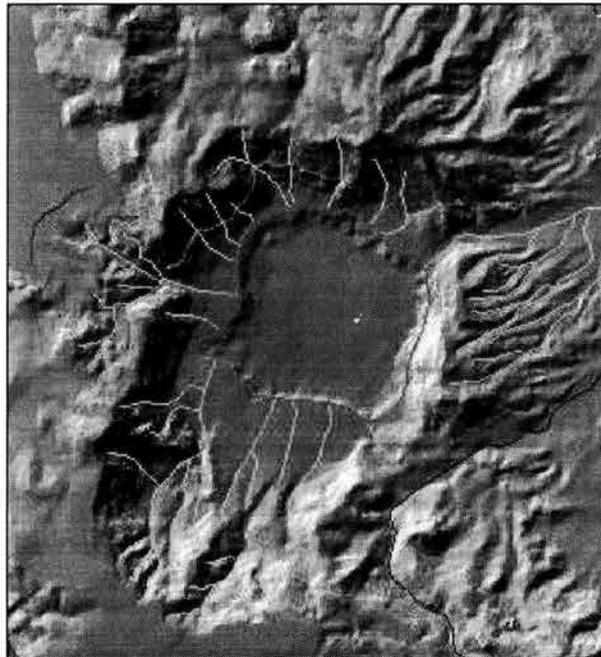


Figura 7. Imagen que muestra la red hidrográfica interna de tipo dendrítico y radial convergente, en la estructura que alberga el lago de Santa María del Oro. Se puede observar como los ríos externos no influyen en el mismo. Imagen realizada a partir de la digitalización de curvas de nivel.

II.4 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima predominante en el estado de Nayarit es cálido y en menor grado se distribuyen los climas semicálido y templado; en el área cercana a Santa María del Oro, según la clasificación de Köppen, el clima se clasifica como cálido o de sabana tropical (A Wo), caracterizado por una temperatura media anual de 22 °C. A lo largo del año se pueden reconocer también los climas cálido sub-húmedo y semicálido subhúmedo aunque existen zonas cercanas al NW, donde se llegan a registrar temperaturas de alrededor de 40 °C, típicas de clima seco durante los meses de mayo y junio. La precipitación media anual oscila entre 800 y 1200 mm (SPP, 1981; INEGI, 1990).

Las condiciones climatológicas dentro del área estudiada son propicias para el desarrollo de una gran variedad de especies animales y vegetales. La vegetación se distribuye en un mosaico irregular cuya conformación depende de los factores del clima y del suelo imperante en la región. Dentro del tipo de vegetación más común se tiene al pino real, encino, guamúchil, guayacán, guayabo, ciruelo y aguacate. Resulta también de interés el área destinada a la agricultura de temporal, principalmente en Santa María del Oro. Hacia las sierras del Río Grande de Santiago, Río Guaynamota, así como al NW del estado, la vegetación es escasa y solo encontramos a las familias de las cactáceas representadas por magueyes, nopales y biznagas (Ruiz, 1982).

II.5 CARACTERÍSTICAS DEL LAGO

El cuerpo lacustre de Santa María del Oro se encuentra dentro de una depresión a una altitud de 730 msnm, cuenta con un diámetro aproximado de 2 km, una área de 3.7 km² y una profundidad máxima de 65 m (Serrano y Filonov, 2002).

Éste se encuentra rodeado por una gran variedad de aparatos volcánicos de distintas edades. Su origen en ocasiones se interpreta como un lago cráter (Ferrari et al., 1997) y en otras como una caldera (Nelson y Sánchez, 1986), sin embargo en general la inclinación es hacia esta segunda idea. Bullard (1976), define a una caldera como toda aquella depresión volcánica que se ha formado por colapso de uno o varios aparatos volcánicos, siempre y cuando sus dimensiones sean mayores a una milla de diámetro (1609 m). Por esta razón en este trabajo se le ha considerado también como caldera, pues la parte interior que conforma el lago, tiene un diámetro de ~2 km y la parte del borde de la misma, presenta un diámetro entre 3 y 5 km, en su eje menor y mayor respectivamente.

El lago se caracteriza por ser una cuenca endorreica, es decir, actualmente no tiene salida superficial de agua, aunque aproximadamente 5 m arriba del nivel actual, en su sector NE, existe una pequeña abertura de las paredes de la caldera, que posiblemente funcionó como desagüe del mismo, en algún momento cuando el nivel del agua era más elevado. La forma del lago es aproximadamente cuadrada y la de la caldera que lo alberga es de tipo elíptico, con su eje mayor en dirección NE; la diferencia de elevaciones entre la parte superior de las paredes de la caldera (el borde) y el cuerpo de agua es de ~300 m en la parte norte y de ~400 m en su sector sur (Fig. 8).

El aporte del agua al lago es primordialmente subterráneo y por las escorrentías de la misma cuenca, por medio de pequeños arroyos de tipo intermitente presentes en época de lluvias. Los bordes de la caldera sobresalen por encima de las planicies

aledañas, por tanto no existen ríos y/o arroyos de carácter permanente que alimenten a la cuenca desde las zonas externas a la misma. La longitud de los pequeños arroyos internos que alimentan al lago en temporada de lluvias, varían en un rango de 400 a 2,000 m de longitud máxima. El nivel actual del agua representa el nivel freático de la región, y por tanto el lago funge como zona de recarga únicamente aumentando su nivel en época de lluvias (Fig. 8).

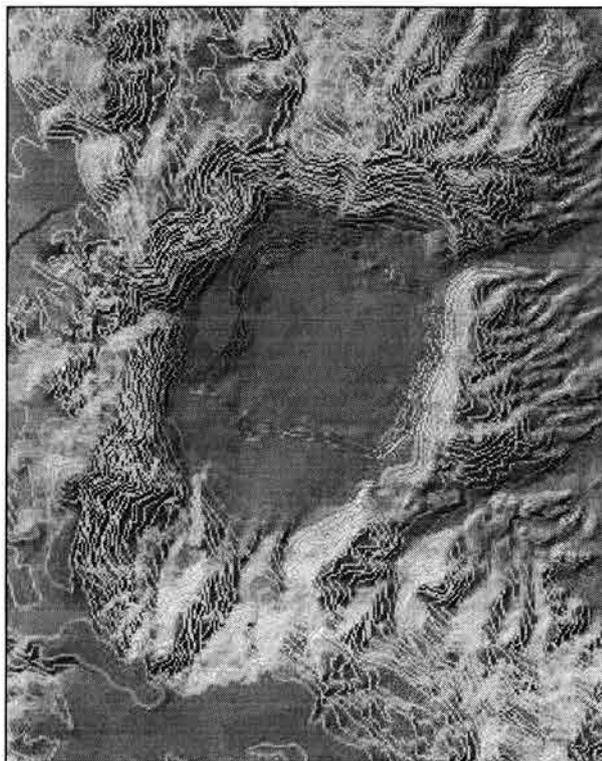


Figura 8. Imagen que muestra la topografía y batimetría de la caldera que alberga el lago de Santa María del Oro. Se puede observar la morforología y características generales de la estructura. Imagen realizada a partir de la digitalización de curvas de nivel y sobrepuestas en una imagen abultada de tonos grises.

II.6 MARCO GEOLÓGICO

En esta sección, se muestran las características geológicas del área circunvecina al lago Santa María del Oro, como contexto para un mejor entendimiento de los procesos que afectan al mismo. Para la elaboración de este mapa geológico local (Fig. 9), se realizó un muestreo de rocas recolectadas en los alrededores del lago, en un radio aproximado de 5 km, para llevar a cabo estudios petrográficos de las distintas unidades observadas previamente por fotogeología (anexo 3). Este mapa geológico fue realizado de acuerdo a trabajos de fotogeología de detalle y tomando como base un estudio geológico preliminar, realizado por el Consejo de Recursos Minerales (Cárdenas, 1994), corroborando las unidades por estudios petrográficos. En éste se puede observar la presencia de rocas andesíticas (Ta), de posible edad Oligoceno-Mioceno, cubriendo la parte SW de la cuenca; también se observa una gran unidad que se encuentra cubriendo gran parte del sector este y norte, constituido por tobas, brechas y riolitas (Tt, Tb, Tr), de posibles edades Mioceno-Plioceno. Otra unidad son los derrames basálticos (Qb), en la parte este, con edad Pleistoceno. Por último se observan los depósitos aluviales (Qal) y/o suelos (Qs), que son los productos más recientes del intemperismo y la erosión de todas las rocas preexistentes y que cubren gran parte del sector este y sureste del mapa.

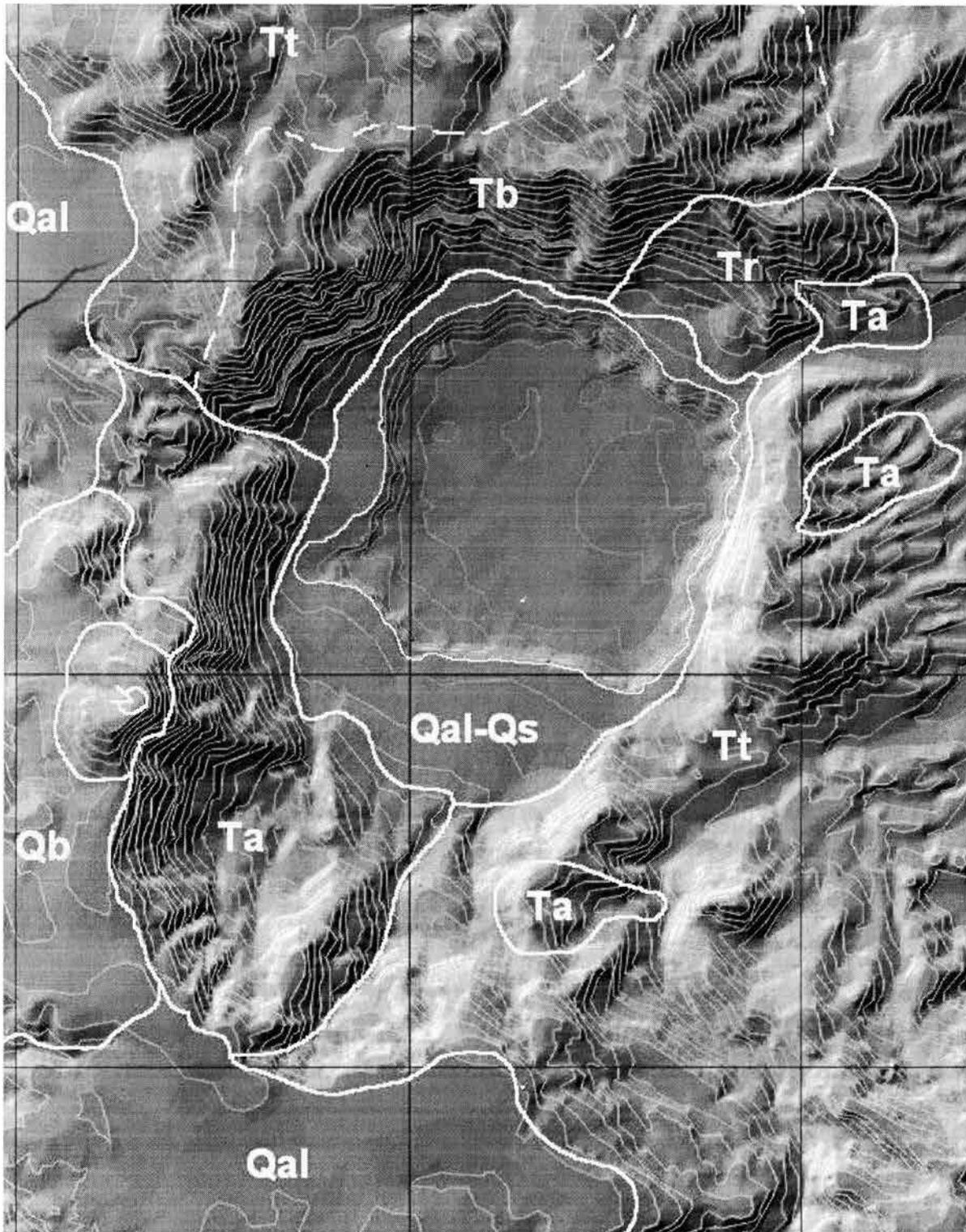


Figura 9. Mapa geológico de la caldera de Santa María del Oro. Las unidades aflorantes en las paredes de la misma son: con edad Terciario (T), Ta: Andesita, Tb: Basaltos, Tr: Riolitas, Tt: Tobas y brechas; edad Cuaternario (Q), Qb: Basalto, Depósitos aluviales Qb y suelos Qs. El mapa se encuentra superpuesto a una imagen realizada con base en la digitalización de las curvas de nivel.

II.6.1 ESTRATIGRAFÍA

En esta sección se presentan las descripciones generales de las distintas unidades que componen la estratigrafía local (Fig. 9), de las rocas circundantes al lago Santa María del Oro. En el anexo 4 se presenta además una descripción de toda la estratigrafía regional y sus implicaciones tectónicas.

TERCIARIO

Andesitas (Oligoceno-Mioceno, Ta)

Rocas de color gris verdoso, presentan fracturamiento y pseudoestratificación, textura porfídica, estructura masiva y fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica. Afloran al suroeste del lago. Se les ha asignado una edad de 22.4 ± 3.5 M. a. (Orozco et al., 2002), correspondiendo a la cima del Oligoceno y base del Mioceno.

Ignimbrita El Cajón (Mioceno Temprano, Tt)

Está constituida por emisiones ignimbríticas de composición predominantemente riodacítica. Presenta pseudoestratos gruesos en la base, dándole un aspecto masivo a la roca, éstos se hacen más delgados hacia la cima. Su textura en general es piroclástica con cristales orientados, presenta coloraciones que varían del gris claro a ligeramente violeta, rosa y pardo. Aflora en la región noreste presentada en la figura 9.

Su espesor estimado se calcula en 600 m aproximadamente, y la edad que se le asigna es del Mioceno (Orozco et al., 2002). De acuerdo a los cambios texturales tan marcados que presentan sus rocas se logra diferenciar tres miembros o unidades. La **Unidad 1**, se presenta en pseudoestratos gruesos (4 m), lo que le da un aspecto masivo; está conformada por fragmentos de pómez, líticos angulosos derivados de rocas andesíticas. Su espesor estimado es entre 150 y 200 m. La **Unidad 2**, está constituida por rocas de textura piroclástica a brechoide, se presenta pseudoestratificada en horizontes de 3 a 5 m. En la parte media y superior de esta unidad se observa, la presencia de horizontes aglomeráticos, formados por fragmentos y bloques de formas subangulosas a subredondeadas empacados en una matriz de material devitrificado a criptocristalino. La **Unidad 3**, se clasifica megascópicamente como una toba pobremente soldada, que se distingue de las otras dos unidades por su menor contenido y tamaño de los fragmentos de pómez y líticos.

Secuencia Volcanosedimentaria (Mioceno Tardío, Tt - Tr)

Esta secuencia presenta texturas que varían desde piroclástica fina, hasta arenosa o aglomerática y es de color gris claro a pardo con tonalidades rosadas a violetas. Se ha dividido en dos miembros (Sánchez de la Vega et al., 1995); el miembro inferior está constituido por un aglomerado de aspecto masivo con pseudoestratificación gruesa, conformado principalmente por fragmentos de rocas porfídicas ácidas e intermedias subangulosas, contenidos en una matriz constituida por cenizas volcánicas arenosas y cementados por sílice, su espesor promedio se ha estimado en 40 m. El miembro superior se caracteriza por una alternancia de materiales piroclásticos conformados por materiales limolíticos, arenosos finos, fragmentos subangulosos a subredondeados de pórfidos andesíticos y riolíticos, clastos de ignimbritas y basaltos, contenidos en una matriz tobácea brechoide a areno-arcillosa; su espesor promedio se estima en 270 m.

No se tienen edades absolutas para esta unidad, sin embargo, por su posición estratigráfica encima de la *Ignimbrita El Cajón*, y por existir un periodo de erosión entre ambas, se le asigna una edad de Mioceno Tardío (Orozco et al., 2002).

Tobas Terciario inferior (Mioceno Tardío-Plioceno, Tt)

Son rocas de textura piroclástica, cristalinas, en matriz cuarzo-feldespática más fina, de color violeta a gris claro, dispuestas en pseudoestratos que varían de gruesos en la base a delgados en la cima, donde su aspecto es más arenoso. Esta unidad se clasifica megascópicamente como una toba cristalina de composición riodacítica.

Se le ha asignado una edad tentativa Mioceno Tardío-Plioceno Temprano por consideraciones estratigráficas. Su espesor se estima entre 60 y 70 m aproximadamente.

Basaltos Terciarios (Plioceno, Tb)

Las rocas que conforman esta unidad presentan textura equigranular a porfirítica, son de color gris oscuro a negro con tonos verdosos, contiene cristales pequeños de piroxenos bien desarrollados dentro de una matriz feldespática y ferromagnesiana; presentan características típicas de un derrame de lava interestratificado con rasgos de estructuras primarias en algunos sitios y evidencias de corrientes de flujo. Se clasifica megascópicamente como basalto microporfídico de piroxenos, su espesor promedio se estima en 100 m. Por efectos del intemperismo y alteración, la roca presenta una estructura esferoidal. Su edad podría situarse a mediados del Plioceno, pues cubre en aparente concordancia a la Toba Terciario Inferior. En el área cercana al lago, se presenta en pequeños lentes que fueron muestreados en campo.

Tobas Terciario Superior (Plioceno Tardío, Tt)

Son rocas de textura piroclástica, cristalinas, de color violeta, pardo y verde claro, presentan estructuras primarias de flujo y horizontes bien definidos; en la cima se observa un paquete tobáceo con textura arenosa de grano fino a medio dispuesto en capas laminares. En su porción inferior se clasifica megascópicamente como una toba cristalina de composición riodacítica, mientras que en su cima son tobas arenosas. Por consideraciones estratigráficas se le asigna una edad Plioceno Tardío, su espesor promedio se estima en aproximadamente 100 m.

CUATERNARIO

Basaltos Cuaternarios (Pleistoceno, Qb)

Son rocas de textura afanítica, de color gris oscuro a negro, contienen pequeños cristales de piroxenos bien desarrollados en una matriz afanítica; en sus afloramientos forman mesetas angostas de superficie plana, conformadas por derrames de lava. Se clasifican megascópicamente como basaltos ligeramente vesiculares. Su espesor promedio se estima en 20 m, y afloran al este del lago.

Volcanismo (Pleistoceno Tardío-Holoceno)

Actividad piroclástica tipo surge, que ha sido reconocida en los valles de la parte norte del lago y dentro de la caldera en su sector sur, donde realiza el primer quiebre de la carretera que sale del lago. Se han reportado varios sitios fuera del mapa con distintas edades, en Tepic, pómez riolítica con espesores de 2 a 9 m y con edad de ~14,770 años AP, y otras dos de ~23,010 y ~33,750 años AP, muy probablemente productos del Volcán San Juan, a 40 km al NW del lago.

Toba Jala: volcanismo conformado por depósitos piroclásticos de pómez. La unidad inferior se compone de una pómez riolítica blanca y las unidades superiores se componen de ceniza volcánica con fragmentos de vidrio muy finos y depósitos de caída de pómez más gruesos, con xenocristales de olivino y piroxeno. Nelson (1986) y posteriormente Ferrari y colaboradores (1997), reportan las edades de 1020 ± 200 y 1030 ± 200 años AP, de acuerdo a fechamientos radiométricos realizados por ^{14}C . Se ha reconocido dentro de la secuencia de sedimentos extraídos del fondo del lago como una tefra de 1 cm de espesor; también se encuentra aflorando al sureste del lago (fuera del área del mapa), disminuyendo su espesor desde el Volcán Ceboruco hacia el sector NW del mismo, con espesores desde ~15 m al norte del mismo.

En el Volcán Sanganguey, a 18 km al NW del lago, se han fechado **lavas** con edades de ~1000 años AP, y en el Volcán Ceboruco, a 27 km al SE del lago, se han reportado erupciones de lavas en 1542 y 1567, y algunas emisiones posteriores de **lavas y cenizas** volcánicas en 1870 y 1875, representando el evento de vulcanismo más joven del área.

Aluvión (Holoceno, Qal)

Está constituido por clastos y bloques bien redondeados y mal clasificados, gravas, arenas y limos de coloración variable, los espesores de estos depósitos varían desde 2 hasta 15 m, representan uno de los fenómenos recientes que están en proceso dentro de la evolución geológica de la región; se observan al este y sur, fuera del lago de Santa María del Oro. En la parte interna de la caldera se observan zonas con aluvión de espesores menores a 2m, pero que en su superficie mayoritariamente presenta suelos que han sido utilizados para el cultivo.

III. METODOLOGÍA

III.1 MUESTREO EN CAMPO

En primer lugar, se realizó una etapa de planeación de los sitios de perforación, para lo cual se consultó el trabajo de Serrano y Filonov (2002), donde se presenta un mapa batimétrico realizado dentro de dicho lago. De este mapa se determinaron las zonas donde el tirante de agua no excede los 20 m, por ser el máximo con que puede trabajar el equipo de perforación que actualmente se tiene en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Otra consideración para la selección de los sitios fué la presencia de pendiente baja, para permitir centrar los sitios de perforación en puntos donde la sedimentación no está altamente sujeta a procesos de derrumbes.

El sitio de perforación seleccionado se encuentra cercano a la rívera suroeste del lago, a ~100 m de la orilla (Fig. 10), cuenta con un tirante de agua de ~12 m. Los núcleos de sedimentos se obtuvieron mediante un equipo nucleador de pistón tipo Livingstone el cual funciona a base de percusión, las características de este permiten coleccionar los sedimentos con una deformación mínima, un alto porcentaje de recuperación y con un estricto control de la profundidad perforada. El sistema utiliza tubos de acero de 1 o 2 m de longitud con diámetro interno de 80 y 50 mm. En este caso se utilizaron únicamente tubos de 1 m de longitud para la realización de cuatro perforaciones de diferentes longitudes, entre cuatro y nueve metros de profundidad.

El primer sitio de perforación (SMO 02 I), se localiza en las coordenadas $21^{\circ} 21' 55.4''$ N, $104^{\circ} 34' 52.1''$ W, en el se coleccionó una columna de sedimentos de 4 m de profundidad; el segundo núcleo de sedimentos recuperado (SMO 02 III), se localiza en $21^{\circ} 21' 56.8''$ N, $104^{\circ} 34' 48.5''$ W, tiene una longitud de 6 m; el tercer punto (SMO 02 IV), se localiza en $21^{\circ} 21' 57.6''$ N, $104^{\circ} 34' 47.6''$ W, con profundidad de 8 m y por último el sitio (SMO 02 V), se localiza en $21^{\circ} 21' 58.0''$ N, $104^{\circ} 34' 47.0''$ W, y alcanzó la profundidad máxima de 9 m (Fig. 10).

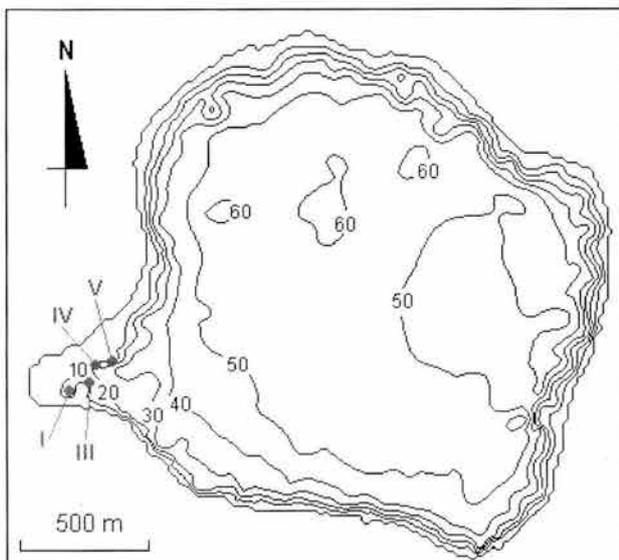


Figura 10. Mapa batimétrico del lago de Santa María del Oro, mostrando los cuatro sitios de perforación (puntos), en la rívera suroeste del mismo (modificado de Serrano y Filonov, 2002).

III.2 EXTRACCIÓN DE LOS SEDIMENTOS Y SUB-MUESTREO

En esta segunda etapa (de laboratorio), se realizaron varios tipos de muestreo de forma sistemática. Entre éstos, se tienen los realizados para pruebas de magnetismo de rocas, análisis geoquímicos, polen, diatomeas, ostrácodos, granulometría y petrografía. El muestreo prácticamente cubre la totalidad de la columna de sedimento (8.8 m), pues se llevó a cabo en intervalos con estrecho espaciamiento, con excepción de las escasas zonas deformadas o alteradas durante el proceso de la perforación. En particular la mayor parte de éste muestreo se realizó en el núcleo SMO 02 V, con excepción de algunos casos especiales donde fue necesaria la extracción de material de alguno de los otros tres núcleos. Por tal motivo, para todos los casos de este trabajo donde se trata sobre muestreo o resultados del mismo, se estará haciendo referencia al núcleo SMO 02 V, a menos que se especifique lo contrario.

Como primer paso se extrajeron los sedimentos de los tubos de acero (tubos del equipo de perforación), utilizando émbolos de dimensiones iguales al diámetro interior de los tubos, lo que permite la expulsión de estos y evita su deformación y/o mezcla (Fig. 11). Al ser expulsados de los tubos de acero, los sedimentos se colocan en tubos de *pvc*, cortados en dos canaletas (dos mitades) con la finalidad de poder cortar los núcleos de sedimento longitudinalmente en dos partes iguales, y de este modo utilizar una mitad en las distintas pruebas y la otra guardarla como registro para consultas posteriores. La mitad de sedimentos que se pone para disposición de los distintos análisis se utiliza casi en su totalidad, inclusive en ciertas ocasiones resulta necesario utilizar parte de la muestra que queda como testigo, para algunos análisis posteriores.

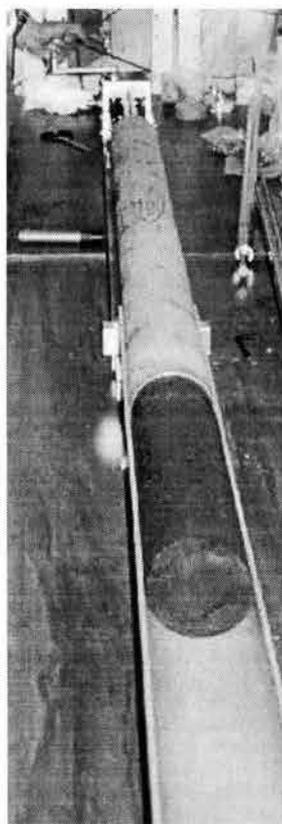


Figura 11. Extracción de los sedimentos de los tubos del equipo de perforación.

Para los análisis de magnetismo de rocas el intervalo de muestreo a lo largo de los 8.8 m de sedimentos, fue realizado aproximadamente a cada 5 cm, en cubos de acrílico de 8 cm³ de volumen, aunque el intervalo no es del todo constante, pues depende de la existencia de capas mayores a 2 cm de espesor.

En los estratos en los cuales el espesor de los mismos fue menor a 2 cm, se colectaron muestras en popotes de plástico, en cantidades variables de sedimentos que pertenecen a una sola capa o un solo tipo de litología, en las que se requiere la aplicación de varias técnicas para tener una información más detallada de las características de dicho material. Estas pueden variar en dimensiones y peso de acuerdo al tipo de prueba que se vaya a realizar, pueden ser desde algunos miligramos hasta varios gramos.

Las muestras fueron conservadas húmedas a temperaturas alrededor de 6 °C, hasta que se midió sus propiedades. Las muestras colectadas en popote se secaron a 40 °C durante 24 horas, y se utilizaron para medir algunos parámetros magnéticos adicionales, y otros como el análisis de distribución de tamaños de partículas, difracción de rayos X (DRX), fluorescencia de rayos X (FRX), estudios en el microscopio electrónico de barrido (MEB), carbono inorgánico total (CIT), carbono orgánico total (COT), susceptibilidad vs. temperatura y realización de láminas delgadas, todos estos muestreos también se realizaron a lo largo de los 8.8 m de sedimentos.

Para la selección de estas pequeñas muestras, al principio solo se consideraron las capas donde se observan diferencias claras de textura, litología y/o color para determinar las características del comportamiento de las mismas. Después se consideraron secciones específicas de muestreo, por presentar un comportamiento diferente en los resultados de las primeras pruebas de magnetismo de rocas. Todo este muestreo más detallado se realizó con la finalidad de determinar cuales son las diferencias entre las distintas clases de sedimento.

Para los estudios de polen, diatomeas y ostrácodos que realizan en paralelo otros investigadores de los institutos de Geología y Geofísica de la UNAM, se realizó también un muestreo a lo largo de toda la columna (8.8 m). Estas muestras fueron extraídas mediante un pequeño nucleador cuadrado con un pistón que extrae 1 cm³ de sedimento, igual que para las muestras de 8 cm³ utilizadas para pruebas de magnetismo de rocas (similar pero de 2 cm de lado).

III.3 ANÁLISIS INICIALES

Inicialmente se realizó la medida de la susceptibilidad magnética (κ), en los núcleos completos, inmediatamente después de haber sido extraídos los sedimentos de los tubos de acero, con el objetivo de estimar de manera preliminar y rápida, la variabilidad de la litología a lo largo de la columna, así como para realizar una correlación lateral entre los núcleos, lográndose muy buenos resultados de una forma sencilla, datos que además fueron corroborados mediante la observación directa en los núcleos de sedimentos.

La susceptibilidad magnética se midió en los cuatro núcleos de sedimentos completos, utilizando un sistema Bartington, que consta de un medidor modelo MS2, y un sensor en forma de anillo (modelo MS2C) de 100 y 72 mm de diámetro, para los tubos de sedimento con diámetros de 80 y 50 mm respectivamente. El intervalo de medida a lo largo de los núcleos se hizo a cada 2 cm de distancia.

La señal detectada por el susceptibilímetro es transmitida a un equipo de computo, utilizando el programa de la misma empresa que el equipo mencionado. Este programa (*Multisus*), realiza un ajuste automático, correspondiente a la diferencia entre el diámetro del anillo y el del núcleo, obteniéndose así una curva de susceptibilidad magnética ajustada.

Posteriormente, los núcleos fueron seccionados longitudinalmente a la mitad, en secciones de ~1 m de longitud, y después fotografiados en detalle uno por uno, tanto en éstas secciones completas, como en segmentos de ~20 cm de longitud, para conformar una base digital de fotografías, abarcando la totalidad de los perfiles de sedimentos en los cuatro pozos perforados. Estos análisis iniciales se llevaron a cabo en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM.

III.4 PROPIEDADES FÍSICAS

Se realizó una descripción detallada de las características estratigráficas de toda la columna de sedimentos. Para la determinación de la mineralogía, se llevaron a cabo estudios en microscopio estereográfico, microscopio petrográfico, y microscopio electrónico de barrido (MEB). Asimismo, se realizó un análisis de distribución de tamaño de partículas. Estos análisis permitieron conocer más detalladamente las características mineralógicas como son el tamaño, forma y abundancia de cada uno de los distintos componentes de los sedimentos.

III.4.1 TAMAÑO DE PARTÍCULAS

Este análisis se llevó a cabo utilizando el analizador del tamaño de partículas *Auto Fritsch Sieve Analyzer*. Equipo electrónico que funciona a base de un haz de luz que pasa a través de un recipiente que contiene las partículas en suspensión, nos permite saber exactamente el tamaño de éstas y el porcentaje relativo de abundancia, clasificándolas de acuerdo al tamaño (Wentworth, 1922), en la que se establecen rangos de tamaños en unidades ϕ para los diferentes tipos de partículas conocidas (arcillas, limos, arenas, etc).

Esta técnica se aplicó a lo largo de los nueve metros de sedimentos, utilizando pequeñas muestras (~3 g), tomadas de forma sistemática a intervalos regulares cada ~3 cm de distancia. Previamente a iniciar el estudio, las muestras fueron disgregadas en su totalidad por medio de la utilización de un baño ultrasónico, el cual se aplicó en las muestras durante un lapso de 15 a 30 minutos, logrando la separación de todas las partículas que conforman los sedimentos. Se analizó un total de 237 muestras en los 8.8 m del núcleo de mayor longitud (SMO 02 V), así como también se analizaron otros puntos extras, en intervalos específicos correspondientes a los primeros metros de la secuencia en el mismo núcleo. Estos análisis se realizaron en el laboratorio de vulcanología del Instituto de Geofísica de la UNAM.

III.4.2 MINERALOGÍA

Está se analizó mediante tres equipos distintos, el primero es un microscopio estereográfico Olympus SZPT, con el cual se analizaron 12 muestras representativas de los seis grupos con características texturales y coloración diferente, procedentes de los 5 m superiores de la secuencia. Para el estudio de la mineralogía de estas muestras, únicamente fue necesaria la desecación de las mismas a una temperatura de 40 °C, durante 12 horas.

El siguiente equipo utilizado para la identificación de la mineralogía fue un microscopio petrográfico Olympus BX60, mediante la técnica de luz transmitida a través de láminas delgadas con un espesor de ~30 µm, con el cual se analizaron 12 láminas delgadas realizadas a partir de preparaciones con sedimentos desecados, pertenecientes a los 2 m superiores del núcleo SMO 02 V.

El tercer equipo utilizado es un MEB, que consta de un sistema óptico JEOL-35C, con un rango de aumentos de 10 a 180,000X. Se realizaron separados de material magnético en 10 muestras que representan las diversas unidades estratigráficas principales observadas a simple vista, mediante un separador de marca Franz. De estos separados magnéticos, se colectaron individualmente por segunda ocasión, algunas partículas específicas mediante el uso de un microscopio estereográfico binocular. Además, se realizaron cinco separados con los distintos minerales existentes, abarcando por completo la mineralogía de los sedimentos, para determinar su composición química y de esta forma contar con mayor información acerca de la composición total de los sedimentos, así como para observar la morfología de los granos. En cada una de las muestras observadas con el MEB, se analizaron alrededor de 40 partículas aproximadamente, todas ellas correspondientes al núcleo SMO 02 III.

Los análisis de MEB fueron realizados en el Instituto de Geología y los de microscopio estereográfico y petrográfico en el departamento de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, ambos pertenecientes a la UNAM.

III.5 ANÁLISIS GEOQUÍMICOS Y RADIOMÉTRICOS

Los análisis químicos nos han servido como guías en la verificación de la mineralogía reportada por las pruebas de magnetismo de rocas, como ayuda en la interpretación de resultados, así como también para saber la composición química de la mineralogía presente en la secuencia. Los análisis radiométricos son la base para el establecimiento de edades de la secuencia.

III.5.1 FECHAMIENTOS POR ISÓTOPOS RADIOGÉNICOS

El establecimiento de la escala de tiempo para la columna colectada se realizó a través de nueve fechamientos por ^{14}C , que cubren los 8.8 m de sedimentos del núcleo SMO 02 V. Estos se llevaron a cabo en la Universidad de Branch, Florida, por *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory*; para realizarlos se extrajeron pequeñas muestras de turba, madera o sedimento de la parte central del núcleo, tratando de evitar cualquier tipo de contaminación que pudiera alterar los resultados.

III.5.2 FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

Una de las técnicas de análisis químicos más utilizadas para trabajos de investigación geológica, es la FRX, la cual utiliza muestras de roca y da mucha confiabilidad a los resultados obtenidos por la alta precisión del equipo, principalmente a los de elementos traza contenidos en una roca.

El presente estudio fue realizado en un espectrómetro secuencial de FRX, marca Siemens SRS 3000 con tubo de Rh y ventana de Be de 125 mm. Las muestras utilizadas son: muestras fundidas (para determinación de elementos mayores), y prensadas (para determinación de elementos traza), los equipos utilizados para formar las muestras son de Corporation Scientifique Claisse (Lozano et al., 1995). El sistema de FRX se encuentra instalado en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), del Instituto de Geología de la UNAM, cuenta con condiciones específicas tales como clima controlado y sistema de recalibración, lo que proporciona condiciones óptimas para obtener resultados con confiabilidad y rapidez (anexo 2).

Esta técnica nos proporciona análisis químicos, de elementos mayores y traza de una muestra de aproximadamente 5 g de masa, los análisis nos permiten saber más a detalle sobre la composición química, su principal limitante es que no detecta elementos con número atómico menor a 11. Se procesaron un total de 18 muestras para elementos mayores así como para trazas, correspondientes a los 5 m superiores del núcleo SMO 02 V.

III.5.3 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Este método de análisis químico, también nos permite conocer la composición de los materiales, pero además proporciona información sobre la presencia de algunos minerales, que no son detectables mediante el uso de la FRX; tiene la ventaja de analizar materiales arcillosos con menor cantidad de muestra (~2 g). Nos proporciona la identificación de los minerales presentes en una muestra, aunque se requiere la utilización de otro método geoquímico para obtener los porcentajes de cada elemento (anexo 2).

Se analizaron 13 pequeños separados magnéticos de muestra, así como 10 muestras totales, correspondientes a los 5 m superiores del núcleo SMO 02 V; los difractogramas fueron corridos en un difractómetro Phillips Modelo 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro), utilizando radiación $\text{CuK}\alpha$, en el intervalo angular de 4 a 70 grados y en condiciones normales de operación (30 kV y 20 mA); el equipo se encuentra ubicado en los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM.

III.5.4 COULOMETRÍA DE CARBONO

Esta técnica nos permite conocer las variaciones en el contenido de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT), contenido en una muestra, utilizando de 10 a 20 mg de material para el proceso. El equipo es un Coulómetro de CO_2 (UIC), modelo 5011 (anexo 2). Se analizaron un total de 160 muestras correspondientes a los 6 m superiores de la secuencia del núcleo SMO 02 V, en los laboratorios del Centro de Investigaciones Limnológicas de la Universidad de Minnesota.

III.6 PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Estos análisis de magnetismo fueron realizados en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM, así como en los laboratorios del Instituto de Magnetismo de Rocas de la Universidad de Minnesota.

III.6.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Es la facilidad con la que pueden magnetizarse las muestras, bajo la presencia de un campo magnético externo (Butler 1998). La susceptibilidad de las rocas o sedimentos, depende de todas las fracciones minerales que la componen, en ellas están presentes la fracción ferrimagnética, paramagnética y diamagnética con las cuales se determina el valor de la susceptibilidad total de la roca (anexo 1). Puede estar expresada en términos de volumen (κ), o de masa específica (χ).

Es necesario restar la componentes paramagnética y diamagnética, para que los resultados representen los minerales ferrimagnéticos y antiferromagnéticos imperfectos de la secuencia; de los ciclos de histéresis pueden calcularse estas componentes para ser restadas.

Los sedimentos lacustres presentan una respuesta magnética relativamente baja, en comparación con las rocas volcánicas que presentan las respuestas más altas. A pesar de esto, el equipo utilizado logra detectar la respuesta de los minerales magnéticos y se han obtenido resultados que serían difíciles de observar mediante otras técnicas. En la Tabla 2 se presentan las diferencias existentes entre los rangos de susceptibilidades, observadas para distintos tipos de rocas.

Tabla 2. Variación de la susceptibilidad magnética en diferentes tipos de rocas.

Rocas ígneas	(κ)	Rocas sedimentarias	(κ)	Rocas metamórficas	(κ)
	(SI x 10 ⁻⁵)		(SI x 10 ⁻⁵)		(SI x 10 ⁻⁵)
Basaltos	2.2 -125.7	Limolita	2.5	Gneis	0.6
Gabro	1.3	Lutita	1.26	Esquisto	0.13
Diorita	0.6	Arenisca	1.26	Pizarra	0.13
Ultrabásicas	0.3	Lechos rojos	0.063 - 0.63		
Granitos tipo "A"	0.3	Calizas	< 0.013 - 0.025		
Granitos tipo "I"	1 x 10 ⁻³				

Thompson y Oldfield, 1986.

Se midió la susceptibilidad magnética en muestras colectadas en cubos de 8 cm³, en un total de 242 muestras, correspondientes a los nueve metros de la secuencia del núcleo SMO 02 V, en un equipo Bartington para medir la susceptibilidad en alta (χ_{af}) y baja frecuencia (χ_{bf}), a 4.65 kHz y 0.465 kHz respectivamente (modelo MS2B). Después de ser medida la susceptibilidad en ambas frecuencias, se aplicó la ecuación $\chi = (\chi_{bf} - \chi_{af} / \chi_{bf}) * 100$, para obtener el valor de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df} %).

III.6.2 MAGNETIZACIÓN REMANENTE NATURAL (MRN)

La magnetización remanente en las rocas, reside en los minerales ferrimagnéticos y ferromagnéticos parásitos, incluidos en una matriz de minerales diamagnéticos y paramagnéticos (Anexo 1). Los diferentes componentes de esta magnetización son la evidencia de cambios en el campo magnético terrestre ocurridos a partir de la formación de la roca, los cuales son detectados de una forma más fácil en las rocas ígneas máficas, como el basalto, aunque también es posible detectarla en sedimentos lacustres o marinos.

En los sedimentos depositados en condiciones acuosas, los granos de magnetita que se depositan son libres de girar como agujas imantadas y alinearse con el campo magnético terrestre conforme caen. Después, al quedar sepultados por sedimentos subsecuentes, ya no pueden moverse libremente, registrando el alineamiento del campo magnético en ese instante. De este modo se forma un registro permanente de los campos magnéticos pasados de la Tierra.

Esta magnetización puede ser cuantificada en forma numérica mediante el uso de un magnetómetro, en este caso particular se utilizó uno de giro a baja velocidad marca Molspin, que utiliza muestras discretas de 8 cm³ de volumen. En total se procesaron 82 muestras correspondientes a los cinco primeros metros de la secuencia, en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM.

III.6.3 MAGNETIZACIÓN REMANENTE ANHISTÉRICA (MRA)

Se produce de forma artificial en laboratorio, aplicando un campo magnético directo constante, sobrepuesto a un campo alterno que aumenta lentamente con el tiempo, imprime una magnetización remanente en los materiales, depende de la concentración de minerales ferrimagnéticos y es independiente de la fracción paramagnética y diamagnética (Stacey y Banerjee, 1974; King et al., 1982; Maher, 1988). En muestras monominerales, es sensible a granos de dominio sencillo (DS) y pseudosencillo (DPS), (anexo 1).

Se procesaron las muestras en cubos pertenecientes a los cinco metros superiores, en total 82 muestras, del núcleo SMO 02 V. Se midió la remanencia adquirida al someter a la muestra a una serie de campos alternos que se incrementan paulatinamente, en 5, 10, 20, 30, 40 50, 60, 80 y 100 mT, en un campo directo (CD) de 50 μ T. Una vez alcanzado el campo máximo aplicable, se aplica un campo inverso en los mismos incrementos. Con este proceso, es posible inferir la presencia de minerales magnéticos "duros", es decir, aquellos que presentan una resistencia mayor a ser magnetizados (alta coercitividad), y "suaves", que adquieren más fácilmente una magnetización (baja coercitividad). En términos generales, se considera minerales "duros" a la hematita y la goetita, o a titanomagnetitas pobres en Ti de dominio sencillo, y "suaves" a minerales multidominio (DM), generalmente granos con diámetros mayores a 100 μ m. Estas pruebas fueron realizadas en un magnetómetro de giro tipo Molspin, en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM.

III.6.4 MAGNETIZACIÓN REMANENTE ISOTERMAL (MRI)

Este tipo de magnetización también es artificial, se aplica en laboratorio mediante un campo magnético directo (Butler, 1998), en forma de pulsos de magnitud muy grande de hasta 1 Tesla (T), campo que comúnmente se expresa como campo de saturación de MRI. Oculta la MRN y/o la MRA de un material. Se aplicó en dos direcciones opuestas en las que los pulsos van aumentando de intensidad de campo en forma progresiva, hasta alcanzar la saturación de la muestra. La respuesta de cada mineral magnético es diferente en cada caso, por tanto es posible estimar la presencia de algunos minerales magnéticos, o de mezclas de ellos, a partir de la forma de las curvas resultantes. La forma de las curvas de adquisición varía entre los extremos de las correspondientes a magnetita y hematita/goetita. La MRI de saturación (MRIS), depende de la concentración de granos magnéticos, especialmente ferrimagnéticos, y es sensitiva a tamaños de granos finos de DS.

La MRI se aplicó a un total de 82 muestras correspondientes a los 5 m superiores del núcleo SMO 02 V, mediante el uso de varios equipos; se aplicó a 35 muestras de los primeros dos metros en un equipo de tipo *MicroVSM* (Vibrating Sample Magnetometer), en los laboratorios del Instituto de Magnetismo de Rocas de la Universidad de Minnesota, posteriormente se realizó la misma prueba en 47 cubos correspondientes al intervalo de 3 – 5 m de profundidad en la columna, en un magnetómetro de tipo *Molspin*, en los puntos correspondientes a 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 80, 100, 150, 200, 300, 500, 1000, -100, -200, -300 mT; y por último se llevó a cabo en 75 muestras pequeñas de sedimento (<50 mg), correspondientes a los cinco metros superiores de la secuencia, en un equipo tipo *MicroMag* (Alternating Force Gradient Magnetometer), estas dos últimas en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM.

Al realizar la prueba de adquisición de remanencia en un campo magnético en forma inversa (-100, -200, -300 mT), es posible el cálculo de los cocientes S_{100} , S_{200} y S_{300} . Éstos se obtienen al impartir dichos campos en una muestra previamente saturada. Su cálculo se realiza dividiendo el valor obtenido de la aplicación del campo magnético inverso, entre el valor de la magnetización de saturación previamente obtenida (MRIS: campo aplicado =1000 mT): $S_x = MRI_{(-x)} * (100) / MRIS$ [%]. Los cocientes S, derivados de las pruebas de adquisición de MRI, son una guía útil en la identificación de minerales magnéticos de alta coercitividad, o minerales "duros"; por ejemplo para el caso de los cocientes S_{300} menores a 80 %, estos generalmente son debidos a la presencia de cantidades significativamente altas de hematita o goetita.

III.6.5 HISTÉRESIS MAGNÉTICA

Es la trayectoria de magnetización realizada por un material al aplicarse un campo magnético en dos direcciones opuestas; también se conoce como ciclo o "loop" de histéresis. Cuando en un material ferrimagnético, sobre el cual ha estado actuando un campo magnético muy grande, cesa la aplicación del mismo, el material no anula completamente su magnetización, sino que permanece una cierta magnetización residual o remanente, para desmagnetizarlo será precisa la aplicación de un campo contrario al inicial. Este fenómeno se llama histéresis magnética, que quiere decir, inercia o retardo. Cada material tiene su propio ciclo de histéresis característico (Butler, 1998).

Mediante esta técnica se procesaron 35 muestras de cubos pertenecientes a los dos primeros metros de sedimento (núcleo SMO 02 V), en un magnetómetro de tipo MicroVSM (Vibrating Sample Magnetometer), en los laboratorios del Instituto de Magnetismo de Rocas de la Universidad de Minnesota (campo magnético máximo aplicado 1.5 T). Además se procesaron 75 muestras tomadas en paralelo (<50 mg), las cuales fueron desecadas y procesadas en un equipo de tipo MicroMag (Alternating Force Gradient Magnetometer), que también realiza el ciclo de histéresis (campo máximo aplicado 1 T), esta prueba se llevó a cabo en los laboratorios de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica, UNAM.

Esta técnica ha sido usada para estimar la distribución de estados de dominio magnético, que están en función del tamaño de las partículas, aunque no lo reflejan totalmente ya que los estados de dominio también dependen de la mineralogía, forma de la partícula, y la temperatura. La forma de la curva, así como la magnetización remanente (M_r), magnetización de saturación (M_s), coercitividad remanente (H_{cr}) y coercitividad (H_c), parámetros del ciclo de histéresis, dependen de los minerales magnéticos presentes y de su distribución de tamaños. Los estados de dominios magnéticos en los granos no están en relación directa con el tamaño de partículas desde el punto de vista sedimentológico, sino que se refiere a la cantidad de regiones internas de un cristal, que presentan distintas orientaciones de magnetización. Day y colaboradores (1977), elaboraron un diagrama M_r/M_s vs. H_{cr}/H_c , a partir del cual es posible estimar estados de dominios para granos ferrimagnéticos. Originalmente fue elaborado considerando titanomagnetitas de tamaños y composición específicas, sin granos superparamagnéticos (SP). Este llamado diagrama de Day, sólo proporciona una idea muy general de los tamaños de granos ferrimagnéticos presentes. En esta gráfica es posible determinar si los dominios son sencillos (DS), dominios pseudosencillos (DPS) o dominios múltiples (DM).

Un parámetro también obtenido a partir de las pruebas de histéresis magnética, es lo que se conoce como la corrección de la pendiente del ciclo de histéresis, o corrección de la componente paramagnética. Esta corrección no es otra cosa que la sustracción de la pendiente final del ciclo, dejándola con valor igual a cero (horizontal), el valor eliminado corresponde a la susceptibilidad producto de minerales paramagnéticos (χ_p), y con este valor es posible calcular la contribución correspondiente a la fracción ferrimagnética (χ_f), de acuerdo a la ecuación $\chi_t = \chi_p + \chi_f$ por tanto $\chi_f = \chi_t - \chi_p$ donde χ_t es la susceptibilidad total de la muestra. Con dichos valores es posible la determinación de la contribución a la susceptibilidad de minerales ferrimagnéticos y paramagnéticos que están presentes en una muestra y por lo tanto es una medida de la concentración y de la proporción relativa de ambas fracciones.

III.6.6 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN ALTAS TEMPERATURAS

En este proceso se calienta una muestra, a la vez que se mide constantemente su susceptibilidad magnética, hasta que ésta se vuelve cero. La curva descrita por los cambios de susceptibilidad en función de la temperatura, y la anulación de la susceptibilidad (conocido como *punto de "Curie"*), son característicos de cada mineral magnético. La temperatura de Curie (T_c), es característica de cada mineral magnético, por ejemplo, para la magnetita es de 580 ° C, y para la hematita de 680 ° C (Butler, 1998).

Los sedimentos del presente estudio, han sido procesados en un equipo Bartington para altas temperaturas (modelo MS 2W), que alcanza una temperatura máxima de 900 °C, producida por un horno (modelo MS2WF). Todo el sistema se encuentra conectado a un susceptibilímetro (modelo MS2), este a su vez manda la señal a una computadora donde se despliegan los gráficos (mediante el programa "Geolab"). Se requiere de alrededor de 3 g de muestra seca, la cual se altera durante el proceso y queda inservible para uso en otro tipo de pruebas de magnetismo, a diferencia de los otros procesos donde la muestra no se altera. En total se procesaron 168 muestras, abarcando los 8.8 m del núcleo SMO 02 V, los 3 m superiores del núcleo SMO 02 I y los 5 m superiores de los núcleos SMO 02 III y SMO 02 IV.

III.6.7 REMANENCIA MAGNÉTICA EN BAJAS TEMPERATURAS

Es el monitoreo de las variaciones en la remanencia magnética en campo cero, de una muestra a la que se le ha aplicado un campo magnético de 2.5 T durante el enfriamiento o calentamiento dentro del rango de 10 a 300 K. Esta metodología se realiza para tratar de observar la presencia de transiciones cristalográficas o isotrópicas, como la que ocurre alrededor de los 110 K, característica de la magnetita y conocida como transición de Verwey.

La ocurrencia de estas transiciones durante el proceso, se observa como una inflexión en las curvas; estas inflexiones son más o menos marcadas, dependiendo del tamaño y grado de oxidación de los granos de magnetita.

Este tipo de pruebas a bajas temperaturas son también utilizadas para estimar la presencia de granos SP presentes en una muestra (Hunt et al., 1995). Estos granos ultrafinos (generalmente <30 nm), pueden presentar una remanencia a bajas temperaturas, pero la pierden cuando son calentados. Algunos minerales, como las titanomagnetitas y la pirrotita, presentan puntos isotrópicos en los cuales la anisotropía magnetocristalina es cero. El calentamiento o enfriamiento de una muestra a través de su punto isotrópico produce una pérdida en la remanencia. A la temperatura de 5 o 10 K, algunos minerales arcillosos de Fe, pueden presentar una remanencia magnética, pero durante el calentamiento se vuelven paramagnéticos. Estos minerales originan una curva de calentamiento con una drástica caída inicial.

Mediante este método se procesaron 20 muestras correspondientes a los 8 metros superiores del núcleo SMO 02 V, para observar la remanencia en bajas temperaturas. El proceso inició a los 5 K, se saturó la muestra a 2.5 T y se comenzó a medir la remanencia aumentando la temperatura hasta los 300 K, después sin aplicar ningún campo se volvió a enfriar, registrando nuevamente los valores de remanencias hasta los 5 K. El equipo utilizado es un magnetómetro criogénico de tipo MPMS (Magnetic Property Measurement System), el cual utiliza muestras desecadas de unos 100 a 300 mg de masa, depositadas dentro de una pequeña cápsula. Estas pruebas se realizaron en el Instituto de Magnetismo de Rocas de la Universidad de Minnesota.

III.6.8 SUSCEPTIBILIDAD EN DIFERENTES FRECUENCIAS A BAJAS TEMPERATURAS

Este proceso nos ayuda a identificar la relación o dependencia de la susceptibilidad magnética de una muestra con respecto a varias frecuencias de medida, durante un proceso de calentamiento desde los 5 hasta los 300 K. El equipo utilizado es un magnetómetro criogénico de tipo MPMS (Magnetic Property Measurement System), el cual utiliza muestras desecadas de entre 100 y 300 mg de masa, depositadas dentro de una cápsula. Se procesaron 9 muestras correspondientes a los 5 m superiores del núcleo SMO 02 V, en los laboratorios del Instituto de Magnetismo de Rocas en la Universidad de Minnesota.

A partir de los datos obtenidos en esta prueba, se calculó la dependencia con respecto a la frecuencia (χ_{df} %), Las frecuencias medidas durante el proceso en ocho de las muestras tratadas fueron: 1, 3, 10, 30 y 100 kHz; en una muestra más se realizó la medida de dos frecuencias extras 300 y 1000 kHz. El cálculo de la χ_{df} se realizó a partir de la ecuación $\chi_{df} = (\chi_{bf} - \chi_{af} / \chi_{bf}) * 100$. Este proceso del cálculo de la χ_{df} se puede realizar en múltiples ocasiones, para cada una de las distintas temperaturas del proceso de calentamiento, sin embargo, cuando se observa que las distintas frecuencias se encuentran formando un patrón simétrico, este calculo puede limitarse a la obtención únicamente de la χ_{df} para los valores finales de temperatura en el proceso. Una forma es utilizando los valores extremos de frecuencia (la mayor y la menor), para dicha temperatura, o únicamente con el valor menor y alguno de los demás que intervienen para dicha temperatura.

IV. RESULTADOS

A continuación se presentan y describen los resultados obtenidos por las diferentes técnicas utilizadas, mismos que serán interpretados en su conjunto en el siguiente capítulo. Se muestran únicamente los resultados correspondientes a los 5 m superiores de la secuencia, estos a su vez serán utilizados para la interpretación final del trabajo. Los gráficos presentados corresponden con análisis realizados en el núcleo SMO 02 V, a menos que se especifique lo contrario.

En la parte final de la tesis se pueden consultar los anexos 1 y 2 correspondientes a la parte teórica de las técnicas utilizadas, así como algunos conceptos de utilidad para una mejor comprensión del trabajo.

IV.1 ANÁLISIS INICIALES

IV.1.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

En la figura 12 se muestran cuatro perfiles con los resultados de susceptibilidad magnética (κ), medida en los núcleos de sedimentos recuperados (SMO 02: I, III, IV y V). Se presenta una correlación lateral entre los cuatro registros, basada en los patrones de valles y crestas mayores de las curvas, y confirmada por la identificación de algunos marcadores estratigráficos claramente reconocibles, así como la variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos a lo largo de la secuencia.

La característica más sobresaliente en los perfiles, es la gran variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos a lo largo de la secuencia, así como la presencia de varias zonas con valores de κ promedio distinta, como el intervalo entre los 4 y 5 m de profundidad de los núcleos SMO 02 IV y V, donde se observan los valores más elevados de κ , a diferencia de otros intervalos donde claramente es baja y menos variable. En la figura 23a, de la sección V.4.2, se presentan los resultados de susceptibilidad magnética obtenidos en muestras discretas (cubos), también de los 5 m superiores del núcleo SMO 02 V, en estos se puede observar un comportamiento similar al obtenido en el núcleo total (Fig. 12).

IV.1.2 BASE DE IMÁGENES DIGITALES

Antes de la toma de muestras discretas para los diferentes análisis llevados a cabo, se realizó una base digital de imágenes. Ésta consta de fotografías digitales que permiten su fácil manejo en cualquier tipo de computadora personal. Se realizó en la totalidad de la columna de sedimento (cortes longitudinales). Cada fotografía abarca aproximadamente 20 cm de la secuencia, permitiendo tener una imagen como registro o testigo tal y como se encontraban al momento del muestreo, donde será fácil su consulta posterior, permitiendo observar las características de los sedimentos como las distintas tonalidades y las finas laminaciones. En la figura 13 se muestra el ejemplo de una fotografía que forman parte de esta base digital con imágenes de detalle, y la figura 14 muestra la imagen digital correspondiente a toda la columna de sedimentos del núcleo SMO 02 V. La descripción de la secuencia se llevó a cabo de una forma paralela, directamente en los núcleos, donde las características pueden ser descritas con un mayor detalle.

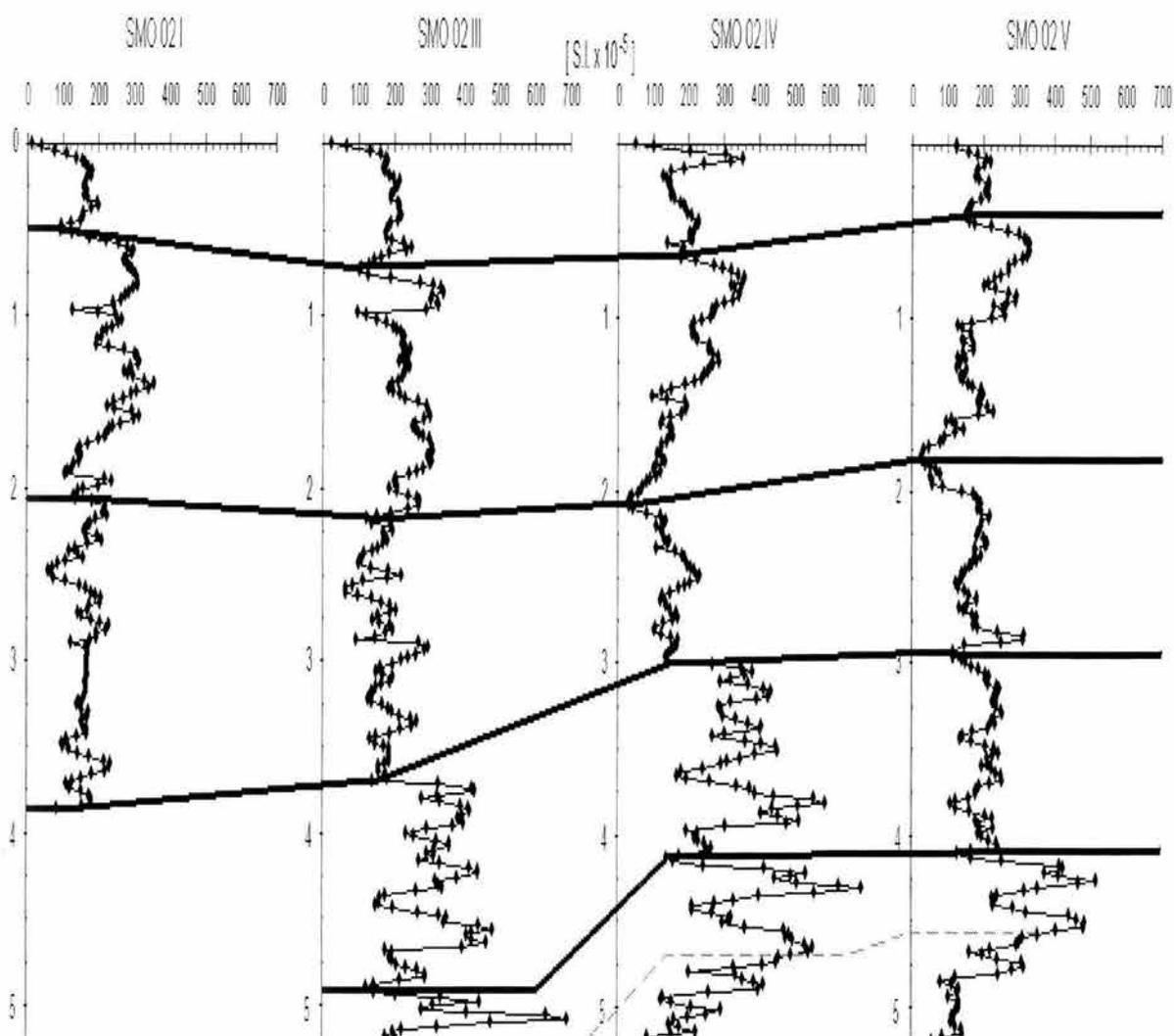


Figura 12. Susceptibilidad magnética (κ) observada en los cuatro núcleos perforados en el lago Santa María del Oro. Las líneas que atraviesan las cuatro gráficas, representan la correlación lateral propuesta. Se observa la gran variabilidad en las concentraciones de minerales ferrimagnéticos a lo largo de la secuencia. Es notorio que entre 4 y 5 m de profundidad de los núcleos SMO 02 IV y V, se presentan los mayores valores de la misma. La línea punteada a los 4.5 m de profundidad del núcleo SMO 02 V, corresponde con una tefra correlacionable con la Toba Jala, posteriormente descrita.

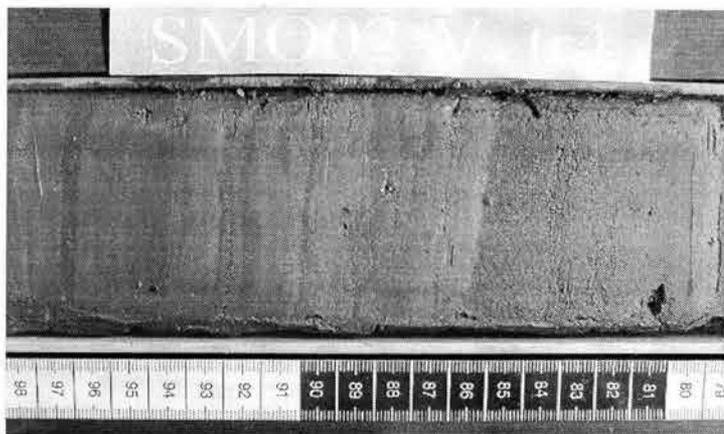


Figura 13. Fotografía digital mostrando el detalle de una sección longitudinal de sedimentos del lago Santa María del Oro. Se observan las delgadas laminaciones que en su mayoría son ≤ 5 mm a lo largo de toda la secuencia. Escala gráfica en cm.

IV.2 PROPIEDADES FÍSICAS

IV.2.1 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

Los sedimentos colectados consisten de partículas que se encuentran en el rango de tamaños de las arcillas hasta las arenas finas, con diferentes proporciones entre ambos límites a lo largo de la columna. La litología se compone de diferentes intercalaciones de arenas, arenas limosas, limos, limos arenosos, arcillas y materia vegetal (turba), formando una secuencia con facies de diferentes tonalidades, entre las cuales se ha considerado como las más representativas al negro, pardo, ocre, rojo y verde (Figs. 13 y 14).

La columna sedimentaria recuperada se encuentra homogéneamente laminada en prácticamente toda su longitud. Las laminaciones, presentes en todos los colores descritos, son de espesores variables, de algunos pocos milímetros hasta ~ 3 cm. Los contactos entre ellas son generalmente rectos, en algunos casos son nítidos y abruptos, pero también son comunes los contactos transicionales.

Es probable que las diferentes capas de sedimento observadas (arenas, limos rojos, limos verdes, etc.), presenten un patrón de depósito que defina ciclos de sedimentación. Sin embargo, no se ha podido definir hasta el momento, debido a lo complejo que ha resultado dicho estudio al tener tan alta densidad de laminaciones. Por tal motivo se ha considerado como tema aparte para la elaboración de un solo trabajo de investigación de detalle.

La columna litológica que se presenta en este trabajo se encuentra simplificada, ya que resulta excesivamente detallada y difícil de representar en su totalidad, y prácticamente los 9 m colectados están densamente laminados. En ésta, primordialmente se ejemplifica la predominancia de un cierto tamaño de partículas, como limos finos, limos gruesos y/o arcillas, sin considerar a las arenas debido a que su presencia es relativamente baja. De este modo la secuencia se compone de seis intervalos con características litológicas claramente diferenciables (Fig. 15).

En general toda la secuencia presenta los tamaños de partículas anteriormente mencionados, pero se está considerando únicamente los que son mayoritarios en cada intervalo. Los nueve metros de secuencia del núcleo SMO 02 V han sido separados en seis intervalos o unidades que se describen a continuación y se presentan en la figura 15, aunque la parte utilizada para este estudio corresponde únicamente a los 5 m superiores de la misma.

La primer unidad (parte superior), abarca desde 0 a 1.9 m de profundidad y contiene primordialmente limos gruesos (~50 %) y arcillas (~20 %); el segundo intervalo corresponde de 1.9 a 2.9 m de profundidad y contiene limos tanto finos (~50 %), como gruesos (~40 %); el tercer intervalo es de 2.9 a 4.1 m, con limos finos (~40 %) y gruesos (~40 %) y una pequeña cantidad de arcillas (~10-20 %); el siguiente intervalo va de 4.1 a 5.8 m y contienen limos tanto finos (~50 %), como gruesos (~40 %); el penúltimo es de 5.8 a 6.9 m. presentando solo limos finos (~80 %), y el último intervalo abarca de 6.9 a 8.8 m de profundidad que es la base del núcleo perforado, corresponde a limos finos (~60 %) y arcillas (~20 %), (Fig. 15).

Se ha podido observar cierta relación entre el comportamiento de la susceptibilidad magnética y la columna litológica, en el núcleo estudiado (SMO 02 V) (Figs. 12 y 15). En éstas, gráficas, es posible observar que la susceptibilidad presenta cambios o variaciones, cuando el tamaño de las partículas o la composición de los sedimentos cambia, aunque este comportamiento depende principalmente de la concentración de minerales magnéticos y además, la señal obtenida puede ser distinta para intervalos con la misma composición. Lo que posiblemente se podría inferir es que al observar estos aparentes cambios en el patrón de susceptibilidad, se puede sugerir la influencia de la litología y/o el tamaño de las partículas en ésta.



Figura 14. Fotografía digital de cortes longitudinales de la secuencia completa del núcleo SMO 02 V. Se muestran los 8.82 m de sedimentos recuperados en el interior del lago. Escala gráfica vertical en cm.

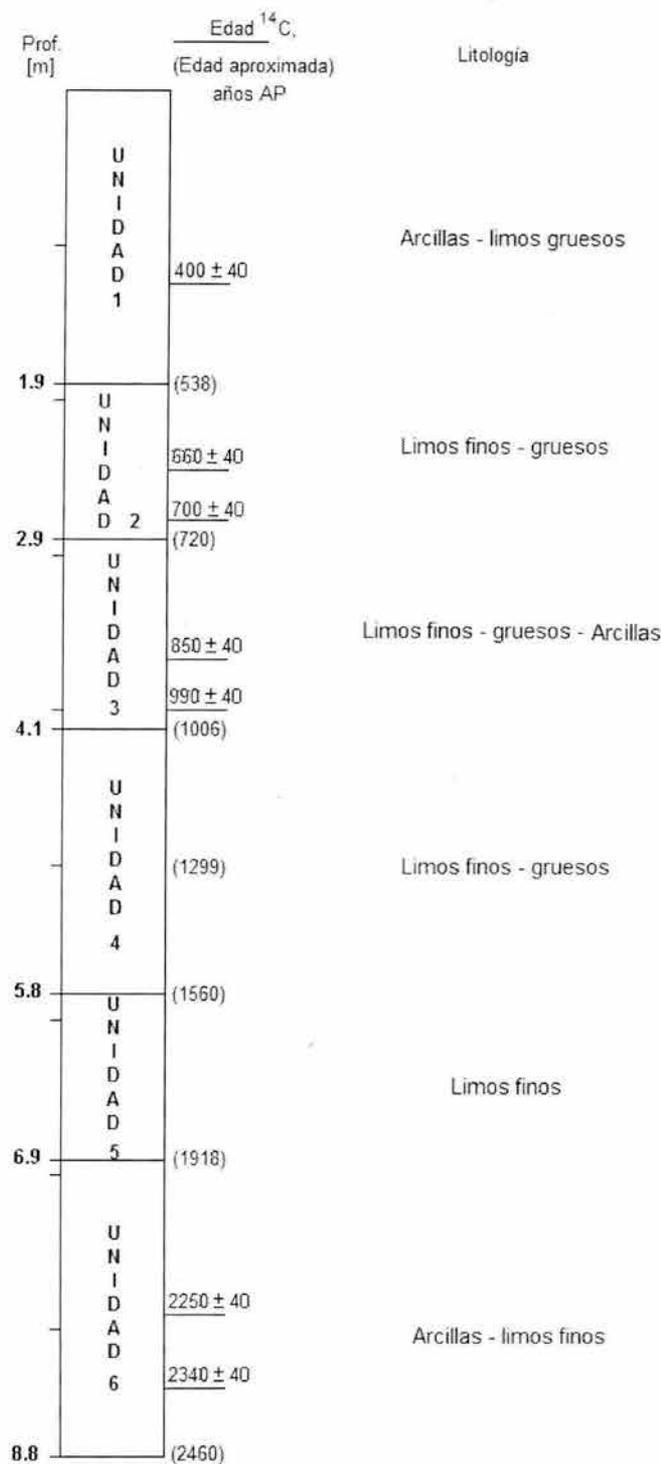


Figura 15. Columna estratigráfica generalizada para los sedimentos del lago Santa María del Oro, Nayarit. Se representa el tipo predominante de partículas para cada intervalo de la secuencia, abarcando los últimos ca. 2500 años. Cada intervalo tiene la composición descrita en forma predominante, sin embargo se encuentran presentes en todos los intervalos desde arcillas hasta arenas finas. Se indican las edades absolutas realizadas por ^{14}C , y entre paréntesis las edades aproximadas, con base en las tasas de sedimentación dentro de cada intervalo de acuerdo a las edades absolutas (Tabla 8).

IV.2.2 TAMAÑO DE PARTÍCULAS

De acuerdo al estudio de distribución de tamaño de partículas, se observa la presencia dominante de partículas del tamaño de los limos (~80 %) y una porción menor de arcillas (partículas < 4 μm , ~20 %). Dentro de los limos (4 a 63 μm), se observa que hacia la cima se presenta una mayor proporción de tamaños gruesos (~30 a 60 %), los cuales van disminuyendo gradualmente en proporción al mismo tiempo que va aumentando la cantidad de limos finos, hasta llegar a los 5 m de profundidad donde estos son más abundantes. En el caso de las arcillas es considerable su presencia (> 20%) sólo en la cima de la columna, de los 0 a 1.9 m de profundidad, ya que también va disminuyendo su porcentaje hacia la parte inferior (Fig. 17).

Por otro lado, en la figura 16 se presenta una gráfica representativa del comportamiento general presentado casi por la totalidad de las muestras analizadas (núcleo SMO 02 V). Este comportamiento es conocido como de tipo bimodal y nos sugiere la presencia de dos poblaciones principales de tamaño de partículas, variables a lo largo de la secuencia, pero siempre conservándose dos poblaciones mayoritariamente, por ejemplo, arcillas y limos gruesos en la cima de la columna. Esta información resulta congruente desde un punto de vista sedimentológico, pues se ha reportado que una de las características principales en sedimentos lacustres, es la presencia de dos poblaciones dominantes de tamaño de grano (Reading, 1996). Este comportamiento se debe principalmente al tipo de acarreo que lleva el sedimento hasta el lago. Por lo general los clastos son acarreados por una corriente fluvial que lleva una gran cantidad de partículas en suspensión en el agua, y la otra parte por arrastre o tracción de fondo, teniendo de esta forma dos poblaciones principales de sedimento. Para este caso particular donde solo existen pequeños arroyos de tipo intermitente, el comportamiento podría estar influenciado por el transporte de partículas durante periodos de lluvias por medio de los arroyos que aunque solo llevan agua en cierta época del año, algunos llegan a la zona donde se realizaron las perforaciones, y en segundo lugar por partículas acarreadas por el viento; de esta forma se tendría una posible explicación para la presencia de las dos poblaciones mencionadas.

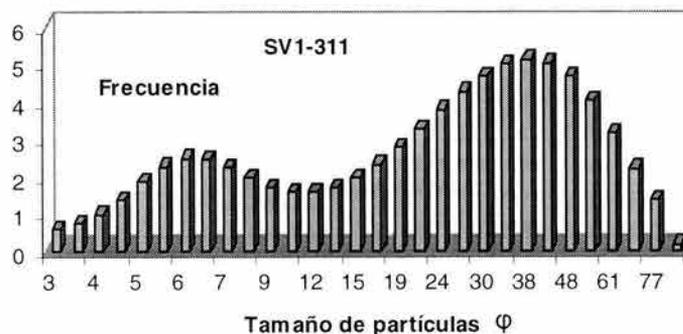


Figura 16. Comportamiento bimodal presente en las muestras analizadas en el lago Santa María del Oro, característico de sedimentos lacustres. Muestra tomada a los 31 cm de profundidad del núcleo SMO 02 V.

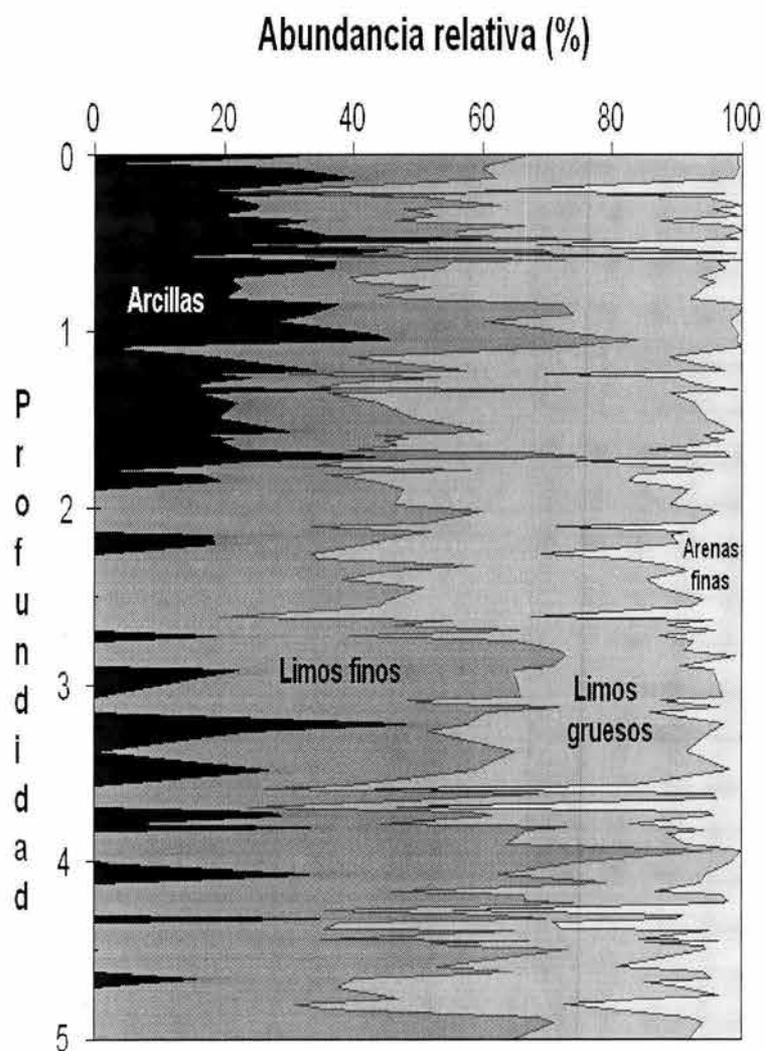


Figura 17. Distribución del tamaño de partículas en los sedimentos del lago de Santa María del Oro, núcleo SMO 02 V. Predominan las partículas del tamaño de los limos gruesos y arcillas hacia la cima y limos finos hacia la base.

IV.2.3 MINERALOGÍA

Se analizaron 12 muestras con microscopio estereográfico y 12 láminas delgadas mediante microscopio petrográfico, representativas de los distintos grupos o facies de sedimento identificados. Los sedimentos de grano más grueso (arenas y limos), principalmente se encuentran compuestos por minerales que varían sus colores de leucocráticos y translúcidos mayoritariamente (amarillo, blanco, anaranjado), a mesocráticos (verde, rojo, pardo y negro), representados los claros por cuarzo, feldespato, plagioclasa, calcita y los minerales oscuros por anfíboles, piroxenos, biotita, moscovita, clorita, algunos opacos como la magnetita y minerales metálicos. Estos minerales oscuros, en comparación con los claros, resultan tener en general un porcentaje bajo < 15 %. También se registró la presencia de material arcilloso, no identificable mediante estas técnicas, pero que será comentado posteriormente en el apartado de Difracción de Rayos X. En la Tabla 3 se puede observar la descripción de una muestra representativa de cada uno de los distintos tipos de material analizado.

En general se ha podido distinguir una mineralogía similar en los diferentes grupos de sedimentos analizados petrográficamente, esto debido a que la fuente de aporte ha sido predominantemente la misma a lo largo del tiempo. Su diferencia primordial es en el porcentaje existente de cada uno de los minerales, con ligeras variaciones en la presencia de uno u otro mineral accesorio, reflejándose esto en las distintas tonalidades que presentan los sedimentos (Tabla 3).

Los distintos tipos de sedimentos encontrados, han sido agrupados en categorías establecidas a partir de las características observadas tanto a simple vista por su coloración, como mediante el uso de microscopio (estereográfico y petrográfico). Éstos grupos son: grupo rojizo, grupo verdoso, grupo pardo oscuro, grupo pardo claro-ocre y grupo arenoso. Existe un grupo compuesto principalmente por materia vegetal (turba), también distinguible a simple vista y que se considera por separado debido a esta característica.

Se ha podido observar que los sedimentos de coloraciones rojizas presentan una mayor cantidad de minerales con óxido de Fe. Algunos de estos cristales sólo aparentan haber sufrido una oxidación en su superficie, aunque existen otros que posiblemente sean el resultado de una transformación de algunos minerales de Fe a otra fase más estable. Este grupo es el único de todos que no presenta anfíboles.

En el caso de las arenas, por lo regular presentan las tonalidades más oscuras (negro), y en éstas se observa además de los minerales comunes a todos los grupos (cuarzo, calcita, biotita), la presencia de piroxenos, que no se encuentran en ninguno de los demás grupos de sedimentos y la moscovita que también se presenta en los sedimentos de color pardo oscuro.

Los sedimentos de color pardo, tanto claro como oscuro, presentan a la biotita como mineral accesorio que los diferencia de los demás grupos, ambos presentan organismos, pero los pardo oscuro en particular, presentan una cantidad considerable de diatomeas y algunos macrorrestos como tallos, hojas, etc. Los sedimentos pardo claro presentan en algunas ocasiones pequeñas concreciones de carbonato (CaCO_3). El grupo de color verdoso se caracteriza por presentar una mayor proporción de clorita y minerales metálicos verdosos, así como algunos restos de materia orgánica.

Tabla 3. Mineralogía de los distintos tipos de materiales analizados.

Muestra-Grupo	Mineralogía	Clasificación y selección	Redondez	Observaciones	
SV1-570 Rojizo	Cuarzo	65 %	Moderada a mal clasificada	Fragmentos angulosos	Limos; gran cantidad de minerales con alteración rojiza que le dan su color. Es posible distinguir cristales de magnetita. Los organismos son casi despreciables, de la calcita el 1 % es ostrácodos. Arcillas no identificables.
	Calcita	10 %			
	Arcillas	10 %			
	Óxidos de Fe	5 %			
	Feldespato	5 %			
	Biotita	5 %			
SV2-316 Verde	Cuarzo	70 %	Mal clasificada	Fragmentos angulosos	Limos; presenta macrorestos como hojas y tallos, es posible distinguir la magnetita. Los minerales están cloritizados en particular el cuarzo y la biotita. Arcillas no identificables.
	Calcita	7 %			
	Clorita	5 %			
	Óxidos de Fe	5 %			
	Biotita	5 %			
	Anfíboles	3 %			
	Metálicos	2 %			
	Arcillas	3 %			
SV1-860 Pardo oscuro	Cuarzo	70 %	Moderada a mal clasificada	Fragmentos angulosos a sub-angulosos	De la calcita el 3 % corresponde a ostrácodos, alto contenido de diatomeas (silice, 10 % del cuarzo total), espículas de esponjas (silice, 1 % del cuarzo total), algunos macrorestos. Arcillas no identificables.
	Arcillas	9 %			
	Calcita	7 %			
	Óxidos de Fe	6 %			
	Clorita	3 %			
	Biotita	3 %			
	Muscovita	1 %			
Anfíboles	1 %				
SV1-718 Pardo claro Ocre	Cuarzo	65 %	Moderada a mal clasificada	Fragmentos angulosos a sub-angulosos	Limos; En algunas láminas ocre la proporción de organismos es mayor, presenta ostrácodos (10 % de la calcita) y diatomeas en bajas proporciones. Es observable la magnetita, Arcillas no identificables.
	Calcita	15 %			
	Arcillas	5 %			
	Feldespatos	4 %			
	Óxidos de Fe	3 %			
	Biotita	3 %			
	Anfíboles	2 %			
	Clorita	2 %			
	Metálicos	1 %			
SV1-943 Arenas	Cuarzo	60 %	Moderadamente clasificada	Fragmentos angulosos a sub-angulosos	Arenas; Se puede distinguir la magnetita. Arcillas no identificables. No presenta organismos.
	Feldespato K	20 %			
	Biotita	5 %			
	Anfíboles	4 %			
	Óxidos de Fe	3 %			
	Moscovita	3 %			
	Calcita	3 %			
	Piroxenos	1 %			
	Arcillas	1 %			
	SV3-030 Turba	Cuarzo			
Calcita		18 %			
Óxidos de Fe		3 %			
Arcillas		2 %			
Feldespato K		1 %			
Biotita		1 %			

El grupo denominado turba, se caracteriza por presentar gran contenido de materia orgánica, ya sean restos de materia vegetal como las diatomeas, o restos de organismos como los ostrácodos, además presenta una proporción de macrorestos como hojas y tallos. En la fracción mineral se observa cuarzo, y en menor proporción óxidos de Fe, feldespato y micas.

La redondez incipiente de las partículas nos permite observar aún la forma original de los cristales, inclusive en algunos cristales es evidente su sistema cristalino, tal es el caso de los minerales magnéticos observados (Fig. 18), en los que se ve claramente una bipirámide correspondiente a un hábito octaédrico del sistema cúbico. Una característica sobresaliente de los minerales que forman los clastos es su grado de alteración (principalmente los minerales no magnéticos), ya que en muchos de los casos las partículas se observan altamente corroídas como si hubieran estado sujetas a una solución ácida que produjo una costrificación superficial, es decir presentan una aparente disolución.

El microscopio electrónico de barrido (MEB), ayudó en gran medida a observar con detalle la morfología de los granos, así como también para contar con información sobre su composición. Las muestras de la figura 18 (SIII3-029 y SIII1-017), corresponden a un separado de minerales magnéticos tomadas a los 0.17 y 2.29 m de profundidad, en el núcleo SMO 02 III. En ella se observan varios cristales que corresponden a magnetita casi pura, así como también de titanomagnetitas pobres en Ti. La redondez incipiente de estas partículas nos permite observar aún la forma original de los cristales, inclusive en algunos cristales es evidente su sistema cristalino, en los que se ve claramente una bipirámide correspondiente a un hábito octaédrico del sistema cúbico.

En la parte inferior de la secuencia, en el intervalo correspondiente de 4.54 a 4.55 m de profundidad, se encontró un horizonte descrito como ceniza volcánica (tefra) de composición félsica, no considerada dentro de los grupos anteriores por ser evento único. Presenta una coloración gris – pardo claro, se compone de cuarzo (75 %), feldespato (15 %), óxidos de Fe (6.5 %), piroxenos (1 %), olivino (0.5 %) y líticos (2 %). Se encuentra mal clasificada, moderadamente seleccionada y los fragmentos se encuentran muy rotos con sus aristas muy angulosas. No presenta rasgos que definan un retrabajo del material. Presenta dos poblaciones principales de partículas, unas muy finas ($< 5 \mu\text{m}$), formando la matriz, y otras de mayor tamaño (10 a 20 μm de diámetro), compuestas por cuarzo y minerales opacos. Los líticos que se observan pertenecen a rocas de origen ígneo extrusivo.

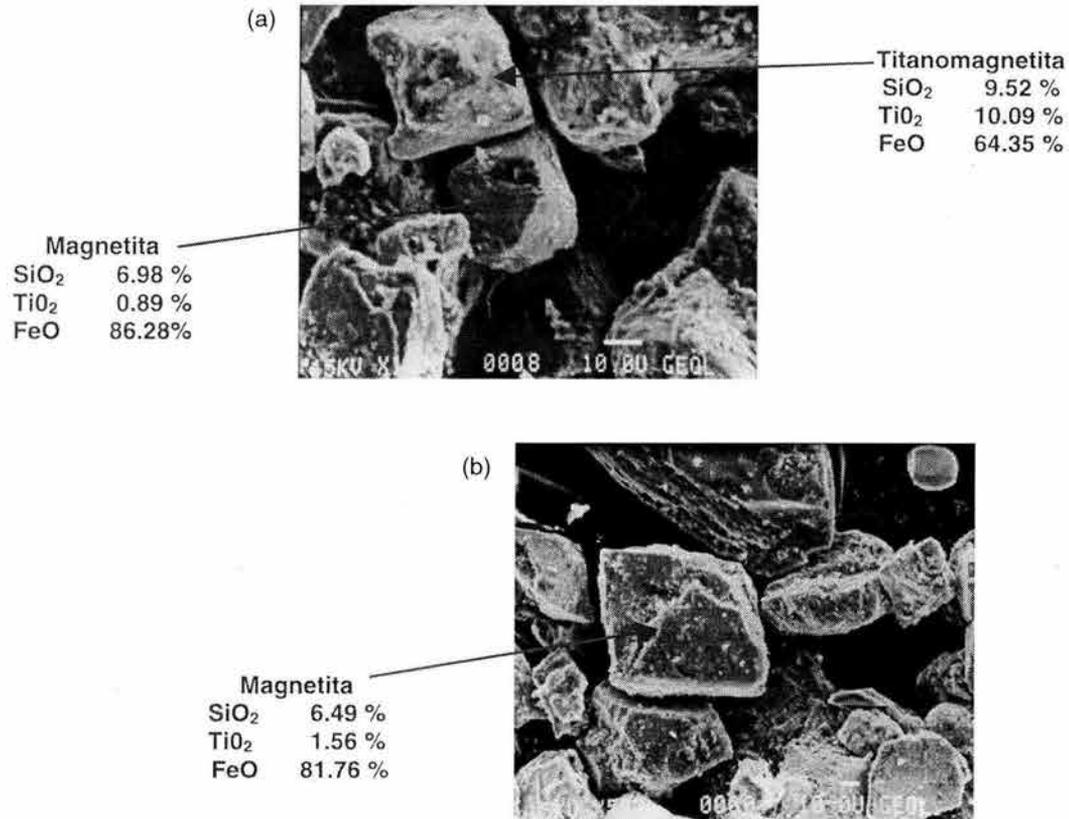


Figura 18. Imágenes de Microscopio Electrónico de Barrido de dos muestras de sedimentos del lago Santa María del Oro, Nayarit. (a) SIII3-029, tomada a los 2.29 m de profundidad. (b) SIII1-017, tomada a los 0.17 m de profundidad, ambas correspondientes al núcleo SMO 02 III. Se puede observar cristales que corresponden a magnetitas casi puras y titanomagnetitas pobres en titanio. Los análisis químicos fueron realizados de forma puntual en los cristales indicados con las flechas. La barra blanca de la zona inferior derecha de las fotografías (sobre los datos numéricos), indica una escala de 10 μ m.

IV.3 COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA

IV.3.1 FLUORESCENCIA DE RAYOS X (FRX)

Mediante esta técnica podemos obtener la composición general del sedimento, en términos de los óxidos mayores presentes en una muestra, así como también de algunos elementos traza. En las Tablas 4 y 5 se presentan los resultados de FRX, para 18 muestras totales de sedimento obtenidas del núcleo SMO 02 V. En éstas se presenta una separación de muestras en grupos de tres que representan los distintos tipos de material observados y que principalmente se diferencian por su color y características texturales. Los distintos grupos o facies separados corresponden a: grupo pardo claro – ocre (Δ), grupo con turba (\blacktriangle), grupo verdoso (\square), grupo arenoso (\blacksquare), grupo pardo oscuro (\diamond) y grupo rojizo (\blacklozenge).

Estos datos geoquímicos se presentan en distintos tipos de gráficas, como por ejemplo las de tipo X-Y, con diferentes elementos mayores o traza en los ejes coordinados, o en diagramas triangulares para ver la existencia de agrupaciones o alineamientos de los distintos materiales analizados. También se presenta la variación de los elementos con respecto a su profundidad, es decir, su variación en el tiempo; de esta forma se puede comparar las relaciones existentes entre los distintos elementos para determinar su posible dependencia.

Tabla 4. Resultados de los análisis de FRX para elementos mayores.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	SUMA
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SV1-718 Δ	52.46	0.93	19.17	9.20	0.24	2.37	2.43	1.99	2.32	0.28	9.30	100.70
SV4-480 Δ	47.42	0.82	18.01	9.78	0.39	2.43	5.32	1.67	1.97	0.29	12.70	100.80
SV5-690 Δ	37.35	0.48	9.84	16.10	0.90	1.63	11.36	1.11	1.15	0.53	20.40	100.80
SV1-832 \blacktriangle	50.40	0.84	16.19	7.42	0.25	2.24	6.39	1.77	1.85	0.24	12.40	100.00
SV2-974 \blacktriangle	49.60	0.72	17.86	7.77	0.15	2.53	5.17	1.50	1.98	0.24	12.90	100.40
SV3-030 \blacktriangle	36.84	0.32	7.62	3.69	0.20	1.51	23.17	0.66	1.01	0.21	25.20	100.40
SV3-925 \square	61.43	1.25	16.50	6.39	0.10	2.07	2.61	2.72	2.54	0.23	4.20	100.00
SV2-316 \square	61.65	1.14	16.27	6.10	0.09	2.03	3.04	2.50	2.48	0.17	5.30	100.80
SV5-515 \square	54.96	1.05	18.77	7.20	0.09	2.14	3.21	2.15	2.37	0.25	8.70	100.90
SV3-100 \blacksquare	53.53	0.87	18.89	7.85	0.11	2.62	2.85	2.09	2.32	0.23	9.30	100.70
SV4-635 \blacksquare	60.25	1.24	16.99	6.57	0.10	2.12	2.70	2.42	2.44	0.22	5.64	100.70
SV5-340 \blacksquare	48.33	0.69	13.49	5.12	0.12	1.98	11.21	1.80	1.78	0.27	15.72	100.50
SV4-605 \diamond	54.00	1.01	19.61	7.34	0.11	2.36	2.29	2.08	2.35	0.25	8.94	100.30
SV2-218 \diamond	51.03	0.87	18.92	7.46	0.10	2.44	3.67	1.60	2.14	0.26	12.12	100.60
SV1-860 \diamond	52.77	1.07	20.33	8.24	0.11	2.42	2.40	2.05	2.11	0.28	9.06	100.80
SV3-385 \blacklozenge	57.77	1.11	17.78	6.86	0.09	2.24	2.43	2.28	2.40	0.22	7.20	100.40
SV4-200 \blacklozenge	50.33	1.07	18.71	8.00	0.13	2.19	4.13	1.77	2.14	0.31	11.42	100.20
SV5-320 \blacklozenge	57.91	1.53	15.47	6.67	0.11	1.91	5.45	2.68	2.29	0.30	6.40	100.70

Los distintos grupos separados por líneas, corresponden a: grupo pardo claro - ocre (Δ), grupo con turba (\blacktriangle), grupo verdoso (\square), grupo arenoso (\blacksquare), grupo pardo oscuro (\diamond) y grupo rojizo (\blacklozenge).

PXC: Pérdida por calcinación.

Tabla 5. Resultados de los análisis de FRX para algunos elementos traza.

	Rb	Sr	Ba	Y	Zr	Nb	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Th	Pb
	ppm													
SV1-718 Δ	116	260	627	43	215	24	182	30	26	10	22	156	5	39
SV4-480 Δ	96	409	644	37	164	24	155	24	21	9	20	132	8	27
SV5-690 Δ	56	432	610	22	76	15	83	8	13	1	10	69	5	14
SV1-832 \blacktriangle	92	390	556	36	193	24	136	26	27	10	21	125	6	29
SV2-974 \blacktriangle	106	321	596	37	165	20	152	22	30	9	21	138	5	31
SV3-030 \blacktriangle	46	833	530	14	62	8	52	0	14	2	9	53	5	14
SV3-925 \square	111	336	651	37	196	17	162	28	22	8	15	116	7	23
SV2-316 \square	111	348	668	31	186	14	167	26	19	7	17	123	6	30
SV5-515 \square	117	292	646	49	241	34	152	29	24	12	21	150	7	38
SV3-100 \blacksquare	112	279	636	42	207	18	176	27	33	10	21	151	5	33
SV4-635 \blacksquare	104	331	679	35	216	18	184	27	28	8	19	125	8	27
SV5-340 \blacksquare	72	609	692	29	168	19	94	13	20	6	15	91	5	16
SV4-605 \diamond	111	267	619	47	232	25	183	34	31	12	21	152	9	34
SV2-218 \diamond	114	289	614	45	205	27	154	28	28	16	23	149	10	36
SV1-860 \diamond	111	260	604	53	265	40	183	32	33	14	24	162	12	38
SV3-385 \blacklozenge	111	293	655	39	214	18	172	27	29	6	18	130	7	29
SV4-200 \blacklozenge	104	362	651	46	233	32	157	27	25	10	21	150	7	33
SV5-320 \blacklozenge	95	439	663	35	198	24	162	21	18	7	14	107	4	20

Los distintos grupos separados por líneas, corresponden a: grupo pardo claro – ocre (Δ), grupo con turba (\blacktriangle), grupo verdoso (\square), grupo arenoso (\blacksquare), grupo pardo oscuro (\diamond) y grupo rojizo (\blacklozenge).

El SiO_2 es el principal componente de los sedimentos, como sucede en la mayor parte de las rocas ígneas; los óxidos Al_2O_3 y Fe_2O_3 , son los siguientes en proporción y en general los demás restantes, se presentan en una proporción muy baja y tienen un comportamiento muy similar. El único óxido que presenta un comportamiento distinto, es el CaO , el cual aparenta aumentar en proporción cuando el SiO_2 disminuye y viceversa, aunque el contenido en CaO es relativamente bajo. En la figura 19 se presentan las variaciones de algunos de los óxidos mayores y elementos traza, con respecto a la profundidad.

Para el caso de los elementos traza, se encuentra en mayor cantidad el Ba, después el Sr, Zr, V, Zn y Rb; de los demás el contenido es muy bajo. En general todos guardan la misma relación de enriquecimiento y disminución de su concentración, con excepción del Sr, el cual presenta enriquecimiento cuando los demás disminuyen y viceversa. El Sr es un elemento incompatible, por lo cual podría ser esta la razón de su enriquecimiento y disminución inversa, pues es un elemento móvil.

Los elementos compatibles (Rollinson, 1993; Jenner, 1996; Pearce, 1996), son aquellos que en la fusión de una roca prefieren la fase mineral, es decir, favorecen la fase sólida (ya sea fusión o cristalización). Rollinson (1993), argumenta que los elementos compatibles son inmóviles al intemperismo y les denomina elementos con alto campo de fuerza y son mejor conocidos por sus siglas HFSE (High Field Strength Elements); Jenner (1996) determina, del grupo de elementos inmóviles de Rollinson, que los elementos menos móviles al intemperismo, e inclusive al metamorfismo de bajo grado son: Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, P, Y y Th.

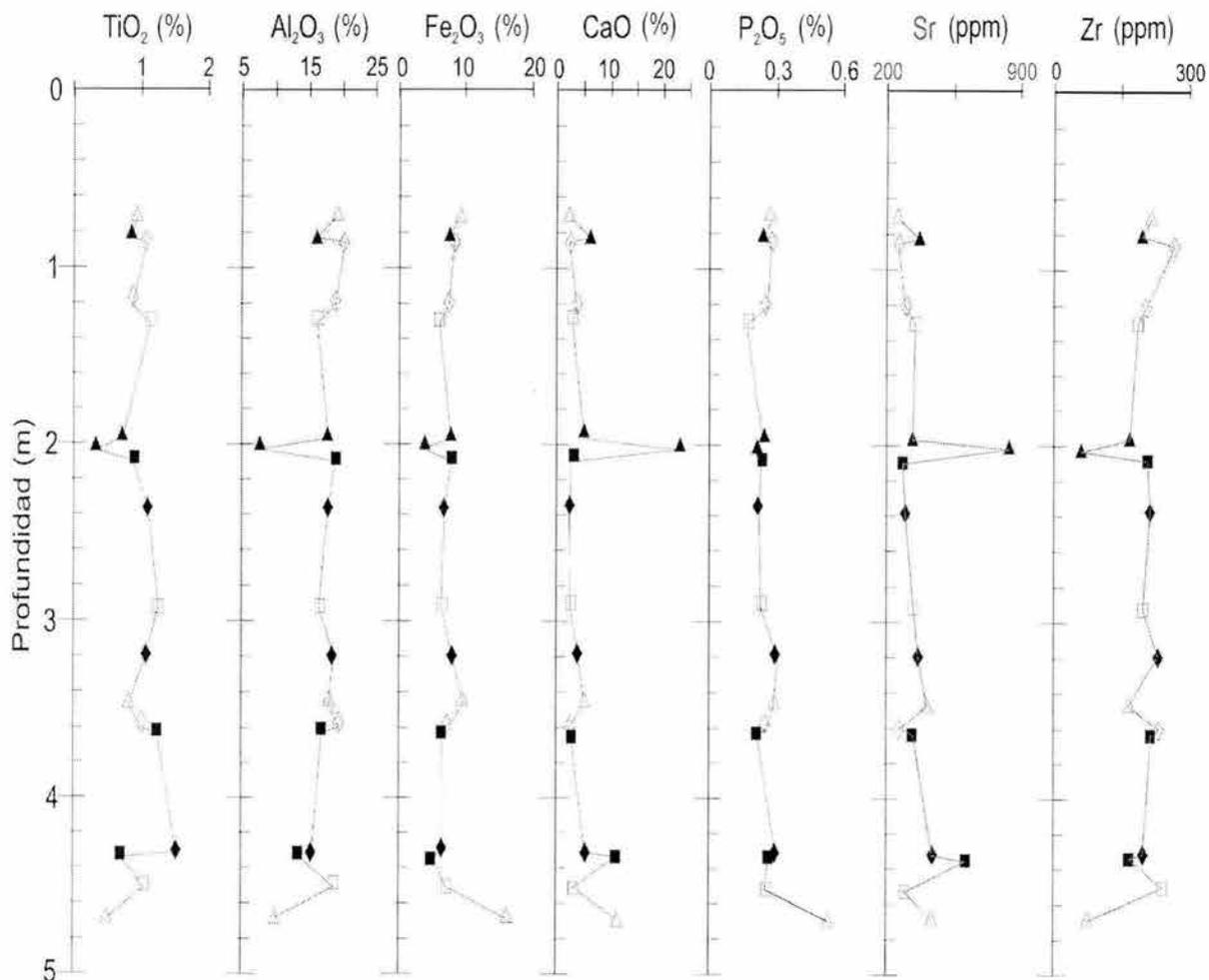


Figura 19. Variación de algunos elementos mayores y traza. El único elemento mayor que presenta un comportamiento distinto a los demás óxidos es el CaO , el cual aparenta aumentar en proporción cuando los demás disminuyen y viceversa. Para los elementos traza, el único elemento que presenta un comportamiento distinto a los demás es el Sr que aumenta cuando los demás disminuyen y viceversa. Es también observable un ligero aumento del Sr hacia la base. Los distintos grupos corresponden a: grupo pardo claro – ocre (Δ), grupo con turba (\blacktriangle), grupo verdoso (\square), grupo arenoso (\blacksquare), grupo pardo oscuro (\diamond) y grupo rojizo (\blacklozenge).

Para el caso de los lagos, los elementos que se consideran conservativos (compatibles), debido a que permanecen estables en la mayor parte de los ambientes sedimentarios, son el Al, Ti, y Zr, estos representan la fracción detrítica alóctona en un lago. Tanto el Fe como el Mn son dos de los principales componentes en los lagos, ya que su abundancia en los sedimentos está determinada por las condiciones de la cuenca y las del cuerpo de agua. Ambos pueden estar presentes tanto en minerales alogénicos detríticos, como en componentes autógenos en forma de óxidos, sulfuros (el Fe), carbonatos, y complejos orgánicos, por lo que representan una señal combinada del aporte detrítico y las alteraciones diagénéticas, ya sean reductoras u oxidantes (Engstrom y Wright, 1984). El fósforo también tiene un origen mixto en los sedimentos. En fases minerales está presente en apatito (alogénico) o vivianita ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), y puede también estar co-precipitado en fases inorgánicas amorfas de óxidos de hierro, o asociado a componentes orgánicos. Considerando que la distancia que han sido transportados estos sedimentos ha sido muy corta, y que para el presente estudio los sedimentos no son muy antiguos (edad máxima de 1300 años AP), es poco probable que haya habido grandes cambios en la composición original de las partículas ya sea por disolución u otros procesos.

Las variaciones de la abundancia relativa de elementos respecto a la profundidad, siguen dos patrones: 1) Por una parte, está el patrón que siguen los óxidos SiO_2 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , MgO y los elementos traza, a excepción del Sr, Va y Th; 2) Por otra parte, los óxidos MnO y CaO , así como los elementos traza Sr, Va y Th, presentan el patrón inverso. (Fig. 19). Debido a la similitud que presentan, se considera que los elementos que siguen el patrón 1) representan, en términos generales, variaciones en la erosión de la cuenca. El Fe, cuyas variaciones se asemejan al patrón 1, presenta un comportamiento inverso al Ti para las muestras de los horizontes de 1.26 y 2.87 m (grupo verdoso), 2.33 y 3.50 m (grupo rojizo), 3.43 y 4.68 m (grupo pardo claro-ocre).

Se elaboró un análisis de correlación (*Statistica*), con todas las muestras de los resultados de FRX. Los elementos mayores que mejor discriminan a cada uno de los grupos, son el Fe, Mn y Ca. Los dos primeros no correlacionan con ningún otro elemento, mayor o traza, en factores de correlación $> +0.7$, en tanto que el Ca sólo correlaciona, con este factor de correlación, con el Sr (Fig. 19).

Las muestras correspondientes a cada uno de los seis grupos establecidos, no presentan una clara diferencia en los valores de los elementos medidos. Es posible que esto se deba a que: 1) no fue adecuado el establecimiento de los diferentes grupos, a partir únicamente de sus características texturales y de color a simple vista; o 2) dentro de cada grupo, las muestras presentan una gran variación, por lo que es necesario establecer más categorías que las seis establecidas.

En las graficas presentadas en la figura 19, se puede observar un comportamiento general que describe también los cambios litológicos propuestos en la figura 15, sin embargo, no es del todo claro, debido a la falta de un mayor número de muestras que lo definan. En relación con la abundancia general de los elementos mayores, no es posible definir algún patrón característico o alguna tendencia aparente a disminuir o aumentar en la columna. A pesar de estas oscilaciones, aparentemente la abundancia es muy similar a lo largo del tiempo. En relación con los elementos traza, éstos sí aparentan tener una abundancia diferente a lo largo del tiempo. El Sr es el único elemento que presenta una aparente disminución en su contenido a lo largo del tiempo, es decir, hacia la base es mayor y hacia la cima menor; por el contrario y debido al comportamiento del Sr, todos los

demás elementos traza presentan un comportamiento inverso, con menor porcentaje hacia la base y un poco mayor hacia la cima, aunque es muy ligera dicha variación.

Si se considera a los elementos químicos únicamente en función del tiempo, se puede observar las siguientes variaciones (Fig. 19).

Para la profundidad de 4.5 m, muestra SV5-515 (grupo verdoso, □), existe un enriquecimiento en la mayor parte de los elementos traza, excepto en el Sr, que presenta un descenso considerable mostrando uno de sus valores más bajos de la secuencia; en lo que respecta a los elementos mayores, casi todos presentan una disminución, con excepción del Al_2O_3 , que presenta uno de sus valores más elevados de toda la secuencia. A los 4.31 m de profundidad existe un enriquecimiento muy grande de Sr de 600 ppm, sobresaliendo de los demás valores que se encuentran en un rango entre 250 y 400 ppm, produciendo un descenso en la proporción de los demás elementos traza en ese punto.

Para la profundidad de 3.6 a 2.9, muestras SV4-635 (grupo arenoso, ■), SV4-605 (grupo pardo oscuro, ◇), SV4-480 (grupo pardo claro – ocre, Δ), SV4-200 (grupo rojizo, ◆), y SV3-925 (grupo verdoso, □), existe un intervalo en el que el CaO, FeO y Al_2O_3 , se enriquecen y todos los demás elementos mayores disminuyen en gran proporción; para este mismo intervalo el Sr presenta un comportamiento donde de abajo hacia arriba, disminuye bruscamente a un valor por debajo del promedio (267 ppm), para luego aumentar progresivamente hasta un valor de 409 ppm, también saliéndose de la media, el comportamiento de los demás elementos traza se realiza de forma inversa al Sr.

Para la profundidad de 1.98 m, muestra SV2-974 (grupo turba, ▲), existe un enriquecimiento muy grande de Sr de 833 ppm, sobresaliendo de los demás valores que se encuentran en un rango entre 250 y 400 ppm, produciendo un descenso en la proporción de los demás elementos traza en ese punto. En el caso de los elementos mayores el óxido que presenta un comportamiento distinto a los demás es el CaO, que aumenta para esta misma profundidad, mientras que los demás óxidos disminuyen en gran proporción.

Para la profundidad de 0.83 m, muestra SV1-832 (grupo turba, ▲), existe un pequeño enriquecimiento de Sr que se encuentra dentro de los valores promedio en un rango entre 250 y 400 ppm, pero que produce un descenso en la proporción de los demás elementos traza en ese punto; en el caso de los elementos mayores el óxido que presenta un comportamiento distinto a los demás es el CaO, que aumenta para esta misma profundidad pero del mismo modo en una proporción no muy significativa, mientras que los demás óxidos disminuyen su proporción.

También se realizaron varias combinaciones de elementos en gráficas de tipo X-Y para observar la presencia de algún patrón particular como agrupaciones o alineamientos. En general se observa una separación en tres grandes grupos con comportamiento geoquímico similar. Grupo 1: pardo claro-ocre y turba; grupo 2: verdoso y arenoso; grupo 3: pardo oscuro y rojizo.

En la figura 20 se presentan tres diagramas de tipo X-Y representativos de las distintas combinaciones realizadas. Se puede observar los tres grandes grupos con comportamiento similar que se definen con los óxidos mayores. Estos agrupamientos podrían indicar acerca de la predominancia mayoritaria de cierta mineralogía en dichos grupos, posiblemente también reflejando la alteración de los distintos tipos de minerales

presentes en las muestras. Rollinson (1993), argumenta que la suma ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) en rocas sedimentarias, y utilizada en los diagramas mostrados en esta figura, puede ser utilizada para diferenciar entre sedimentos maduros e inmaduros, así como para medir el contenido de feldespatos potásico. En esta figura se puede observar, aunque de una forma muy general, que efectivamente se pueden hacer varias agrupaciones, posiblemente reflejando distintos grados de madurez, aunque incipiente, de los grupos descritos anteriormente. En el caso del MgO y Na_2O , estos pueden ser indicadores de rocas procedentes de arco volcánico (Rollinson, 1993), por tal motivo se han utilizado únicamente como elementos que pueden dar confiabilidad a estas agrupaciones, ya que como se mencionó anteriormente el lago en cuestión se encuentra dentro de la Faja Volcánica Transmexicana.

El diagrama triangular de la figura 20, fue propuesto por Nesbit y Young (1984), para ejemplificar el proceso de alteración por intemperismo de una roca. El extremo superior (Al_2O_3), representa a una roca que se encuentra completamente alterada (caolinita), y en la parte central del mismo se encuentra un granito promedio no alterado, por tanto los patrones de alteración van de la parte media del mismo hacia la parte superior. De las muestras analizadas en este trabajo, se puede observar que la mayoría se encuentra dentro de la zona de mediana alteración, lo que posiblemente se deba a que las rocas originales se alteraron por la formación de suelos, aunque no se descartan los procesos incipientes de retrabajo para llegar a la cuenca de depósito; se observó también en campo rocas alteradas por procesos de hidrotermalismo, pero no se han reconocido arcillas producto de tal efecto, por tal motivo dicho proceso podría ocurrir posiblemente en bajo grado. Es importante aclarar que este diagrama en particular, debe ser considerado con cierta cautela, debido a que originalmente se planteó para ser utilizado con rocas ígneas y no con sedimentos. Pero debido a que la principal fuente de aporte a la cuenca es producto de la disgregación de rocas ígneas dentro de la caldera, se considera válida la utilización del mismo, incluso aunque fueran partículas de origen eólico, pues las rocas volcánicas son las dominantes en la región.

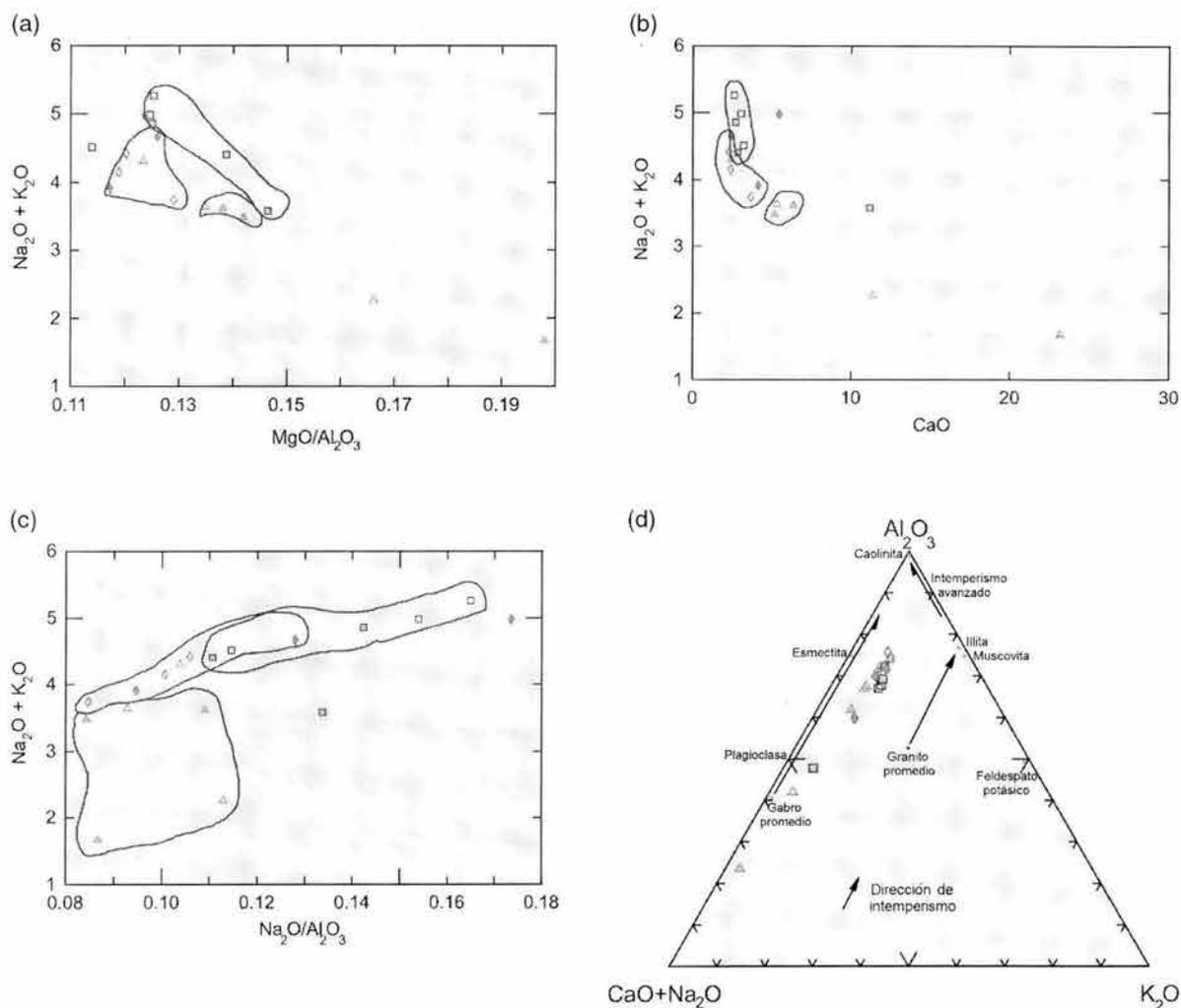


Figura 20. a, b y c) Diagramas X-Y donde se observa tres agrupamientos con comportamientos geoquímicos principales; el grupo 1 corresponde a pardo claro – ocre (Δ) y turba (\blacktriangle), el grupo 2 a verdoso (\square) y arenoso (\blacksquare), y el grupo 3 a pardo oscuro (\diamond) y rojizo (\blacklozenge). Estas agrupaciones posiblemente reflejan distintos grados de madurez de los sedimentos. d) El diagrama triangular fue propuesto por Nesbit y Young (1984), indica el avance en la alteración por intemperismo de una roca, para las muestras de este estudio la alteración resulta ser poco avanzada.

IV.3.2 DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

Los resultados de los análisis de Difracción de Rayos X de los concentrados magnéticos separados mediante el equipo Franz, se presentan en la Tabla 6, y los resultados de los análisis en muestra total de sedimentos en la Tabla 7.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se pudo corroborar la presencia de algunos de los minerales observados en el microscopio estereográfico, como el cuarzo, feldespato, plagioclasa, piroxenos, aragonita, calcita y magnetita. Uno de los datos principales proporcionados por los resultados de muestra total, es la determinación de la probable presencia de smectita, que es una arcilla del grupo de la montmorillonita derivada de rocas básicas, así como también la halloysita. Desde el punto de vista de minerales magnéticos nos ha proporcionado información sobre la posible presencia, de magnetita y hematita y dentro de los minerales paramagnéticos a la siderita.

Tabla 6. Resultados de los análisis de difracción de rayos X en separados magnéticos.	
Muestra	Minerales identificados
SV3-965	Aragonita, Cuarzo, Calcita, Plagioclasa, Tridimita, Piroxeno, Siderita.
SV4-150	Plagioclasa, Cuarzo, Magnetita o Magnesioferrita, Diopsido, Clinocloro, Piroxeno (Hiperstena-Enstatita), Hematita.
SV4-530	Piroxeno (Diopsido-Augita), Magnetita o Magnesioferrita, Trazas de Hematita.
SV5-160	Aragonita, Cuarzo, Sanidino, Siderita, Carbón, Trazas de Hematita?
SV1-407	Plagioclasa, cuarzo, Clinocloro, Hematita, Calcita, Chaolita, Vermiculita, Trazas de Siderita.
SV2-277	Cuarzo, Plagioclasa, Clinocloro, Hematita, Calcita, Chaolita, Augita, Trazas de Illita.
SV2-867	Plagioclasa, cuarzo, Calcita, Siderita, Hematita, Tridimita.
SV3-550	Cuarzo, Plagioclasa, Clinocloro, Hematita, Calcita, Augita, Trazas de mica.
SV3-905	Cuarzo, Plagioclasa, Magnetita o Magnesioferrita, Hematita, Siderita.
SV5-530	Plagioclasa, cuarzo, Magnetita o Magnesioferrita, Hematita, Diopsido, Calcita.
SV5-570	Plagioclasa, cuarzo, Diopsido, Magnetita o Magnesioferrita, Hematina.
SV5-635	Magnetita o Magnesioferrita, Cuarzo, Hematita.
SV5-830	Plagioclasa, Cuarzo, Hematita, Magnetita o Magnesioferrita, Piroxeno (Augita-Diopsido).

El signo (?), indica que no se puede asegurar la presencia de dicho material.

Tabla 7. Resultados de los análisis de difracción de rayos X en muestra total.	
Muestra	Minerales identificados
SV4-031	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita, Mordierita?
SV4-035	Magnesita, Mordierita, Smectita.
SV4-038	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita.
SV4-043	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita.
SV4-365	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita, Mordierita?
SV5-072	Cuarzo, Aragonita, Halita, Halloysita, Plagioclasa, Smectita.
SV5-093	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita, Mordierita?, Magnesita?
SV5-785	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita.
SV5-825	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Halita, Smectita, Aragonita?
SV5-945	Cuarzo, Plagioclasa, Halloysita, Smectita.

El signo (?), indica que no se puede asegurar la presencia de dicho material.

IV.3.3 COULOMETRÍA DE CARBONO

Esta técnica nos permite conocer las variaciones en el contenido de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT) a lo largo del tiempo. El contenido de CIT en los sedimentos puede estar relacionado a ciertos factores como tasas de precipitación de minerales carbonatados, o la introducción de carbonatos detríticos dentro del sistema. El contenido de carbonatos en sedimentos indica periodos de condiciones favorables para su precipitación, normalmente se encuentra relacionado con la naturaleza del material que conforma la cuenca y con la química de la columna de agua (salinidad-alcalinidad elevada), ya que al contener una mayor cantidad de sales o minerales se favorece la precipitación de compuestos ricos en carbonatos. Esto sucede generalmente asociado con dinámicas más intensas de evaporación (Kelts y Hsü, 1978; Schüt, 1998).

El contenido de COT en los sedimentos es un indicador de la productividad pasada, es decir, de la biomasa presente en la cuenca (Bengtsson y Enell, 1986).

En la figura 21 se puede observar la cantidad de CIT y COT a lo largo de los cinco primeros metros de sedimento. En ésta puede verse que el comportamiento general de la secuencia es que el COT presenta casi siempre valores más grandes (0 – 4 %) que el CIT, inclusive los picos que sobresalen en la secuencia, con 10 y 25 % son de COT; para el caso del CIT este se presenta más regularmente en el intervalo de 0 - 1 %, aunque cabe resaltar que existen ciertos horizontes donde el comportamiento es inverso, y no solo esto, sino que además los valores del CIT son mayores (2 – 7 %), pero este comportamiento se presenta en menor proporción.

En esta figura puede observarse también la división de las unidades propuestas en la figura 15 (líneas horizontales Fig. 21). Estas unidades representan los cambios litológicos principales, y resultan bastante congruentes con la cantidad de carbono ya sea orgánico o inorgánico, ya que dependiendo de la unidad en la que se observe, el CIT y COT presentan características representativas y diferenciables en cada una de estas divisiones litológicas propuestas. Tal es el caso de la unidad superior donde se observa un decremento de los valores tanto de COT, como de CIT, hacia la cima, además de que es la unidad que presenta mayor número de puntos de CIT fuera de rango. Para el caso de las dos unidades inferiores se observa una estabilidad de los valores que presentan, aunque los intervalos en los que oscilan son distintos. Por último la unidad 4 se caracteriza por presentar de base a cima un incremento paulatino del COT y valores ampliamente oscilantes de CIT.

En general, se ha observado de acuerdo a los grupos de sedimento mencionados anteriormente (grupo rojizo, grupo verdoso, grupo pardo oscuro, grupo pardo claro-ocre, grupo arenoso y grupo turba), que el grupo turba contiene grandes cantidades de COT, debido a que está compuesto por materia vegetal, aunque también contiene cierta proporción de ostrácodos y espículas de esponja. También se ha observado que, en los sedimentos con tonalidades más oscuras, existe una tendencia a mayores cantidades de materia orgánica, que se reflejan en un mayor contenido de COT. Los sedimentos de colores claros presentan mayor contenido de CIT, en el cual se considera el carbono procedente de las testas de los ostrácodos.

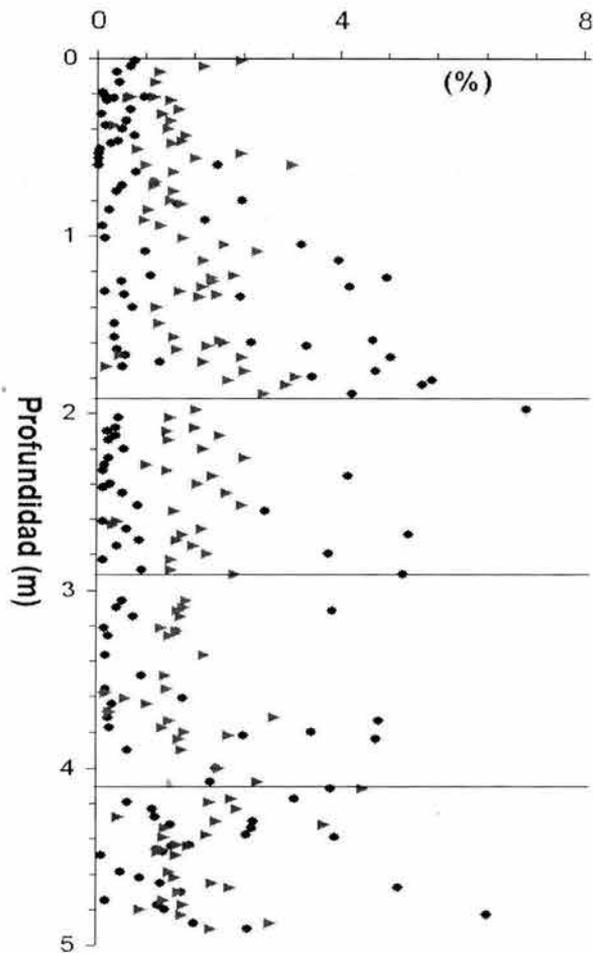


Figura 21. Resultados de los análisis químicos de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT), para el núcleo SMO 02 V. Puede observarse que en la mayor parte de los casos el COT (▲), se encuentra en mayores proporciones, aunque existen varios puntos donde el CIT (●), sobrepasa la cantidad de COT. Las líneas horizontales representan las unidades litológicas con cambios mayores; estas unidades también presentan diferencias significativas en el contenido de CIT y COT.

IV.3.4 FECHAMIENTOS RADIOMÉTRICOS

En total se realizaron nueve fechamientos radiométricos por ^{14}C en materia vegetal (turba y madera) y en sedimentos orgánicos, procedentes de la columna del núcleo SMO 02 V. Los fechamientos que se presentan corresponden a los nueve metros de sedimentos a modo de referencia, pero se hace la aclaración que este trabajo abarca únicamente los cinco metros superiores de la secuencia. En la figura 15 se muestra la posición estratigráfica de los fechamientos realizados, y en la Tabla 8 se presentan los valores relacionados con su profundidad, tipo de muestra, edad absoluta y su transformación a años calendarios actuales para cada fechamiento, de acuerdo al programa *Calib 4.4* de Radiocarbon Calibration (Stuiver y Braziunas, 1993; Stuiver et al., 1998a; Stuiver et al., 1998b, McCormac et al., 2002).

De los fechamientos obtenidos, los dos resultados correspondientes a sedimentos orgánicos, resultaron ser incongruentes con su profundidad relativa respecto al resto de los fechamientos, por lo que no fueron considerados en la interpretación de los resultados. En relación con estos dos datos, uno de ellos (Beta – 186783, Tabla 8) presenta una edad mayor que su dato adyacente inferior, lo cual resulta contradictorio. De acuerdo a la gráfica presentada en la figura 22, por medio de una interpolación lineal entre los restantes fechamientos, la edad esperada para este punto es de ~1900 años ^{14}C AP y no de 2330 como es su caso. Para el otro dato (Beta – 186782), la edad esperada de acuerdo a la interpolación es de ~1450 años ^{14}C AP, la cual se encuentra también muy alejada del dato obtenido de 2120 años.

Es posible que las edades obtenidas en los dos conjuntos de tipo de muestra - turbas y maderas por una parte, y sedimentos orgánicos por la otra-, reflejen la edad de diferentes procesos. Mientras que las edades en las turbas y maderas pueden representar la edad de un proceso rápido de depósito, las edades en los sedimentos orgánicos pueden indicar que los sedimentos han sido contaminados por materiales más antiguos. Por tal motivo, estos últimos no se consideran para el establecimiento de la escala de tiempo de la secuencia.

Tabla 8. Resultados de los fechamientos por ^{14}C realizados a lo largo de la columna, y sus equivalencias en años calendarios.

POZO SMO 02 V				
Clave laboratorio	Profundidad (m)	Tipo de muestra	Edad Radiocarbono (años AP)	Edad calibrada - 1σ (Años calendario)
Beta – 186780	1.25	Turba	400 ± 40	1432–1526 DC (518-424 AP)
Beta – 176359	2.46	Turba	660 ± 40	1341–1397 DC (609-553 AP)
Beta – 186781	2.78	Turba	700 ± 40	1256–1327 DC (694-623 AP)
Beta – 176360	3.66	Madera	850 ± 40	1154-1276 DC (796-674 AP)
Beta – 176361	4.05	Turba	990 ± 40	983-1073 DC (967-877 AP)
Beta – 186782	5.33	*S. Org.	2120 ± 40	209-041 AC (2158-1990 AP)
Beta – 186783	6.89	*S. Org.	2330 ± 40	520-352 AC (2469-2301 AP)
Beta – 176362	7.92	Turba	2250 ± 40	324-202 AC (2273-2151 AP)
Beta – 169050	8.37	Madera	2340 ± 40	521-356 AC (2470-2305 AP)

(*): Dato no considerado para la interpretación de los resultados.

S. Org.: Sedimento orgánico.

Edad años calendarios según: Stuiver y Braziunas, 1993; Stuiver et al., 1998a; Stuiver et al., 1998b, McCormac et al., 2002

En la figura 22 se observa la gráfica de los fechamientos, en función de su profundidad, y se presenta una interpolación lineal de los mismos. En la parte inferior derecha se presentan dos cruces que indican los dos datos fuera de rango que han sido eliminados para la interpretación, debido a su gran dispersión. La columna perforada en el núcleo SMO 02 V, abarca aproximadamente los últimos 2500 años. Los cinco metros superiores de sedimentos de la columna recuperada, tienen una edad aproximada de 1300 años A.P. En esta sección, no hay evidencias de hiatus.

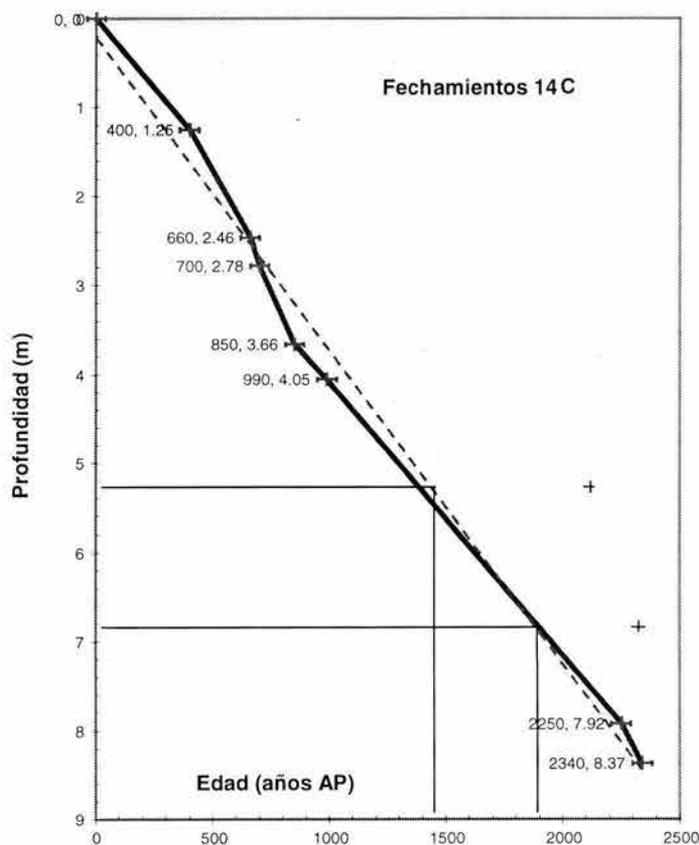


Figura 22. Fechamientos realizados por ^{14}C , en función de su profundidad. En cada punto se observa la edad de radiocarbono en años AP, y la profundidad en la que fue colectada la muestra. La interpolación lineal cercana a los fechamientos (línea punteada), le da un alto grado de certidumbre a los datos. Los dos cruces del lado inferior derecho indican los datos incongruentes que fueron eliminados.

Esta gráfica también ha permitido determinar las tasas de sedimentación, existentes en cada uno de los intervalos de tiempo descritos por las edades calculadas (tabla 9). El cálculo de las tasas de sedimentación se realizó entre cada intervalo fechado. La tasa media de sedimentación (para toda la secuencia), es de 4.7 mm/año. De acuerdo a las fechas con las que se cuenta, se observa un cambio en la tendencia de las tasas de sedimentación en el horizonte fechado en 850 a AP. Por arriba de éste, la tasa promedio es de 5.4 mm/año, y en general disminuye la tasa de sedimentación debajo de él a un promedio de 3.6 mm/año, esto posiblemente se deba a una mayor compactación en la parte inferior, aunque también seguramente está influenciado por el bajo número de fechamientos en la parte inferior de la secuencia.

La tasa de sedimentación media anual para este lago resulta ser muy elevada, en comparación con la reportada para otros lagos. Por ejemplo, en el lago de Chalco, la tasa media es de alrededor de 0.7 mm/año y la máxima encontrada de alrededor de 1.3 mm/año. Una explicación a esta alta tasa de sedimentación encontrada en los sedimentos de Santa María del Oro, es la cercanía de estas perforaciones a la orilla del lago, donde la sedimentación es mucho mayor que en el centro del mismo. Otra posible explicación podría ser que los sedimentos de Chalco, que son más antiguos, actualmente ya no presentan un cuerpo de agua que los preserve de la deflación y están más compactados que los del lago Santa María del Oro, que aún sigue en proceso de azolve.

Tabla 9. Tasas de sedimentación.

Intervalo de profundidad (m)	Intervalo de edad (años)	Tasa de sedimentación (mm/año)
0.00 - 1.25	400	3.1
1.25 - 2.46	260	4.7
2.46 - 2.78	40	8.0
2.78 - 3.66	150	5.9
3.66 - 4.05	140	2.8
4.05 - 7.92	1260	3.1
7.92 - 8.37	90	5.0

IV.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS

IV.4.1 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Se presentan los resultados de la susceptibilidad magnética medida en muestras discretas de cubos de 8 cm^3 (Fig. 23). La susceptibilidad magnética (χ), es la respuesta a la aplicación de un pequeño campo magnético en un material, para ver que tan magnetizable puede ser el mismo (Butler, 1998), (Anexo 1). Esta nos permite observar la variabilidad de las concentraciones de minerales magnéticos y/o la determinación de periodos con condiciones ambientales estables, debido a que los periodos de mayor erosión y arrastre superficial de sedimentos frecuentemente están asociados a decrementos en la cubierta vegetal y/o a incrementos en la precipitación.

A partir del cálculo de la contribución paramagnética (χ_p) y ferrimagnética (χ_f) a la susceptibilidad total (χ_t), se observa que la χ_f domina la señal de susceptibilidad total, y que la contribución paramagnética es despreciable ($< 5 \%$), por lo tanto, puede considerarse que la χ refleja en gran medida la concentración de minerales ferrimagnéticos. Los valores más altos de χ se presentan en arenas, en un rango de 2 a 3 ($\mu\text{m}^3/\text{kg}$), y los más bajos en los limos pardo claro y ocre ($< 1 \mu\text{m}^3/\text{kg}$). De acuerdo a la división por unidades litoestratigráficas (Fig. 23a), las unidades presentan en general una variación extrema en los valores de χ . La Unidad 1 presenta en general valores bajos en la cima y en la base de la misma, de 0 a 0.4 m y de 1.6 a 1.9 m ($< 1.5 \mu\text{m}^3/\text{kg}$), y valores variables entre 0.4 y 1.6 m. La Unidad 2 presenta valores relativamente constantes ($\sim 1.5 \mu\text{m}^3/\text{kg}$), en tanto que la Unidad 3 presenta dos conjuntos de valores constantes bien definidos, entre 3.0 y 3.4 m ($\sim 2 \mu\text{m}^3/\text{kg}$) y entre 3.4 y 3.8 ($\sim 1.5 \mu\text{m}^3/\text{kg}$). La Unidad 4 presenta la mayor dispersión en los valores de χ .

La susceptibilidad dependiente de la frecuencia ($\chi_{df} \%$), ha sido comúnmente utilizada para estimar el contenido de minerales ultrafinos ($< 30 \text{ nm}$) de dominio superparamagnético (SP). Sin embargo, esta dependencia de frecuencia también es afectada por el contenido de Ti en titanomagnetitas (Wall y Worm, 2000), por lo que la interpretación de este parámetro puede ser sólo válido si los minerales ferrimagnéticos son únicamente magnetitas libres de Ti, o titanomagnetitas de composición constante. Las variaciones de χ_{df} a lo largo de la secuencia serán comentadas más adelante.

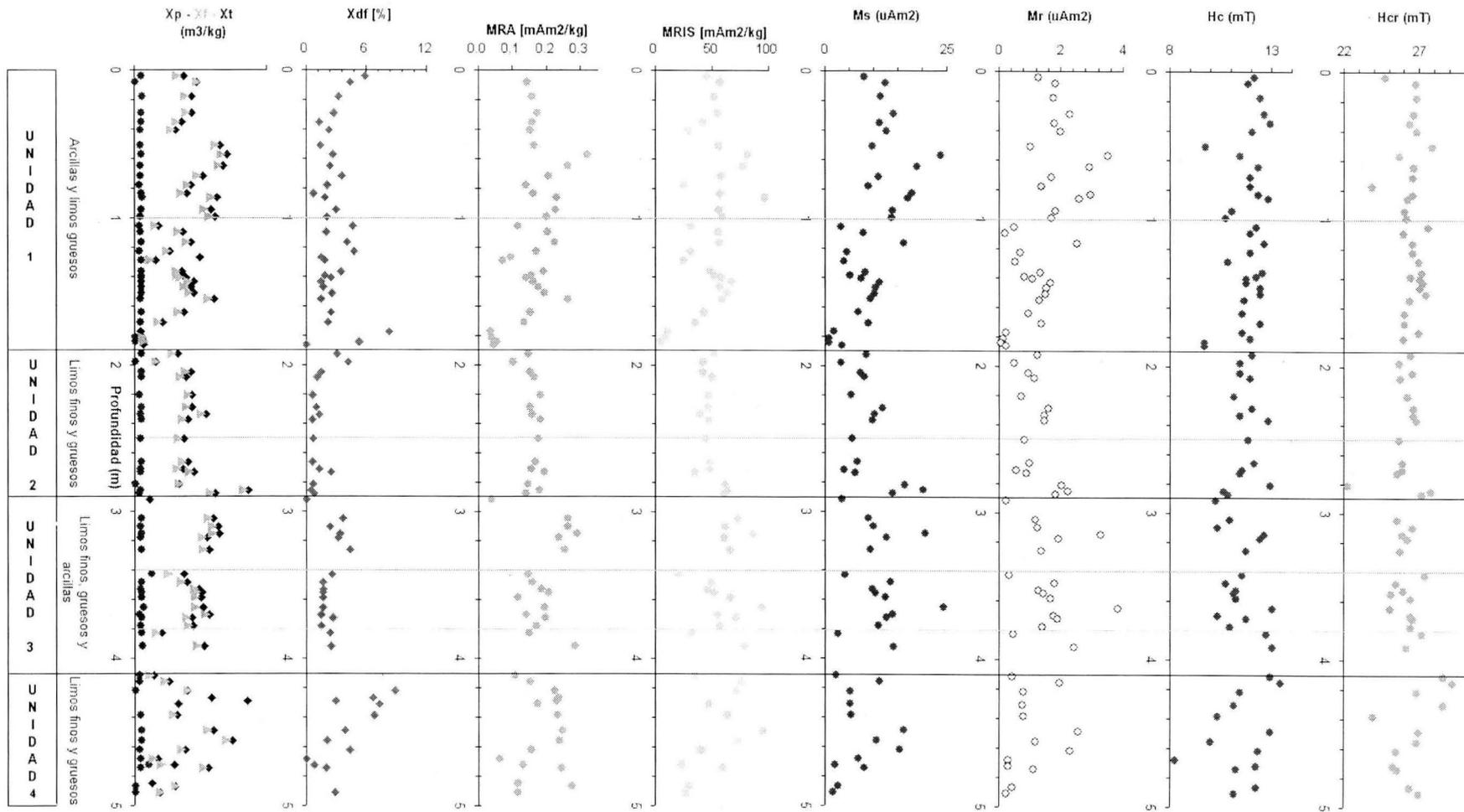


Figura 23a. Resultados de susceptibilidad paramagnética (X_p), ferrimagnética (X_f), total (X_t), dependiente de la frecuencia (X_{df}), magnetización remanente anhistérica (MRA), magnetización remanente isotermal de saturación (MRIS), magnetización de saturación (M_s), magnetización remanente (M_r), coercitividad (H_c) y coercitividad remanente (H_{cr}), de las muestras (de 8 cm³), correspondientes a los cinco primeros metros de la secuencia, núcleo SMO 02 V. Se puede notar una zona con condiciones estables entre los 2 y 3 m de profundidad, en contraste con el resto de la secuencia.

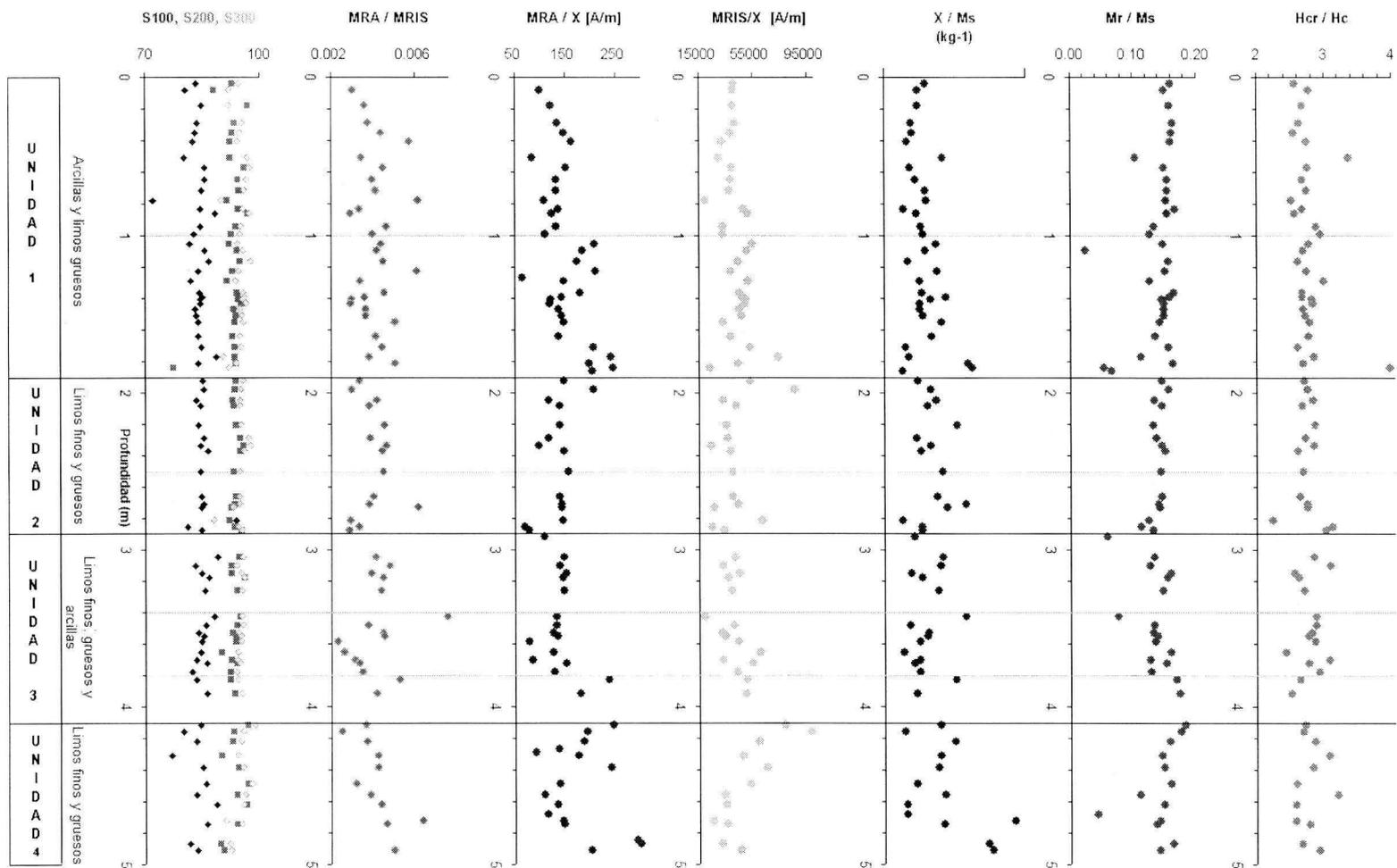


Figura 23b. Gráficas de algunos cocientes con parámetros magnéticos: magnetización remanente anhistéica (MRA) con magnetización remanente isotermal de saturación (MRIS), magnetización remanente anhistéica (MRA) con susceptibilidad (X), magnetización remanente isotermal de saturación (MRIS) con susceptibilidad (X), susceptibilidad (X) con magnetización de saturación (Ms), magnetización remanente (Mr) con magnetización de saturación (Ms), coercitividad remanente (Hcr) con coercitividad magnética (Hc) y los parámetros S_{100} , S_{200} y S_{300} ,

IV.4.2 MAGNETIZACIÓN REMANENTE ANHISTÉRICA (MRA)

La MRA es sensible a la presencia de minerales ferrimagnéticos de dominio sencillo (DS) o de granos pequeños de dominio pseudosencillo (DPS), ($\sim 0.1 - 1 \mu\text{m}$), (Hunt et al., 1995). El proceso de adquisición de esta magnetización artificial puede ser observado para una muestra representativa de cada uno de los grupos anteriormente descritos (Fig. 24). Las muestras de todos los grupos presentan una adquisición que tiende a una saturación, lo que indica que los minerales magnéticos que contienen son relativamente "suaves", o que la proporción de minerales "duros" es relativamente baja.

En todas las muestras del núcleo SMO 02 V, en general se observa que las correspondientes a los grupos pardo claro – ocre y rojizo, presentan los valores más elevados de adquisición de remanencia anhistérica en campo alterno (CA) 100 mT ($\sim 300 \text{ mA/m}$), los grupos turba, verdoso y pardo oscuro los valores más bajos ($\sim 200 \text{ mA/m}$), y el grupo arenas presenta valores intermedios cercanos a los 250 mA/m.

Los valores de adquisición de MRA en CA 100 mT, oscilan en un rango de 0 a $0.3 \text{ mAm}^2/\text{kg}$ (unidades de masa específica), (Fig. 23a). Estos pueden observarse y compararse con las curvas de datos obtenidas para susceptibilidad magnética (χ) y MRIS, los cuales muestran un comportamiento muy parecido.

IV.4.3 MAGNETIZACIÓN REMANENTE ISOTERMAL (MRI)

La MRI es una magnetización adquirida artificialmente en el laboratorio. Depende de la concentración de minerales ferrimagnéticos, y la forma de las curvas de adquisición de esta remanencia son útiles para inferir la presencia de minerales de alta coercitividad (hematita y/o goetita), o la presencia de minerales multidominio (DM, $> 2 \mu\text{m}$). El proceso de adquisición es muy similar al de MRA, solo que aquí el campo aplicado es únicamente directo y muy grande, por tanto los valores de remanencia adquirida también lo son. Puede observarse que mediante este proceso, la mayor parte de las muestras alcanzan una saturación en campos de 200 mT (Fig. 25), la muestra se satura y ya no crece su magnetización. En general, las gráficas son muy similares para los diferentes grupos y no muestran diferencias contrastantes apreciables.

En la figura 23a, se presentan los valores de adquisición de MRI en campos de 1 T (considerado el campo de saturación), en muestras discretas de 8 cm^3 de volumen. Los valores de magnetización de saturación se encuentran en el rango de valores de 0 a $100 \text{ mAm}^2/\text{kg}$ (unidades de masa específica).

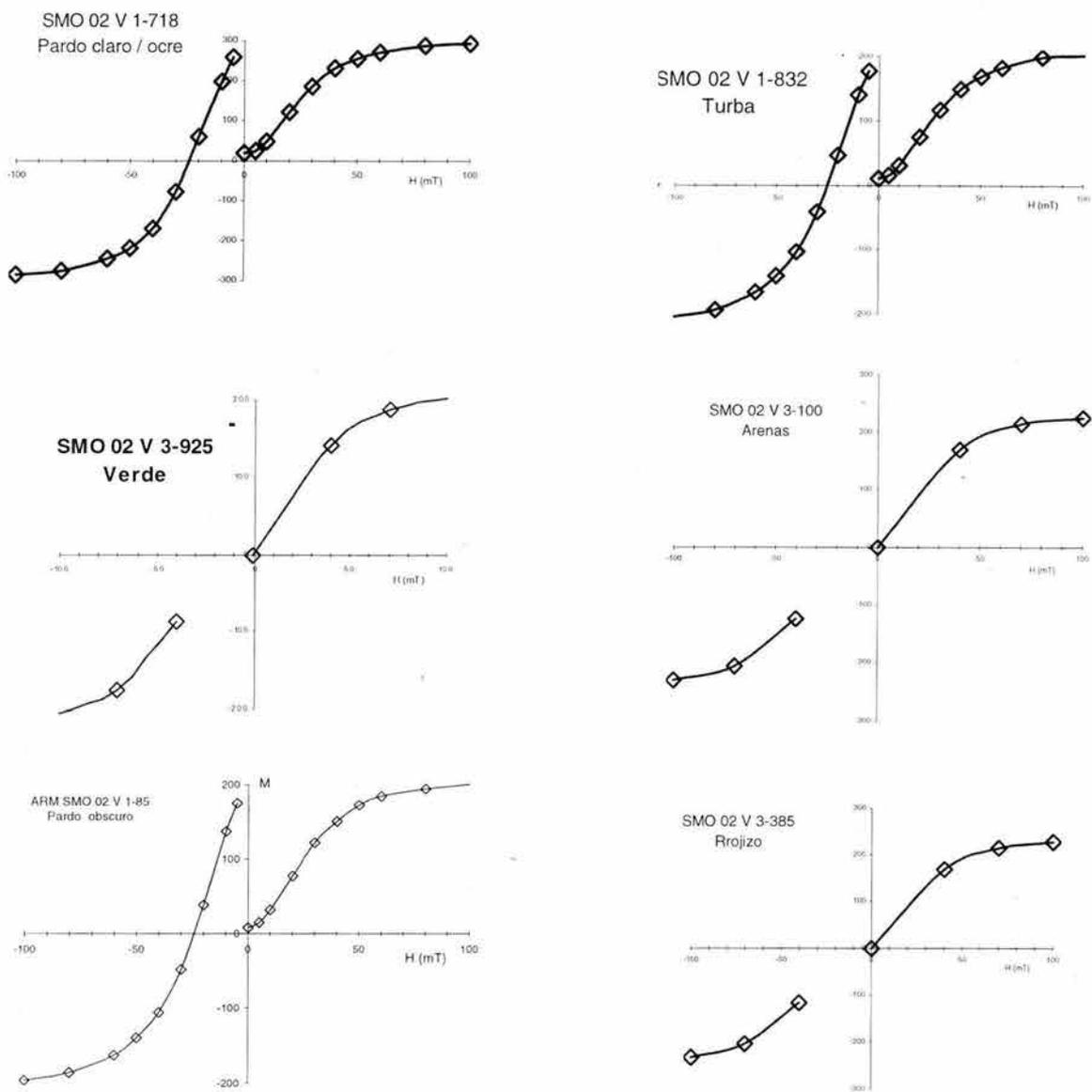


Figura 24. Ejemplos de curvas de adquisición de magnetización remanente anhistérica (MRA), en las muestras representativas de cada uno de los distintos grupos observados; H es el campo magnético aplicado y M es la magnetización adquirida por el material.

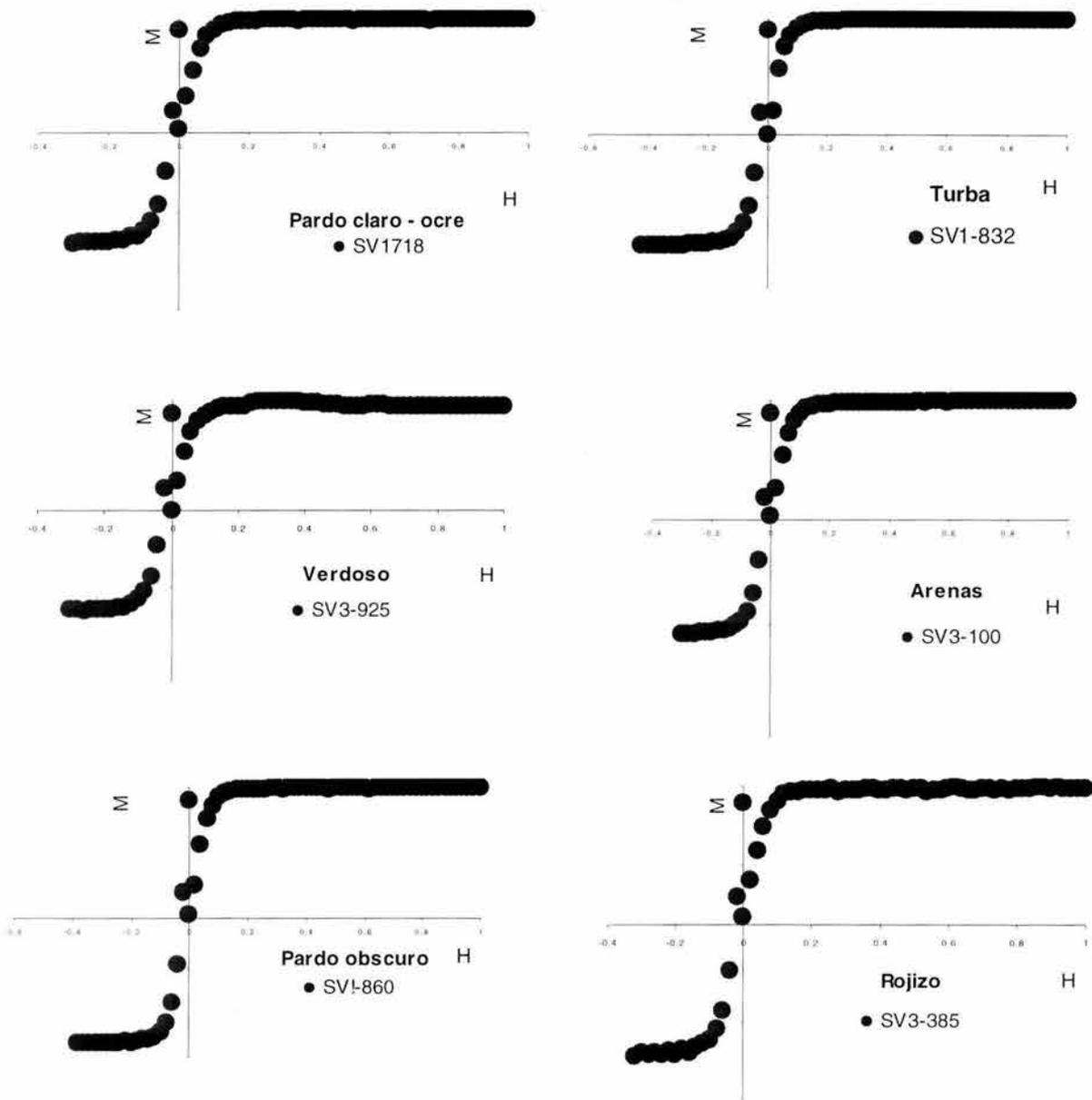


Figura 25. Curvas de adquisición de magnetización remanente isotermal en campos directos e inversos, correspondientes a cada uno de los diferentes grupos de sedimento del lago Santa María del Oro, Nayarit. H es el campo magnético aplicado y M es la magnetización adquirida por el material.

IV.4.4 HISTÉRESIS MAGNÉTICA

En la figura 26a se puede observar ejemplos de los ciclos de histéresis correspondientes a muestras de cada uno de los grupos de sedimento del núcleo SMO 02 V. Con este procedimiento (Anexo 1), se obtienen los parámetros de histéresis, que son la coercitividad magnética (H_c), coercitividad de remanencia (H_{cr}), magnetización remanente (M_r), y magnetización de saturación (M_s), parámetros con los que es posible realizar un gráfico de M_r/M_s vs. H_{cr}/H_c (Fig. 26b), propuesto por Day y colaboradores (1977), en el que se puede determinar el tamaño de dominio de los minerales magnéticos presentes en una muestra. Los rangos encontrados para estos parámetros son los siguientes: $0.2 < M_r < 3.8$ [μAm^2], $0.6 < M_s < 24.6$ [μAm^2], $22.2 < H_{cr} < 33.5$ [mT] y $8.19 < H_c < 13.4$ [mT].

En el diagrama de Day (Fig. 26a) se incluyen los datos de todas las muestras procesadas. En este se observa que todas las muestras contienen minerales que en conjunto presentan granos de dominio pseudosencillo, observándose una buena agrupación de todos los datos en la parte inferior izquierda de dicho campo.

En general se puede observar que la variación de los parámetros χ , MRN, MRA, MRIS, M_s y M_r , indicadores de la concentración de minerales magnéticos, es más o menos similar a lo largo de la secuencia, tal y como observa en la gráfica en función de la profundidad (Fig. 23a).

IV.4.5 COCIENTES DE REMANENCIAS, SATURACIONES Y PARÁMETROS DE HISTÉRESIS

La utilización de una serie de cocientes en los que se relacionan susceptibilidades, diferentes tipos de magnetizaciones, y coercitividades, son de amplio uso en magnetismo de rocas, ya que ayudan a discriminar tamaños de dominio o espectros de coercitividades.

Los parámetros derivados de los ciclos de histéresis, que son utilizados como una guía del tamaño de grano, son también afectados por mezclas de diferentes tamaños de grano, y por diferentes fases de minerales magnéticos con espectros de coercitividades contrastantes. Consecuentemente, la estimación de tamaños a partir de los parámetros de magnetismo de rocas puede no ser lo suficientemente adecuada cuando estas mezclas están presentes. Para salvar este inconveniente, en la interpretación de tamaños de grano se utilizan de manera conjunta otros cocientes como χ/M_s , que depende exclusivamente del contenido de granos SP, y χ_{df} , que como anteriormente se señaló, depende tanto del contenido de granos SP como del contenido de Ti en titanomagnetitas.

Los cocientes S, derivados de las pruebas de adquisición de MRI, son una guía útil en la identificación de minerales magnéticos de alta coercitividad, o minerales "duros". Los cocientes S_{300} menores a 80 % generalmente son debidos a la presencia de cantidades significativamente altas de hematita o goetita. Las remanencias MRA, normalizada por χ o MRI para eliminar los efectos de concentración, son una guía en la identificación de minerales de tamaño DS.

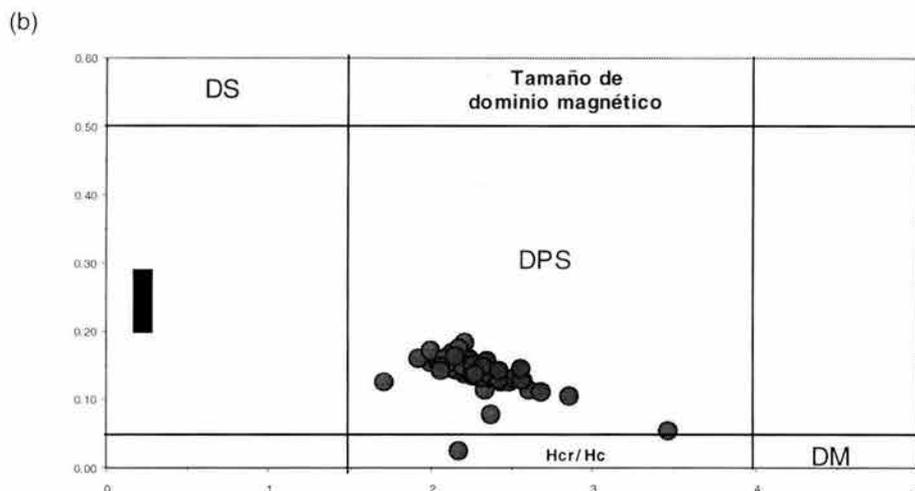
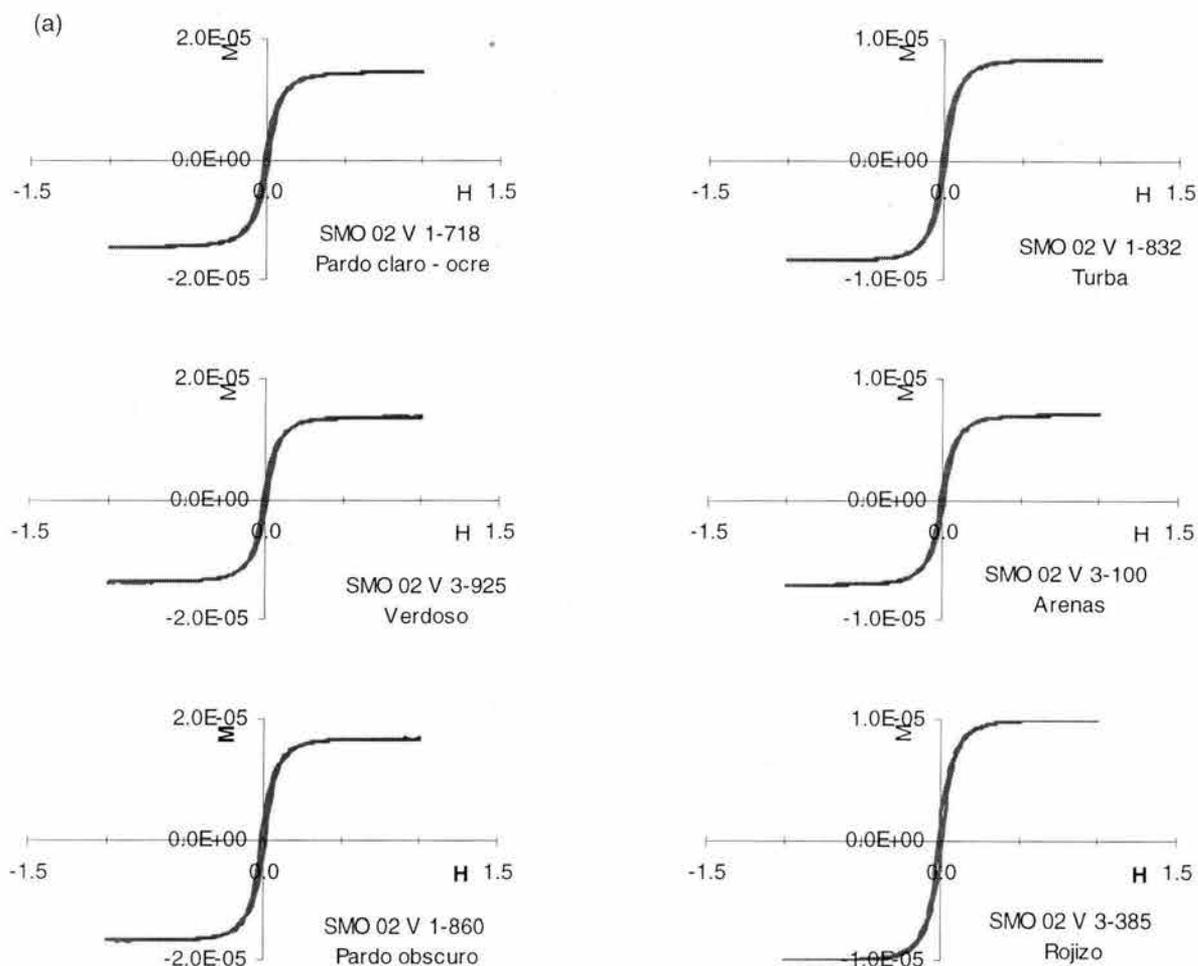


Figura 26. (a) Ejemplos de ciclos de histéresis, en los que se ha eliminado la contribución paramagnética, observados en distintas muestras correspondientes a cada uno de los grupos de sedimento. H: campo magnético aplicado; M: magnetización adquirida por el material. En todos los casos, el comportamiento corresponde a mezclas en las que dominan las componentes magnéticas "suaves", con $H_{cr} < 40$ mT. (b) Diagrama de Day, construido a partir de parámetros obtenidos en los ciclos de histéresis, se puede observar que las muestras presentan un dominio pseudosencillo (DPS). H_c : coercitividad magnética, H_{cr} : coercitividad de remanencia, M_r : magnetización remanente, M_s : magnetización de saturación, DS: dominio sencillo, MD: dominio múltiple.

Los cocientes S_{300} presentan valores mayores a 90% (por lo que a partir de ellos, se puede argumentar en contra de la presencia de hematita o goetita). Las secciones estratigráficas que presentan valores constantes en los tres cocientes S son la mitad inferior de la Unidad 1, y las unidades 2 y 3 (Fig. 23b). La Unidad 4, y la mitad superior de la Unidad 1, presentan una mayor dispersión en los valores de estos cocientes, lo que indica que en estas zonas se presenta un espectro de coercitividades más amplio.

Los cocientes MRA/MRIS presentan los mayores valores en zonas dispersas de la Unidad 1, en la zona inferior de la Unidad 2, en la zona media de la Unidad 3 y en la parte más baja de la Unidad 4; el resto de las zonas en las unidades presenta valores relativamente constantes. Los cocientes MRA/χ y $MRIS/\chi$, en conjunto, presentan los mayores valores en la base de la Unidad 3, así como en la mitad inferior de la Unidad 1. El cociente χ/Ms presenta sus máximos valores en zonas dispersas de las Unidades 2 y 3, pero de manera más constante en la Unidad 4 y en la mitad inferior de la Unidad 1.

IV.4.6 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN ALTAS TEMPERATURAS

La figura 27 muestra los diferentes tipos de comportamiento observado al realizar las pruebas de susceptibilidad a altas temperaturas (bajo una atmósfera de aire). En todos los casos las curvas de calentamiento fueron irreversibles, lo que indica que durante la prueba se alteraron las muestras. La alteración produjo fases más estables, muy posiblemente de magnetitas. La mayor parte de las curvas, presenta una temperatura de Curie cercana a la de la magnetita ($T_c \approx 580$ °C). En algunas curvas se presenta una pequeña inflexión alrededor de los 550 °C, seguida por una inflexión mayor alrededor de 580 °C, indicando posiblemente la presencia de mezclas de titanomagnetitas pobres en Ti o titanomaghemitas, y magnetitas puras (grupo pardo claro - ocre, grupo turba, grupo de arenas y grupo pardo oscuro). En algunos casos, es también posible observar que en temperaturas mayores a 580 °C, continua decreciendo la susceptibilidad, debido posiblemente a la presencia de hematita ($T_c \approx 670$ °C) (grupo turba, grupo arenas, grupo verdoso y grupo rojizo). Algunas muestras presentan un comportamiento distinto: alrededor de los 300 °C hay un aumento súbito en la susceptibilidad, formando un pico (~400 °C), que después disminuye hasta llegar a su T_c (~ 550 °C), comportamiento típico de siderita (grupo pardo claro - ocre).

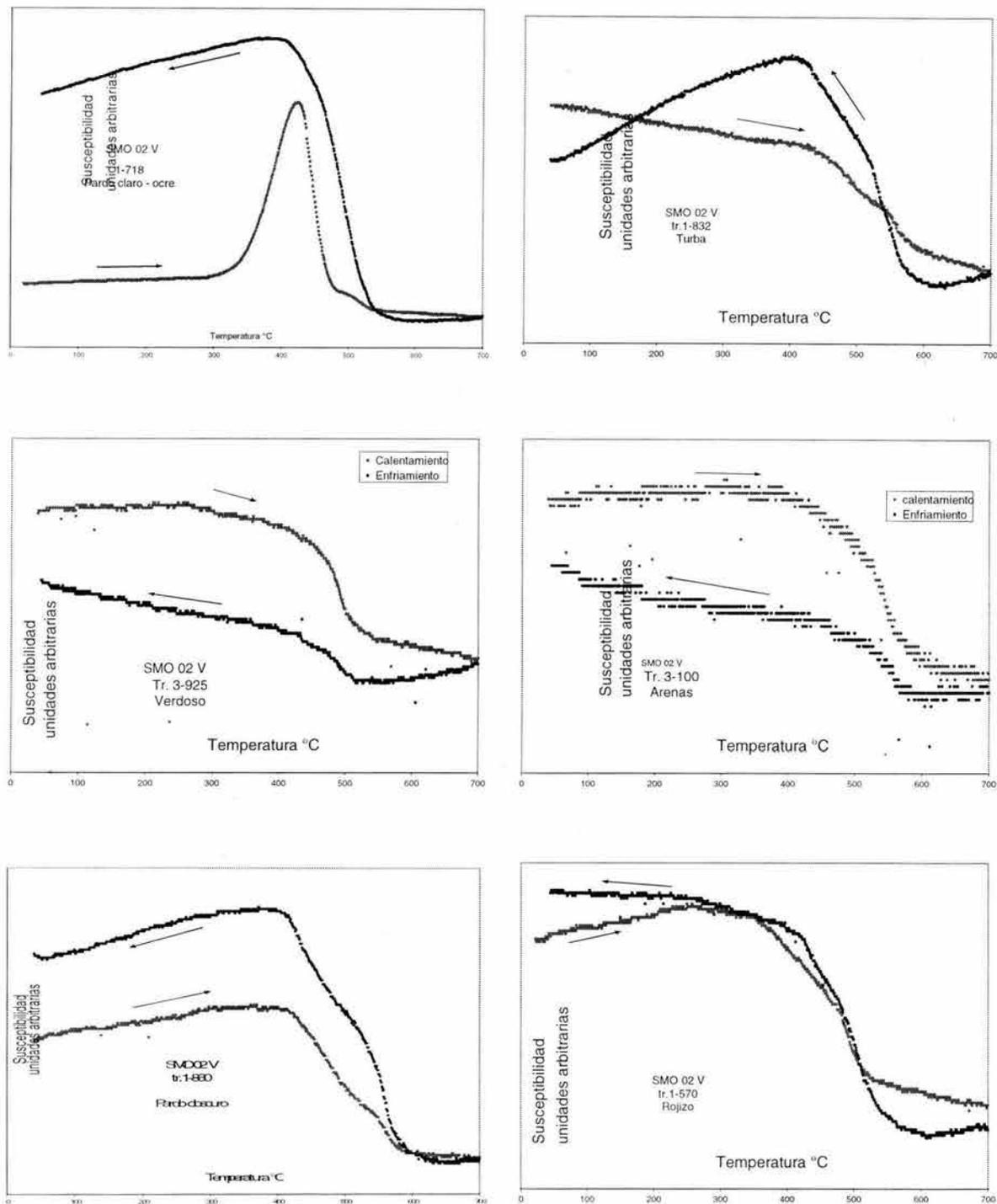


Figura 27. Pruebas de susceptibilidad magnética (χ) a altas temperaturas. En color rojo se muestra la curva de calentamiento y en azul la de enfriamiento (flechas). La mayor parte de las muestras presentan un comportamiento multicomponente, en el que se tiene una pequeña inflexión ~ 500 °C, y una inflexión mayor alrededor de los 580 °C, comportamiento típico de mezclas de Ti-magnetita (o Ti-maghemita) y magnetita pura. En otras muestras se observa un decremento continuo en χ arriba de 600 °C, que sugiere la presencia de hematita. Un comportamiento distinto sucede alrededor de los 300 °C, cuando la χ aumenta de manera súbita, formando un pico y después decrece hasta llegar a su T_c (~ 550 °C), típico de siderita.

IV.4.7 REMANENCIA MAGNÉTICA EN BAJAS TEMPERATURAS

La pérdida de remanencia al calentar las muestras desde los 5 K hasta la temperatura ambiente, para muestras correspondientes a cada uno de los seis grupos de sedimentos, se ilustra en la figura 28a. En general se observa que el comportamiento es similar en todas ellas pues se presenta una pérdida súbita de remanencia entre 5 y 40 K, debida a las componentes paramagnéticas o superparamagnéticas, seguida de una inflexión en la curva alrededor de los 110 K. Esta inflexión indica la presencia de magnetita, y es conocida como transición de Verwey.

La remanencia magnética medida durante el proceso de enfriamiento, de temperatura ambiente hasta 5 K, para las mismas muestras, se presenta en la figura 28b. Se puede observar un comportamiento similar en todas ellas, mostrándose una inflexión alrededor de los 110 K, denotando al igual que las curvas de calentamiento, la transición de Verwey.

IV.4.8 SUSCEPTIBILIDAD EN DIFERENTES FRECUENCIAS A BAJAS TEMPERATURAS

Las curvas de susceptibilidad magnética (χ) en diferentes frecuencias, se presentan en la figura 29. Estas en general describen la misma trayectoria aunque algunas en la escala vertical presentan curvas más pronunciadas. Todas ellas muestran una gran pérdida (~60 %) en χ entre 5 y 20 K, debida a las componentes paramagnéticas o superparamagnéticas. En todas ellas es posible observar una gran inflexión alrededor de los 110 K, reflejando la transición de Verwey, típica de la magnetita, y también una inflexión menor entre 50 y 60 K, pudiendo ser reflejo de una amplia variación de composición mineralógica, más que debido a las transiciones características de minerales magnéticos como la pirrotita o la siderita.

A partir de estos datos en diferentes frecuencias, se calculó la dependencia con respecto a la frecuencia. En la figura 30 se observan las gráficas correspondientes a cada uno de los grupos de sedimentos identificados.

Al realizar este cálculo de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df} %), se observa una alta dependencia de la susceptibilidad con respecto a la frecuencia ya que sus valores son > 2 en todos los grupos de sedimento identificados, además este porcentaje es indicador de minerales magnéticos de tamaños muy pequeños, también conocidos como superparamagnéticos (SP), (Fig. 30).

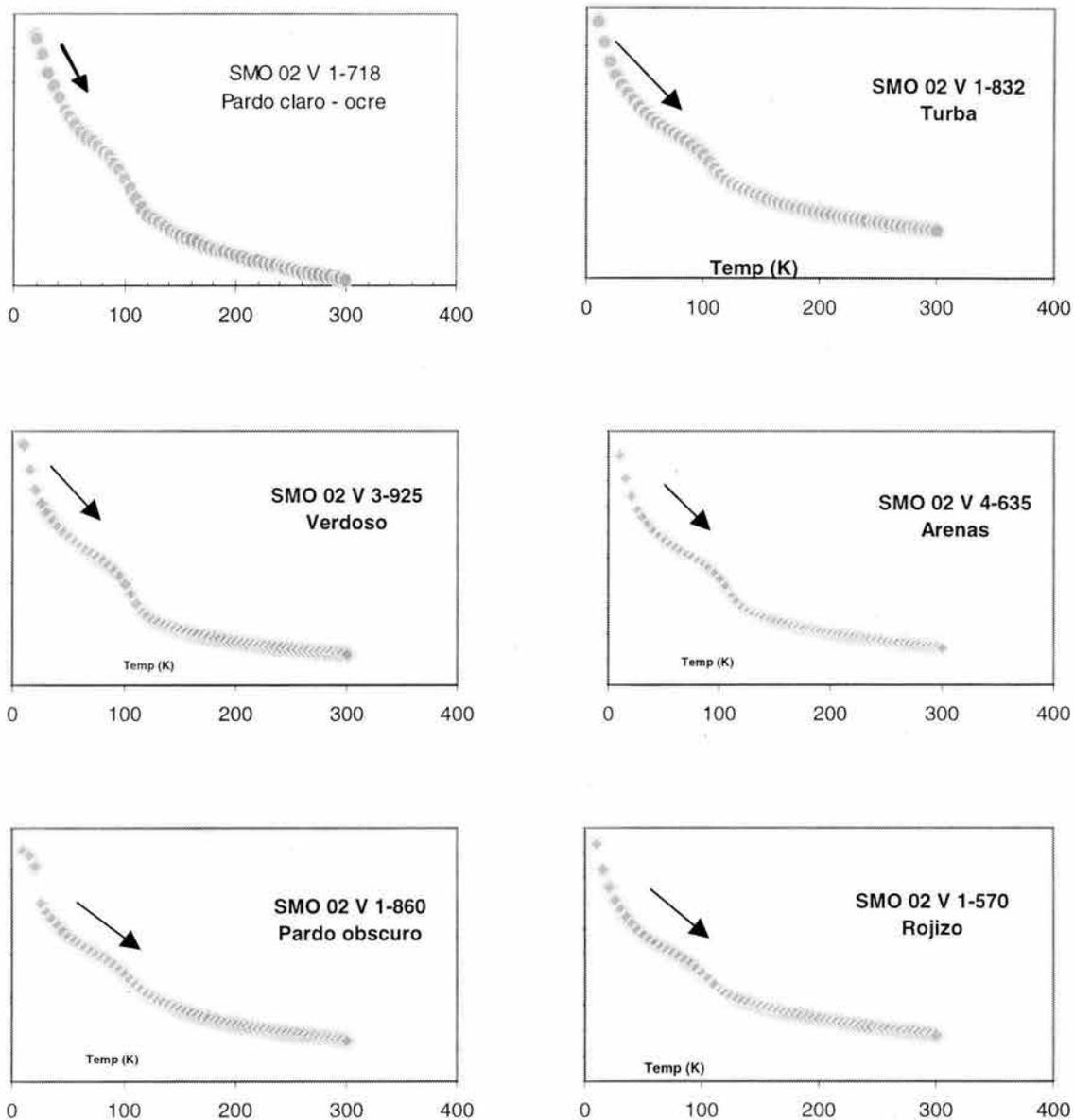


Figura 28a. Curvas del comportamiento de las remanencias a bajas temperaturas, en el proceso se satura la muestra con un campo de 2.5 T para ser calentada desde los 5 K hasta la temperatura ambiente (300 K), Se observa una inflexión de la curva alrededor de los 110 K conocida como transición de Verwey, sugiriendo la presencia de magnetita.

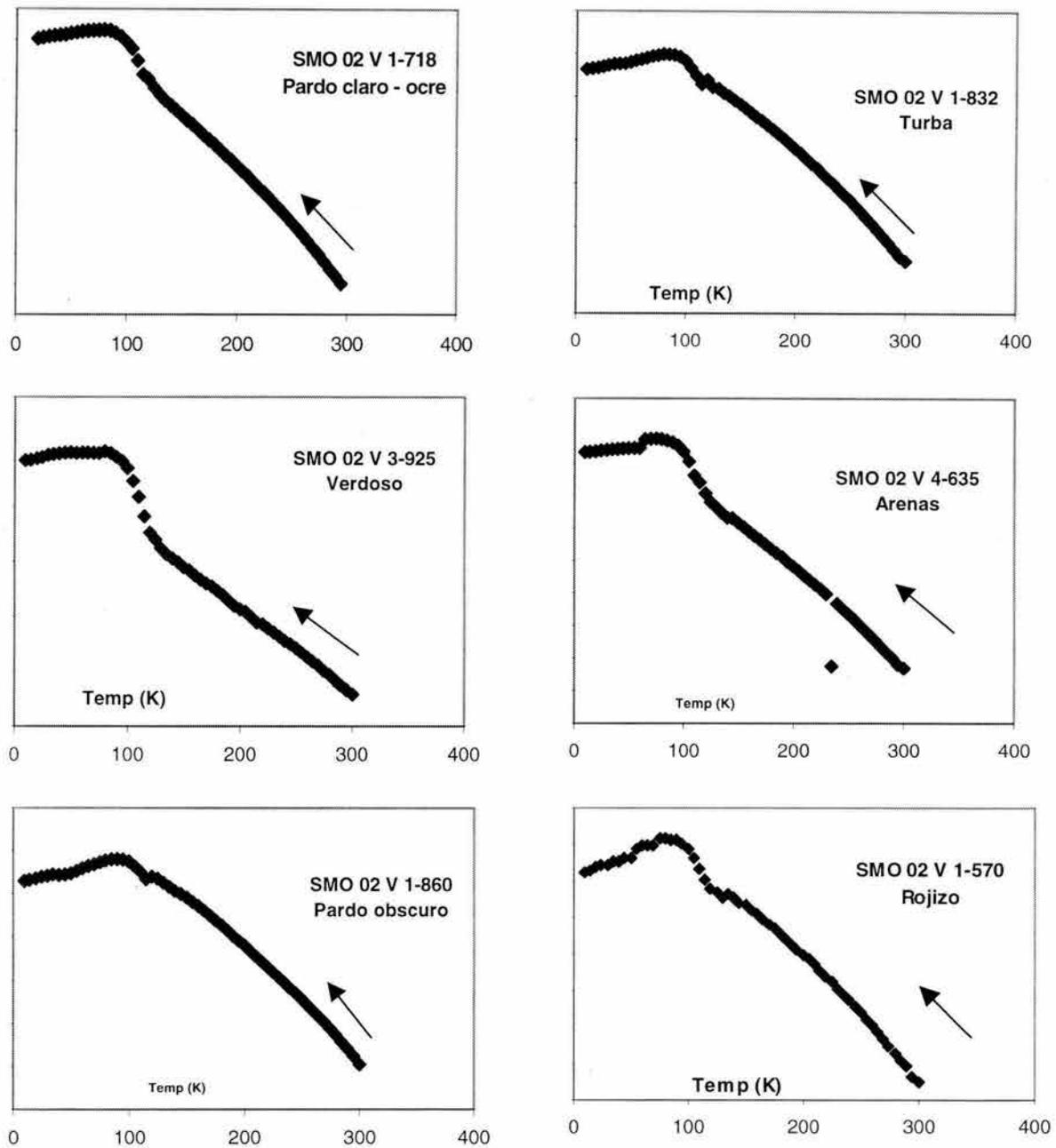


Figura 28b. Curvas de comportamiento de la remanencia magnética, en un proceso de enfriamiento hasta alcanzar los 5 K. Se observa una inflexión de la curva alrededor de los 110 K conocida como transición de Verwey, sugiriendo la presencia de magnetita.

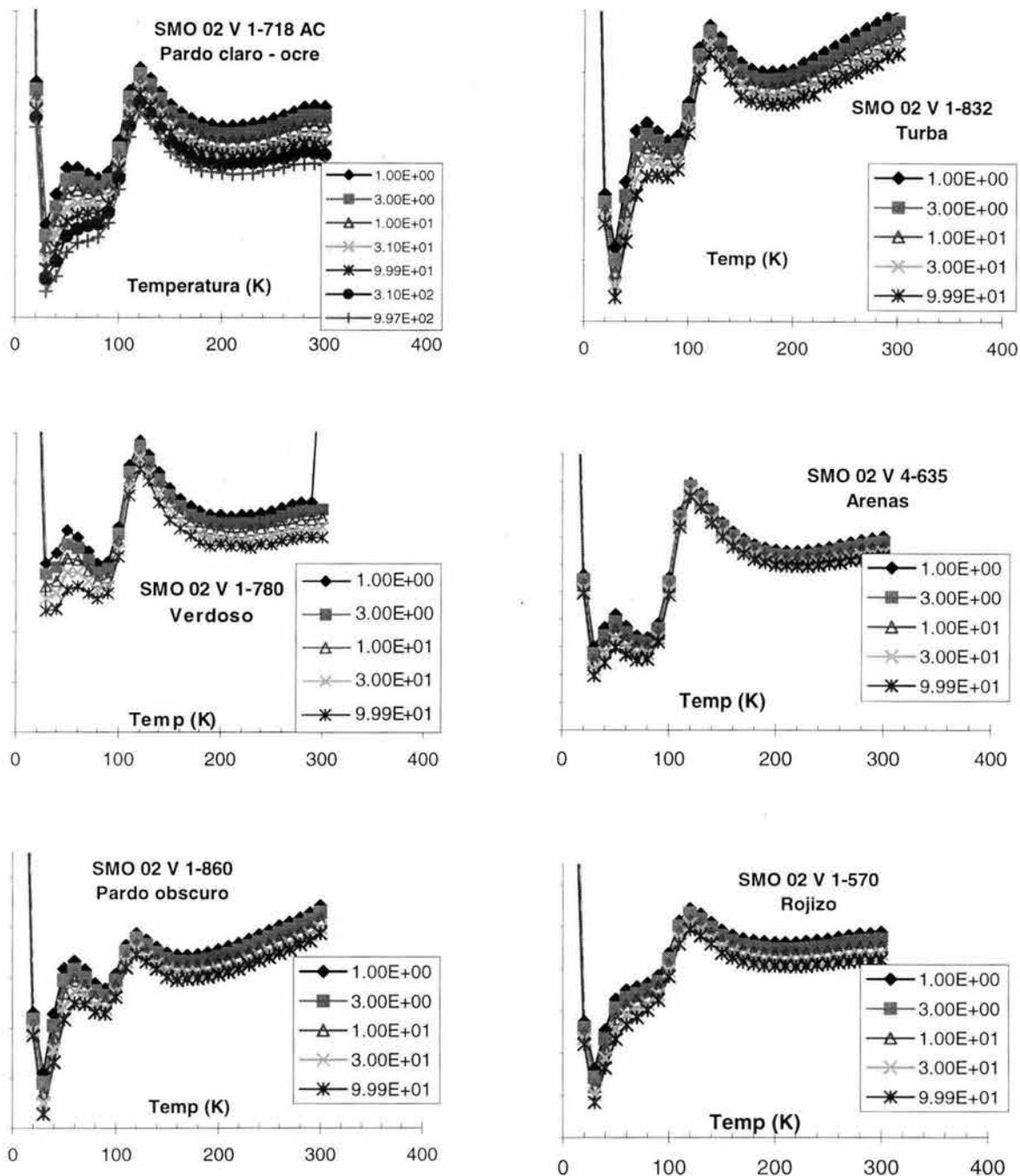


Figura 29. Curvas de susceptibilidad magnética medida a diferentes frecuencias en bajas temperaturas de 5 a 300 K, para los seis grupos de sedimento identificados.

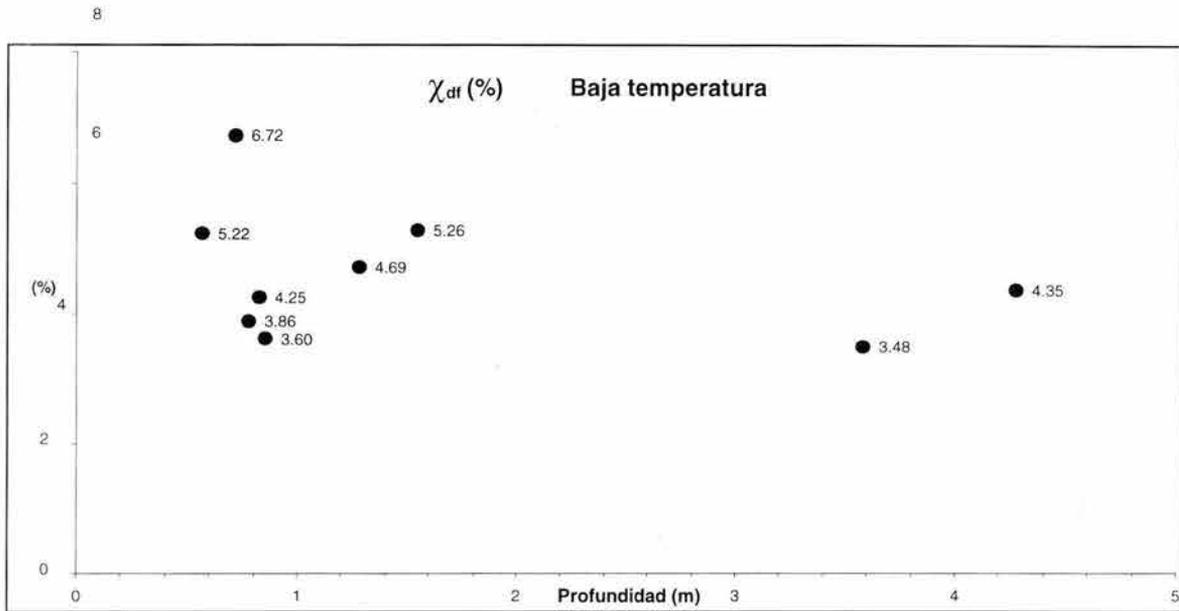


Figura 30. Susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df}), calculado a partir de las curvas de susceptibilidad magnética en bajas temperaturas (de 5 a 300 K). Se observa una alta dependencia de la susceptibilidad con respecto a la frecuencia (valores $> 2\%$), para los seis grupos de sedimento identificados, y además este valor es indicador de minerales superparamagnéticos (tamaños muy pequeños).

V. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos de la aplicación de las distintas técnicas utilizadas en el trabajo para la caracterización de los sedimentos, y las implicaciones paleoambientales que pueden tener dichas características. En primer lugar se discute la mineralogía magnética y su distribución de tamaños de dominio ("granulometría magnética"), posteriormente se presenta la caracterización de los estratotipos encontrados en la secuencia analizada, y finalmente se presenta la discusión de la variación de los parámetros analizados a lo largo de la secuencia y la interpretación ambiental derivada de la misma.

Existe una gran variedad de procesos naturales que pueden afectar la componente magnética en los sedimentos. Estos procesos pueden causar cambios en la concentración, en la distribución del tipo de dominios magnéticos o incluso en la mineralogía magnética a lo largo de la columna. Los diferentes procesos que afectan las características de los sedimentos, pueden tener una firma magnética similar, por tanto es necesario confrontar los resultados obtenidos mediante las técnicas de magnetismo de rocas, con la información derivada de la utilización de varias técnicas no magnéticas. Para la correcta interpretación de los resultados, es preciso establecer, en primer lugar, la mineralogía magnética presente.

V.1 MINERALOGÍA MAGNÉTICA

La mineralogía magnética ha sido identificada mediante la combinación de diferentes técnicas de magnetismo de rocas, la observación directa de minerales al microscopio, y la determinación de ellos a través de DRX. La interpretación de las fases mineralógicas presentes derivadas de la estimación de las temperaturas de Curie, indican que las fases magnéticas más comunes son titanomagnetitas con bajo contenido de Ti, y magnetitas puras. El contenido de Ti en titanomagnetitas ($\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, $0 \leq x \leq 1$, representada como TM0-TM100) disminuye la temperatura de Curie. Una temperatura de Curie de 520 °C es típica de TM20 (Dunlop y Özdemir, 1997). En algunas muestras, las curvas de calentamiento presentan un aumento de susceptibilidad magnética (χ) entre 300 y 500 °C, que corresponde a la inversión de titanomaghemitas a titanomagnetitas.

En todas las curvas de remanencias y χ a bajas temperaturas (Fig. 28), se observa una inflexión entre los 110 y 120 K, que en algunas es más pronunciada que en otras, pero en todas puede ser apreciada. Esta inflexión es conocida como transición de Verwey y sugiere la presencia de magnetita. En algunos casos, esta inflexión se encuentra desplazada hacia los 110 K, posiblemente debido a la presencia de pequeñas cantidades de Ti en magnetitas. Lo anterior indica que a pesar de tener dos componentes claramente separables mediante la T_c , estas curvas indican que todas las muestras presentan magnetita en diferentes proporciones y una ligera cantidad de titanomagnetita. Por otra parte, la maghemita no presenta transición de Verwey, por lo que se interpreta que la presencia de esta fase mineral es de menor abundancia.

En las curvas de χ medida a diferentes frecuencias también en bajas temperaturas, es posible observar un comportamiento similar de la transición de Verwey típica de la magnetita, en todos los grupos de sedimento identificados (Fig. 29).

La hematita tiene una temperatura de 675 °C, sin embargo, en presencia de magnetita, es difícil detectarla debido a su baja señal magnética, que a menudo es ocultada por la fuerte magnetización intrínseca de esta última. A pesar de ello, es posible inferir su presencia en curvas χ vs. temperatura, en aquellas muestras que presentan un decaimiento de χ aún por arriba de temperaturas superiores de 580 °C y hasta los 675 °C. La presencia de esta fase es, así mismo, difícil de detectar en pruebas de remanencia y χ a bajas temperaturas, ya que la transición de fase que la caracteriza, transición de Morin (Morin, 1950), ocurre a una temperatura de 258 K, temperatura a la cual la mayor parte de las muestras han perdido gran parte de la remanencia o χ que mostraban a las más bajas temperaturas.

En algunas curvas se llega a notar una muy pequeña inflexión alrededor de los 320 °C, pudiendo indicar pequeñas cantidades de pirrotita (Fe_7S_8) (Geiss, 1999). Este mineral, que en Santa María del Oro pudiera derivarse de las rocas ígneas de la cuenca y preservarse en los sedimentos, rara vez domina la remanencia de los mismos. La pirrotita monoclinica presenta una transición característica a 30-35 K, que no se observa en las curvas de las pruebas a baja temperatura que se realizaron en este trabajo (Figs. 28 y 29). Sin embargo, los cristales de sistema hexagonal no la presentan, por lo que su ausencia no excluye su existencia.

Un comportamiento distinto se observa en algunas muestras en las que alrededor de los 300 °C comienza su transformación a otra fase magnética, aumentando notablemente su susceptibilidad formando un pico, para después decrecer hasta llegar a una $T_c \sim 550$ °C; este comportamiento es típico de la siderita (FeCO_3). La siderita es un mineral común en sedimentos carbonatados, paramagnético a temperaturas ambientales, por lo tanto no es portador de remanencia natural, y presenta una temperatura de Néel $T_n \sim 38-40$ K (Housen et al., 1996).

En los cocientes S calculados a partir de la MRI (Figs. 23b y 32), se puede observar cómo la mayor parte de las muestras son saturadas en campos inversos de 300 mT (cocientes S_{300}), con valores cercanos al 100%, lo que indica que se tiene la presencia principalmente de minerales magnéticamente blandos como el caso de la magnetita. La presencia de cantidades significativas de hematita no es confirmada por estos cocientes, ya que es detectable sólo cuando los cocientes $S_{300} < 80\%$. Esto también indica pocas posibilidades de la presencia de pirrotita (anteriormente mencionada en las pruebas de altas temperaturas), debido a que en esta gráfica los valores son muy elevados.

La DRX realizada en distintas muestras de sedimento, tanto de concentrados magnéticos como en muestra total (Tablas 6 y 7), nos ha proporcionado datos sobre la presencia de magnetita, hematita y siderita. Para el caso de la siderita, ha resultado una herramienta muy útil, ya que con las técnicas de magnetismo de rocas, ésta sólo era evidente en las pruebas de χ a altas temperaturas, y no del todo en otras técnicas magnéticas. No se encontraron evidencias independientes a los parámetros de magnetismo de rocas discutidos, sobre la presencia de pirrotita u otro sulfuro de hierro. El comportamiento observado a baja temperatura, entre 50 y 60 K, puede ser reflejo de una amplia variación de composición mineralógica, más que debido a las transiciones características de la pirrotita o la siderita.

No se observan diferencias notables en la morfología de los granos de magnetita pura y titanomagnetita, analizadas en el MEB. Por esta técnica se observaron principalmente cristales que corresponden a magnetita casi pura, así como también de

titanomagnetitas pobres en Ti. Estos datos concuerdan con las Tc, a partir de las cuáles se interpreta la presencia de magnetitas puras y titanomagnetitas pobres en Ti.

V.2 GRANULOMETRÍA MAGNÉTICA

La variación de parámetros dependientes del tamaño de grano (χ_{df} %, MRA/ χ , MRA/MRIS), puede observarse en la figura 23. Los dos conjuntos de valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df} %), los medidos en el equipo Bartington de dos frecuencias a temperatura ambiente (Figs. 23a y 32), así como los medidos en varias frecuencias en un rango de temperaturas de 5 a 300 K, presentan valores semejantes, con máximos de ~7 %. Los inconvenientes de utilizar χ_{df} % como guía para la identificación de minerales SP en muestras con titanomagnetitas, explicada en el capítulo anterior (IV.4.1), son resueltos analizando las medidas realizadas en bajas temperaturas. Todas las muestras así medidas (Fig. 29), muestran dependencia de la frecuencia en todo el rango de temperaturas, así como también se observa la transición de Verwey. Para estas muestras, si el contenido de Ti fuera lo suficientemente alto como para ser responsable de la dependencia de frecuencia observada, también habría suprimido la transición de Verwey. Por otra parte, la composición inferida para las titanomagnetitas, es de bajo contenido de Ti (TM20). Por lo tanto, las partículas SP encontradas corresponden a magnetitas puras o casi puras. Se considera, entonces, que la χ_{df} % medida en el equipo Bartington, puede ser utilizada como una guía aproximada para la estimación de magnetitas SP. Para χ_{df} menores a 2%, se considera que prácticamente no hay partículas SP, y por arriba de 12%, se considera que todos los minerales magnéticos presentes son ultrafinos (Dearing et al., 1996).

V.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS FACIES

Dentro de los sedimentos estudiados se han podido identificar varias facies, que se encuentran distribuidas a lo largo de toda la columna bajo distintas combinaciones, posiblemente denotando algún tipo de ciclicidad, sin embargo, hasta el momento no se ha realizado dicho estudio, debido a que este se encuentra fuera de los alcances del presente trabajo. Se presenta por tanto la caracterización de propiedades físicas, geoquímicas, así como mineralógica, haciendo énfasis en la mineralogía magnética, por ser el principal objetivo de esta tesis.

Los sedimentos se caracterizan por presentar una densa laminación en la totalidad de la secuencia recuperada. Los espesores de las láminas son variables, desde algunos pocos milímetros hasta ~3 cm. Están compuestos por arenas, limos y arcillas. Para simplificar y facilitar el análisis de estos sedimentos, se han agrupado en seis distintas facies representativas, que incluyen: 1) arenas, 2) limos pardo claro-ocre, 3) limos pardo oscuro, 4) limos rojizos, 5) limos verdes, y 6) turbas. Si bien gran parte de los constituyentes de los sedimentos son partículas alóctonas clásticas, una fracción variable está formada por macro-restos de plantas (fragmentos de tallos), conchas de ostrácodos y moluscos, testas de diatomeas, y concreciones de carbonatos. A continuación se presenta una caracterización para cada una de estas.

ARENAS

Características físicas: son láminas de espesores variables desde un milímetro hasta algunos centímetros, por lo regular presentan las tonalidades más oscuras de los sedimentos (negro o gris oscuro), se encuentran moderadamente clasificadas y de moderada a mal seleccionadas, las partículas presentan redondez incipiente, es decir, los fragmentos son muy angulosos a sub-angulosos, lo que permite observar aún la forma original de los cristales, en algunos minerales magnéticos es evidente su sistema cristalino. Los minerales no magnéticos presentan una aparente disolución.

Características geoquímicas: no presenta una clara diferencia en los valores de los elementos medidos, con respecto a las demás facies, posiblemente por el bajo número de muestras medidas. Presenta enriquecimiento de baja proporción en el Sr y Ca y para todos los demás elementos una disminución uniforme.

Esta facies contiene altos contenidos de carbono orgánico total, lo cual ha sido observado principalmente en los sedimentos de tonalidades oscuras.

Características mineralógicas: se observa además de los minerales comunes a todos los grupos (cuarzo, calcita, biotita), la presencia de piroxenos, que no se encuentran en ninguno de los demás grupos de sedimentos y la moscovita que también se presenta en los sedimentos de color pardo oscuro.

Presenta las fases magnéticas dominantes de magnetita, magnetita casi pura, así como también de titanomagnetitas pobres en Ti y una posible componente muy baja de pirrotita (Anexo 1). Las magnetitas puras o casi puras encontradas corresponden a partículas SP (de tamaños ultrafinos), pero en general sus tamaños de dominio son pseudosencillos (DPS). Estos datos fueron verificados mediante la técnica de microscopio electrónico de barrido.

LIMOS PARDO CLARO-OCRE

Características físicas: son láminas que en su mayoría presentan granulometría del tamaño de los limos, sin embargo, es posible observar un porcentaje, aunque bajo, de arcillas y arenas. Su color es pardo claro u ocre, y se han agrupado de este modo por presentar ambos las mismas características, además de que la diferencia entre sus tonalidades es poco perceptible. Sus sedimentos se encuentran de moderado a mal clasificados, y mal seleccionados. Las partículas son fragmentos de cristales que se encuentran muy angulosos a sub-angulosos. Los minerales no magnéticos presentan disolución. Presentan una proporción considerable de ostrácodos y diatomeas, aunque todavía baja en relación con los demás componentes de los sedimentos, en algunos casos presentan gran abundancia de restos de organismos. En ocasiones presentan pequeñas concreciones de carbonato de calcio (CaCO_3).

Características geoquímicas: el Fe presenta un comportamiento inverso al Ti para las muestras de los horizontes de 3.43 y 4.68 m, no presenta más diferencias con los otros elementos medidos. Presenta un pequeño enriquecimiento en Sr, Fe y Ca en contraste con los demás elementos.

Esta facies contiene altos contenidos de carbono inorgánico total, lo cual ha sido observado principalmente en los sedimentos de tonalidades más claras.

Características mineralógicas: los sedimentos presentan a la biotita como mineral accesorio, que los diferencia de los demás grupos.

Presenta una ligera componente de titanomagnetita, como la principal fase magnética, y a la siderita como mineral paramagnético que la diferencia de la mayoría de las facies. Se infiere la presencia de hematita, aunque en bajas proporciones. La siderita en estos sedimentos es un componente mineral autigénico. Presenta los valores más elevados de granos SP (ultrafinos) de toda la secuencia, aunque en general sus tamaños de dominio son pseudosencillos (DPS). Su presencia fue verificada mediante los resultados de difracción de rayos X (Anexo 1).

LIMOS PARDO OSCURO

Características físicas: son láminas que en su mayoría presentan granulometría del tamaño de los limos, sin embargo, es posible observar un bajo porcentaje de arcillas y arenas. Su color en condiciones de humedad, es pardo oscuro. Sus sedimentos se encuentran de moderado a mal clasificados, y mal seleccionados. Las partículas son fragmentos de cristales que se encuentran muy angulosos a sub-angulosos. Los minerales no magnéticos presentan disolución. Esta facies presenta en particular, una proporción considerable de diatomeas y espículas de esponja; en baja proporción ostrácodos y algunos macrorrestos como tallos, hojas, etc., éste porcentaje resulta ser mucho menor que en la facies de turba.

Características geoquímicas: no presenta una clara diferencia en los valores de los elementos medidos, con respecto a las demás facies, debido al bajo número de muestras analizado.

Esta facies contiene altos contenidos de carbono orgánico total, lo cual ha sido observado principalmente en los sedimentos de tonalidades oscuras.

Características mineralógicas: presentan a la biotita como mineral accesorio y al igual que en los limos pardo claro, ésta los diferencia de los demás grupos. Presenta una disminución en el contenido de Sr y Ca a diferencia de otros estratotipos, y en los demás elementos una tendencia a aumentar su contenido relativo, aunque es poco observable dicho comportamiento.

Las fases magnéticas dominantes son magnetita y titanomagnetita, y una posible componente muy baja de pirrotita. Se infiere la presencia de hematita, aunque en bajas proporciones. Las magnetitas puras o casi puras encontradas corresponden a partículas SP (de tamaños ultrafinos), pero en general sus tamaños de dominio son pseudosencillos (DPS). Estos datos fueron verificados mediante las técnicas de microscopio electrónico de barrido (Anexo 1).

LIMOS ROJIZOS

Características físicas: son láminas que en su mayoría presentan granulometría del tamaño de los limos, sin embargo, es posible observar un porcentaje, aunque bajo, de arcillas y arenas. Su color es rojizo, principalmente debido a la presencia de minerales con alto contenido de fierro que ha sido oxidado durante y después del transporte hacia el lago, lo que les da tonalidades rojas en su superficie. Sus sedimentos se encuentran de moderado a mal clasificados, y mal seleccionados. Las partículas que los conforman son fragmentos de cristales que se encuentran angulosos. Los minerales no magnéticos presentan disolución que ayuda a dar las tonalidades rojizas. Los restos de ostrácodos se presentan solo en trazas.

Características geoquímicas: el Fe presenta un comportamiento inverso al Ti para las muestras de los horizontes de 2.33 y 3.50 m. y los demás elementos medidos no presentan otra diferencia clara.

Esta facies contiene altos contenidos de carbono inorgánico total, lo cual ha sido observado principalmente en los sedimentos de tonalidades claras.

Características mineralógicas: se ha podido observar que los sedimentos de coloraciones rojizas presentan una mayor cantidad de minerales con óxido de Fe. Algunos de estos cristales sólo aparentan haber sufrido una oxidación en su superficie, aunque existen otros que posiblemente sean el resultado de una transformación de algunos minerales de Fe a otra fase más estable. Éste grupo es el único de todos que no presenta ninguna proporción de anfíboles.

Presenta una ligera componente de titanomagnetita, como la principal fase magnética, y a la siderita como mineral paramagnético que la diferencia de la mayoría de las facies (Anexo 1). Se infiere la presencia de hematita, aunque en bajas proporciones. La siderita en estos sedimentos es un componente mineral autigénico. Sus tamaños de dominio son pseudosencillos (DPS). Su presencia fue verificada mediante los resultados de difracción de rayos X.

LIMOS VERDES

Características físicas: son láminas escasas en relación con la frecuencia en la que se presentan los demás tipos; en su mayoría presentan granulometría del tamaño de los limos, aunque en algunas ocasiones se presenta un porcentaje considerable de arenas. Su color en condiciones de humedad es verde oscuro a gris-verdoso. Sus sedimentos presentan la característica de estar mal clasificados, y moderadamente a bien seleccionados a diferencia de los demás tipos de sedimentos. Las partículas son fragmentos de cristales que se encuentran angulosos. Los minerales no magnéticos presentan disolución. Se presentan algunos macrorestos de materia orgánica, como hojas y tallos, aunque en baja proporción con respecto a los demás componentes de los sedimentos.

Características geoquímicas: presenta los menores valores de P y Fe, lo que hace probable, en caso de haber ocurrido, que se haya presentado una disolución de los óxidos de Fe. El Fe presenta un comportamiento inverso al Ti para las muestras de los horizontes de 1.26 y 2.87 m.

Para la profundidad de 4.5 m, muestra SV5-515, existe un enriquecimiento en la mayor parte de los elementos traza, excepto en el Sr, que presenta un descenso considerable mostrando uno de sus valores más bajos de la secuencia; en lo que respecta a los elementos mayores, casi todos presentan una disminución, con excepción del Al_2O_3 , que presenta uno de sus valores más elevados de toda la secuencia. No presenta otras diferencias en los valores de los demás elementos.

Esta facies contiene altos contenidos de carbono orgánico total, lo cual ha sido observado principalmente en los sedimentos de tonalidades oscuras.

Características mineralógicas: se caracteriza por presentar una mayor proporción de clorita y minerales metálicos verdosos.

Presenta las fases magnéticas dominantes de magnetita y titanomagnetita y una posible componente muy baja de pirrotita (Anexo 1). Las magnetitas puras o casi puras encontradas corresponden a partículas SP (de tamaños ultrafinos), pero en general sus tamaños de dominio son pseudosencillos (DPS). La presencia de magnetita y titanomagnetita fue verificada mediante las técnicas de microscopio electrónico de barrido, así como mediante las distintas técnicas de magnetismo de rocas, como susceptibilidad vs. temperaturas, y los parámetros S que nos dan porcentajes mayores a 80 %, indicando la presencia de dichos minerales magnéticamente suaves.

TURBAS

Características físicas: son láminas que presentan una granulometría entre arenas y limos, y se caracterizan por su alto contenido de materia orgánica. Su color en condiciones de humedad, es negro o gris muy oscuro. Los sedimentos se encuentran mal clasificados, y moderadamente seleccionados. Las partículas son fragmentos de cristales que se encuentran angulosos, así como también fragmentos de ostrácodos y diatomeas. Los minerales no magnéticos también presentan disolución. Presentan una proporción bastante alta de ostrácodos y diatomeas y de macrorrestos de materia orgánica como tallos y hojas, lo que le da la apariencia principal a los sedimentos. Para este tipo de sedimentos, la proporción de cristales resulta ser menor que la cantidad de materia orgánica.

Características geoquímicas: presenta también los menores valores de P y Fe, lo que hace probable, en caso de haber ocurrido, que se haya presentado una disolución de los óxidos de Fe.

Para la profundidad de 1.98 m, muestra SV2-974, existe un enriquecimiento muy grande de Sr (de 833 ppm), sobresaliendo de los demás valores que se encuentran en un rango entre 250 y 400 ppm, y para la profundidad de 0.83 m (muestra SV1-832), existe también un pequeño enriquecimiento de Sr, produciendo un descenso en la proporción de los demás elementos traza en dichos puntos. En los elementos mayores, el CaO presenta un comportamiento distinto a los demás, mismo que aumenta para esa misma profundidad, mientras que los demás óxidos disminuyen en gran proporción. No presenta una clara diferencia en los valores de los demás elementos medidos.

Esta facies contiene los más altos contenidos de carbono orgánico total, debido a que su composición es principalmente de materia vegetal y restos de otros organismos.

Características mineralógicas: se caracteriza por presentar una fracción mineral compuesta por cuarzo, y en menor proporción óxidos de Fe, feldespato y micas, pero se debe resaltar que su principal característica es el gran contenido de materia orgánica, ya sean restos de materia vegetal como las diatomeas, o restos de organismos como los ostrácodos, además presenta otra proporción considerable de macrorrestos como hojas y tallos.

Presenta las fases magnéticas dominantes de magnetita y titanomagnetita y una posible componente muy baja de pirrotita (Anexo 1). Se infiere la presencia de hematita, aunque en bajas proporciones. Las magnetitas puras o casi puras encontradas corresponden a partículas SP (de tamaños ultrafinos), pero en general sus tamaños de dominio son pseudosencillos (DPS). Estos datos son verificados mediante las técnicas de microscopio electrónico de barrido, así como mediante las distintas técnicas de magnetismo de rocas, como susceptibilidad vs. temperaturas, y los parámetros S que nos dan porcentajes mayores a 80 %, indicando la presencia de dichos minerales magnéticamente suaves. En los intervalos litológicos donde se presentan sedimentos correspondientes a la facies de turba, la concentración de minerales magnéticos tiende a ser más baja que en los demás grupos de sedimento, donde no se presenta la materia orgánica, o se encuentra en bajas proporciones.

V.4 VARIACIONES VERTICALES

En los sedimentos de lago, existe una fracción que corresponde a minerales magnéticos. De éstos, una gran parte ha sido transportada de los alrededores del mismo. El aporte a la cuenca ha sido primordialmente de magnetita y titanomagnetita y esto es seguramente debido a la presencia de una gran cantidad de aparatos volcánicos en la región. La siderita es un mineral que representa condiciones reductoras dentro del lago y es de tipo autigénico. Por ello, las variaciones en la concentración de los minerales magnéticos, reflejan los cambios en el régimen de erosión del entorno, relacionado de manera directa con los cambios ambientales. Varios autores han reportado la relación de la susceptibilidad magnética con cambios climáticos (Hallam et al., 1973; Thompson et al., 1975; Oldfield et al., 1978; Thompson y Morton, 1979; Dearing y Flower, 1982, Oldfield et al., 1983b; Ortega, 1992; etc.), explicando que, cuando existen periodos con pobre desarrollo de una cubierta vegetal, inestabilidad del suelo y soliflucción, los sedimentos en las cuencas de depósito se caracterizan por aumentos en los valores de susceptibilidad magnética; por el contrario, periodos con amplio desarrollo de bosques y maduración del suelo, resultan en valores de susceptibilidad muy bajos.

El desarrollo de la cubierta vegetal puede ser evaluado indirectamente en una cuenca, a partir de la cantidad de materia orgánica que se encuentra acumulada en el lago. Uno de los indicadores de la cantidad de materia orgánica que ha estado presente en la misma, es la cantidad de carbono orgánico, sin embargo, éste debe utilizarse con cautela debido a que la materia orgánica puede haber sido originada tanto fuera como dentro del lago.

La susceptibilidad magnética y los valores de carbono orgánico por lo regular muestran una relación inversa, es decir a mayor susceptibilidad, menores son los valores de carbono orgánico. En los datos obtenidos en este trabajo es posible observar que ésta relación se conserva, indicando que la acumulación de la fracción mineralógica en el lago, se encuentra en relación directa con la extensión de la cobertura vegetal del entorno,

aunque existen algunos periodos excepcionales donde no se cumple dicha relación (Fig. 31).

En el núcleo SMO 02 V existen diferencias en los valores de susceptibilidad magnética (κ), que se ven reflejadas en los cambios litológicos a lo largo de la columna (Figs. 31 y 32). Esto indica que la κ también puede ser utilizada para identificar los cambios litológicos en estos sedimentos. Otra característica importante que puede ser observada en gráficas de κ (Fig. 12), es la presencia de intervalos con concentraciones de minerales magnéticos distintas. Tal es el caso del intervalo comprendido entre los cuatro metros superiores de sedimento que presenta los valores más bajos de κ , en tanto que en el intervalo restante, κ aumenta considerablemente.

Debido a que no se reconocen acumulaciones significativas de depósitos de caída (tefras u otros depósitos eólicos), el aumento en κ en los sedimentos de este lago puede ser interpretado como un aumento en el régimen erosivo asociado a una reducción de la cobertura vegetal. En la parte superior de los registros de κ en los cuatro núcleos, hacia la cima, se observa un decremento paulatino de la misma; esto puede ser explicado en términos de una disminución en el aporte de terrígenos a la cuenca, posiblemente por el mejor desarrollo de vegetación reciente en la zona.

Los valores de κ observados en los distintos núcleos del lago Santa María del Oro (Fig. 12), oscilan constantemente y no es posible establecer un patrón o tendencia particular a lo largo de la secuencia, sin embargo, hay una buena correlación lateral entre los mismos, lo que indica que los sedimentos reflejan cambios en las condiciones paleoambientales, y no afectaciones locales aisladas dentro de la cuenca. Las diferencias entre los valores de κ en los distintos núcleos de una misma zona u horizonte correlacionado, se deben a variaciones que pueden haber sufrido los minerales ferrimagnéticos, en la cantidad de granos magnéticos, al tamaño de los mismos o a alteraciones químicas post-depósito (Thompson et al., 1975; Oldfield et al., 1978).

La variación de algunos parámetros dependientes de la concentración de minerales magnéticos (χ , MRA, MRIS, Ms, Mr) en función de la profundidad, está ilustrado en la figura 23a. La componente ferrimagnética de la susceptibilidad (χ_f) es casi igual a la susceptibilidad total (χ), lo que indica que la señal obtenida esta predominantemente influenciada por los minerales ferrimagnéticos, en tanto que la componente paramagnética (χ_p), es despreciable. Esto sustenta las interpretaciones relacionadas con la concentración de minerales (ferri)-magnéticos en esta secuencia.

Las variaciones de MRA, MRIS, Ms y Mr con respecto a la profundidad, describen un patrón muy similar al de χ y χ_f , y en general todos los parámetros magnéticos correlacionan de una forma bastante cercana con los cambios mayores de litología. La relación χ/Ms , utilizada para estimar el contenido de minerales SP, coincide, en términos generales, con las variaciones de $\chi_{df}\%$ observadas a lo largo de la columna.

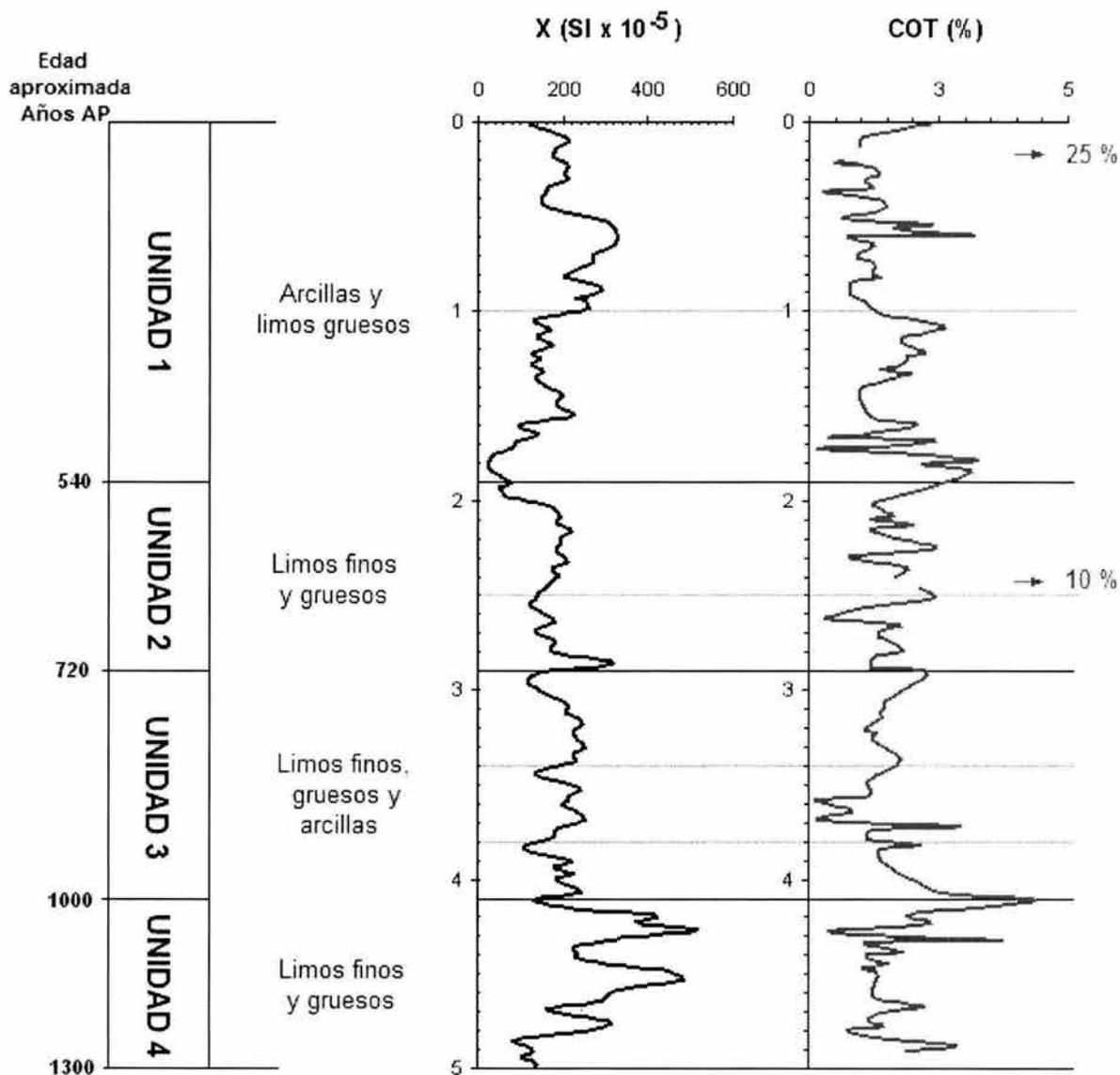


Figura 31. Relación existente entre la susceptibilidad magnética (κ) y la cantidad de carbono orgánico total (COT). Se puede observar en general que en la mayoría de los intervalos donde se presentan sedimentos con mayor contenido de materia orgánica, la concentración de minerales magnéticos (κ), tiende a ser más baja que en los demás grupos de sedimento donde no se presenta.

Los sedimentos de la Unidad 1 (arcillas y limos gruesos) presentan los valores más bajos y medios de χ_f , la Unidad 2 (limos finos y gruesos) valores medios a altos, la Unidad 3 (limos finos-gruesos y arcillas) valores medios y la unidad 4 (limos finos y gruesos) presenta valores muy altos (los más elevados de toda la secuencia). En los intervalos de profundidad entre 1 a 2 m y de 3.8 a 5 m, se presentan los valores más elevados de MRA/χ , esto indica la presencia de cierta componente de granos DS y la parte restante de la secuencia presenta únicamente granos de dominio DPS.

Los valores obtenidos en los cocientes MRA/χ y $MRA/MRIS$ nos indican la abundancia de partículas DS. En ambos cocientes puede observarse la presencia de zonas donde posiblemente exista presencia de algunos granos de dominio sencillo. En los intervalos comprendidos de 1 a 2 m, parte inferior de la Unidad 1, y de 3.8 a 5 m, base de la Unidad 3 y cima de la Unidad 4, los valores son altos. Este comportamiento resulta más evidente en la gráfica de MRA/χ . La litología presente en los intervalos que podrían presentar cierta componente de granos DS corresponde con arcillas-limos gruesos y limos finos-gruesos respectivamente, indicando posiblemente alguna relación con la presencia de limos gruesos.

La relación de coercitividades (Hcr/Hc), muestra una relación inversa a los cocientes de magnetizaciones (Mr/Ms), y también con los cocientes S (Figs. 23b y 32), indicando la existencia de pocos cambios en el tamaño de dominio magnético a lo largo de la columna, es por esto que los valores se mantienen casi formando una línea con pocas inflexiones. Esto es posible verificarlo al observar la gráfica con la relación de remanencias (Mr/Ms) vs. la relación de coercitividades (Hcr/Hc), (Fig. 26), propuesta por Day y colaboradores (1977), en la que es posible observar la concentración de puntos únicamente dentro del campo de dominio pseudosencillo (DPS).

La disolución de minerales magnéticos, cuya existencia daría como resultado una disminución en los parámetros de concentración, afecta preferentemente a los granos de tamaño más pequeño. Si este fenómeno está presente, es notorio principalmente en una disminución de los valores de MRA , ya que ésta es sensible a la concentración de minerales pequeños DS, y en los valores de χ/Ms , indicador de granos ultrafinos SP, en tanto que los granos más grandes, que llevan la mayor parte de la χ , son poco afectados. En contraste, la dilución afecta tanto a χ como MRA en la misma proporción.

De acuerdo con los datos estratigráficos presentados en el capítulo V (resultados), se han reconocido cuatro unidades estratigráficas en los cinco metros superiores del núcleo SMO 02 V (Figs. 15, 31 y 32).

La interpretación de eventos ambientales que han ocurrido a lo largo de los últimos 1300 años hasta la actualidad, se describen en orden cronológico de eventos antiguos a recientes, para cada una de las unidades con características estratigráficas distintas, descritas en el capítulo anterior. Las fechas que representan el intervalo de tiempo para cada unidad, corresponden a años antes del presente (AP), y fueron calculadas a partir de una interpolación lineal a partir de los fechamientos por ^{14}C (Fig. 22), que no coinciden exactamente con la base de las diferentes unidades a lo largo de la secuencia.

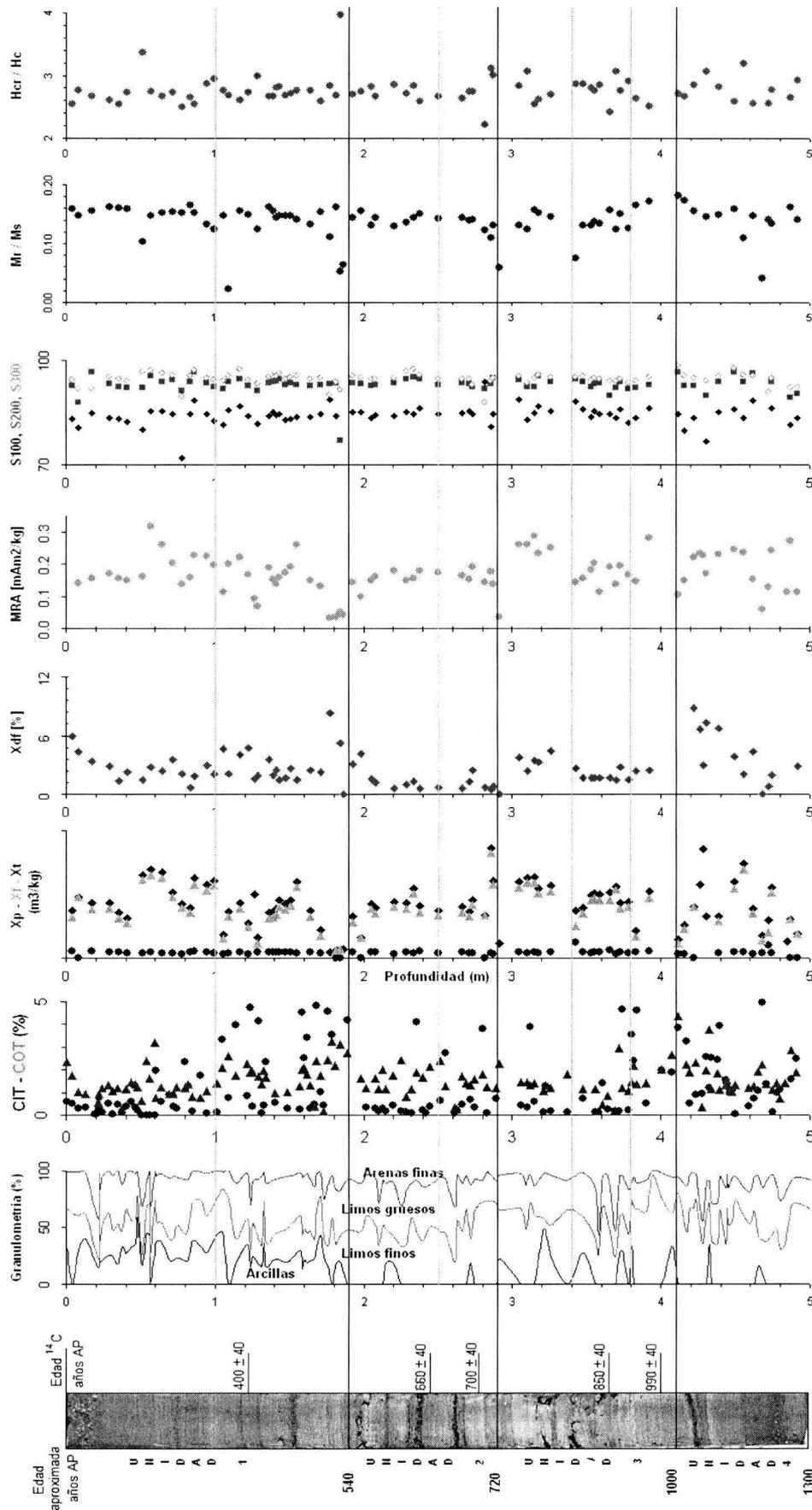


Figura 32. Resultados de los fechamientos por ¹⁴C, granulometría, CIT y COT, susceptibilidad paramagnética (Xp), ferrimagnética (Xf), total (Xt), dependiente de la frecuencia (Xdf), magnetización remanente anhistrérica (MRA), cocientes S, cociente de magnetización de saturación (Ms) y magnetización remanente (Mr), cociente de coercitividad (Hc) y coercitividad remanente (Hcr), correspondientes a los cinco metros superiores de la secuencia, núcleo SMO 02 V. Se puede notar una zona con condiciones estables entre los 2 y 3 m de profundidad en contraste con el resto de la secuencia.

Unidad 4: 1300 años AP (?) – 1000 años AP (?) (5.0 a 4.1 m de profundidad)

Litoestratigrafía y COT

Está predominantemente compuesta por limos finos (~50 %) y limos gruesos (~40 %), es comparable litológicamente con la unidad 2, sin embargo ésta presenta propiedades completamente distintas. En general toda la secuencia presenta intercalaciones de arcillas, limos y arenas finas, pero para los fines de este trabajo se consideran únicamente los componentes predominantes en cada intervalo de la secuencia (Fig. 15). En el contenido de COT, se observa una tendencia al aumento en el porcentaje hacia la parte superior de la columna, aunque de una forma oscilante. El rango dentro del cual se encuentran sus valores es entre 0.4 y 4.4 % (Figs. 21, 31 y 32).

Parámetros magnéticos

Los parámetros derivados de los ciclos de histéresis indican que los minerales presentes son de dominio pseudosencillo (DPS); los valores elevados de MRA/χ y de $MRA/MRIS$ indican la presencia de una componente de granos de dominio sencillo (DS), posiblemente indicando alguna relación con la presencia de limos gruesos. Tiene también una componente de granos SP ya que es la unidad que presenta los valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df} %), más elevados de toda la secuencia. La relación χ/Ms , utilizada para estimar el contenido de minerales SP, coincide, en términos generales, con las variaciones de χ_{df} % observadas a lo largo de la columna. La Unidad 4, y la base de la Unidad 1, presentan los valores más elevados de granos SP de toda la secuencia.

Los parámetros que son dependientes de la concentración alcanzan sus valores máximos (Fig. 23). La unidad 4 puede tener una componente de granos SP por ser la unidad que presenta los valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df}) más elevados de toda la secuencia.

El comportamiento de κ presenta los valores más altos de toda la secuencia, en un rango de 82 a 517×10^{-5} SI. En la parte inferior (5.0 m de profundidad), presenta los valores de κ más bajos del intervalo y hacia la parte superior, los valores aumentan de forma oscilatoria con variaciones en los valores de κ de hasta $\sim 300 \times 10^{-5}$ SI. El valor máximo no solo de este intervalo, sino de toda la secuencia se encuentra en la parte superior del mismo (~4.2 m), y termina en un valor mínimo, muy parecido a los valores iniciales de la unidad (Figs. 31 y 32).

Interpretación

El registro en esta unidad sugiere en general condiciones ambientales muy inestables debido a las grandes oscilaciones presentadas tanto por la κ , así como por el COT (Fig. 31 y 32). En la base de este intervalo (5.0 m, ~1300 años AP), la κ presenta los valores más bajos del mismo, lo que indica un periodo inicial de condiciones de poco aporte de terrígenos, posiblemente reflejando alto desarrollo de la vegetación en los alrededores del lago, que impedía el aporte de grandes cantidades de sedimento; la κ aumenta hacia la parte superior hasta la profundidad de 4.2 m. Esta variación sugiere

condiciones ambientales oscilantes, probablemente producidas por una disminución en la vegetación a lo largo del tiempo, y por tanto un aumento en la cantidad de sedimentos transportados a la cuenca, para terminar en condiciones más secas, posiblemente las más secas de toda la secuencia, debido a que se presentan los valores más elevados de κ de toda la secuencia. Al finalizar este intervalo (~1000 años AP), cambian bruscamente las condiciones ambientales para iniciar la unidad 3 (parte superior). El intervalo de tiempo dentro del cual ocurrieron estos cambios es de ~300 años, es decir ca. 1300 a 1000 años AP, y está indicando un cambio muy grande de condiciones de humedad a una gran sequía que afectó aparentemente gran parte de la República Mexicana, si no es que todo el territorio mexicano, pues para ésta misma etapa se ha reportado también una gran sequía en la parte del centro de México (O'Hara et al., 1994; Metcalfe et al., 1994; Goman y Byrne, 1998; Metcalfe et al., 2000; Caballero et al., 2002), para el Golfo de California (Barron, 2003), y sureste de la República Mexicana, interpretada como una posible causa de la desaparición de la cultura Maya (Brenner et al., 2001; Haug et al., 2003). También se ha reportado para Guatemala (Rosenmeier et al., 2002), el Mar del Caribe, Centroamérica y el norte de África (Nyberg et al., 2001).

Unidad 3: 1000 años AP (?) – 720 años AP (?) (4.1 a 2.9 m de profundidad)

Litoestratigrafía y COT

Presenta una estratigrafía compuesta por limos finos (~40 %), limos gruesos (~40 %) y una pequeña cantidad de arcillas (~10-20 %) predominantemente (Fig. 15). Los valores de COT presentan tres intervalos con comportamiento cíclico, con un comportamiento invertido al de la κ , pues en la parte central de cada uno de éstos ciclos se presentan los valores bajos de COT, aunque no es tan evidente el comportamiento como en el caso de la κ . En general a pesar de que dentro de cada ciclo se observa una disminución y aumento paulatino del COT, la tendencia es a presentar valores más elevados hacia la base de la unidad (1.4 a 4.4 %), valores bajos en la parte media (0.1 a 2.9 %) y valores medios en la parte superior (1.0 a 2.3 %), de edad menor (Figs. 21, 31 y 32).

Parámetros magnéticos

Las propiedades magnéticas de la unidad indican que, de acuerdo a los parámetros de los ciclos de histéresis los minerales tienen dominio pseudosencillo (DPS). Se presentan algunos valores elevados de MRA/χ en la base de esta unidad, de los 3.8 a los 4.1 m de profundidad, indicando la presencia de una componente de granos de dominio sencillo (DS). Los valores del cociente $MRA/MRIS$ presentan valores elevados en la parte central de la unidad, indicando abundancia de partículas DS. Los parámetros dependientes de la concentración presentan valores medios (Fig. 23).

El comportamiento de la κ respecto a la profundidad, presenta tres ciclos en los que la variación de la misma va aumentando paulatinamente, se estabiliza en valores medios y después comienza a disminuir paulatinamente. Los ciclos identificados corresponden de base a cima de 4.1 a 3.8 m, de 3.8 a 3.4 m y de 3.4 a 2.9 m de profundidad respectivamente. La κ presenta valores medios dentro de la escala en la que se encuentra toda la secuencia, en un rango de 107 a 251 $\times 10^{-5}$ SI, y su variabilidad es

muy poca dentro de los ciclos, pues no se presentan grandes saltos o picos fuera de la tendencia general de cada uno de ellos. El cambio entre la unidad 4 (inferior) y ésta es brusco, pues los valores finales de la unidad 4 son los más altos de la secuencia y en esta en general son medios (Figs. 31 y 32).

Interpretación

El registro en esta unidad sugiere en general estabilidad de las condiciones ambientales casi similares desde la base de la misma, desde los ca. 1000 hasta los ca. 720 años AP, con ligeras variaciones que definen tres ciclos dentro de la misma. En la base (1000 años AP), se presenta un cambio brusco de las condiciones ambientales que presentaba la unidad 4 (relativamente más secas), para después estabilizarse a condiciones de mayor humedad. El comportamiento de los tres ciclos es de menor-mayor-menor valor de κ , sugiriendo poco-medio-poco aporte de sedimentos, posiblemente producto de condiciones con densa-media-densa vegetación, es decir, condiciones de humedad con pequeños puntos intermedios dentro de cada ciclo de menor humedad, pero no altamente variables. El intervalo cubierto en esta unidad de condiciones relativamente estables es de ~300 años (Fig. 31). En estudios en el Golfo de California se han reportado condiciones similares de humedad (Barron, 2003), en el alto Lerma se ha observado un aumento de los niveles lacustres (humedad), para 870 años AP (Caballero et al., 2002), así como en los registros peruanos en núcleos de hielo para este mismo periodo (Brenner et al., 2001).

Unidad 2: 720 años AP (?) – 540 años AP (?) (2.9 a 1.9 m de profundidad)

Litoestratigrafía y COT

Presenta una litología compuesta por limos finos (~50 %) y gruesos (~40 %) predominantemente y un porcentaje muy bajo de arenas finas y arcillas, similar a la de la unidad 4, sin embargo su comportamiento general es distinto (Fig. 15). En lo referente a los valores de COT, éstos se caracterizan por estar un poco más dispersos que los de las demás unidades. Se encuentran oscilando dentro de un rango 0.3 a 2.4 % y no se observa ninguna comportamiento claro de aumento o disminución en el mismo. El mayor dato aparece a 2.4 m, es un valor muy elevado fuera del rango medio, formando un gran pico de 10.2 % (Figs. 21, 31 y 32).

Parámetros magnéticos

Las propiedades magnéticas de la unidad indican de acuerdo a los parámetros de los ciclos de histéresis, que los minerales tienen dominio pseudosencillo (DPS). Se presentan algunos valores elevados de MRA/χ en la cima de esta, de los 1.9 a los 2.0 m de profundidad, indicando la presencia de una componente de granos de dominio sencillo (DS). Puede ser posible la existencia de una componente de granos SP en éste mismo intervalo, por presentar los valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df}), más elevados de la unidad. Los parámetros que son dependientes de la concentración presentan valores de medios a altos (Fig. 23).

El comportamiento de la κ en la unidad 2, presenta valores de base a cima de altos a bajos, en un rango de 56 a 311 X 10⁻⁵ SI. Presenta dos ciclos en los que la variación de κ va en el primero de ellos, de valores altos en la base de la unidad (2.9 m), a valores que paulatinamente cambian a intermedios hasta llegar a una zona relativamente estable que finaliza a los 2.5 m; el segundo ciclo presenta una zona inicial estabilizada en valores de κ intermedios (2.5 m), para terminar con valores bajos en la parte superior de la unidad a los 1.9 m de profundidad. La variabilidad de κ es muy pequeña dentro de los ciclos, pues no se presentan grandes saltos o picos fuera de la tendencia general, a excepción del pico inicial en la base de la unidad, que representa el cambio entre ésta y la unidad inferior, en donde los valores son en general medios (Fig. 31).

Interpretación

El registro en esta unidad sugiere en general condiciones ambientales cíclicas relativamente estables, con tendencias claras de condiciones secas en la base (ca. 720 años AP) y condiciones de mayor humedad hacia la cima (ca. 540 años AP). La ciclicidad observada se presenta en dos intervalos, el primero de ellos de 2.9 a 2.5 m y el segundo de 2.5 a 1.9 m de profundidad. El cambio existente entre esta unidad y la unidad 3 (inferior), está evidenciado por un salto en la κ , representado por un pico a los 2.87 m de profundidad que sobresale con una $\kappa = 311 \text{ SI} \times 10^{-5}$, aunque no es tan grande como los observados en la unidad 4 (Fig. 31). A partir de este valor, la tendencia hacia la parte superior de la unidad es a la disminución de κ en el primer ciclo, originadas posiblemente por un periodo con cambios ambientales donde primero existieron condiciones de menor humedad. Estas condiciones cambiaron a un nivel intermedio de humedad con mayor vegetación; es decir, en términos del material que fue acarreado al lago, en la parte baja del intervalo existió mayor aporte de sedimentos y conforme pasó el tiempo, disminuyó esta cantidad debido al desarrollo de la vegetación en los alrededores, que impedía el transporte del sedimento. El segundo ciclo es similar al anterior, pero con la diferencia de que en su base, los valores de κ no son tan elevados, sino intermedios, y finaliza en la parte superior de la unidad, con valores muy bajos de κ . Esto quiere decir que la tendencia en el ciclo es la misma que en el anterior, ya que el acarreo de sedimento fue mayor en la base y menor hacia la cima, pero las condiciones ambientales iniciaron con humedad media en la base, y fueron cambiando a una mayor extensión de la vegetación, asociada a un aumento en la humedad.

Unidad 1: 540 años AP (?) – al presente (1.9 a 0.0 m de profundidad)

Litoestratigrafía y COT

Representa la parte superior de la secuencia, y puede ser utilizada para estudios de alta resolución donde posiblemente se puedan observar los posibles efectos antrópicos que hayan propiciado cambios en el entorno del lago, desde poco antes a la llegada de los españoles al territorio mexicano. Presenta una litología compuesta principalmente por arcillas (~20 %) y limos gruesos (~50 %), la edad en su base se ha estimado en ca. 540 años AP (Fig. 16). Para esta unidad el COT presenta valores poco dispersos dentro de un rango entre 0.3 y 3.3 %, se observa el dato de mayor abundancia de toda la secuencia con 24.8 %, a la profundidad de 0.2 m. La tendencia general en esta unidad es a reflejar

también los dos ciclos observables mediante la κ , es posible observar una tendencia al aumento cuando disminuye κ y viceversa, aunque no es del todo estricto ese comportamiento (Figs. 21, 31 y 32).

Parámetros magnéticos

Las propiedades magnéticas de la unidad indican, de acuerdo a los parámetros de los ciclos de histéresis y los valores del cociente MRA/MRIS (Fig. 23), que los minerales magnéticos son de dominio pseudosencillo (DPS). Se presenta un intervalo entre 1.0 y 1.9 m donde los valores de MRA/χ son elevados, indicando la presencia de una componente de granos de dominio sencillo (DS). Es probable que haya una componente de granos SP en el intervalo comprendido entre 1.7 y 1.9 m de profundidad, por tener valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df}) elevados. Para este intervalo en la base de la unidad, presentan valores elevados, indicando abundancia de partículas DS.

El comportamiento de κ presenta los valores más bajos de toda la secuencia, cercanos a 27×10^{-5} SI, en la base de la misma, aunque también presenta valores medios y altos (327×10^{-5} SI). Es posiblemente, la unidad que presenta la mayor variabilidad en la κ , aunque no con esto se quiere decir que son cambios bruscos, sino por lo contrario, la mayoría de estos aparentan haber ocurrido de forma transicional. Al iniciar la secuencia (en la base) se presenta una especie salto a valores relativamente altos para posteriormente regresar a valores medios formando un escalón que termina a la profundidad de 1m, después se repite el mismo comportamiento, solo que con valores un poco más elevados en ambos casos, para finalizar con valores intermedios de κ en la cima de la columna (Fig. 31).

Interpretación

El registro en esta unidad sugiere condiciones ambientales oscilantes, con una tendencia general de cambios de condiciones húmedas en la base a condiciones relativamente más secas en la cima, debido a las variaciones presentadas tanto por la κ , como por el COT, probablemente reflejando el calentamiento global registrado en la Tierra por actividades humanas recientes. Se observan dos ciclos principales que describen un comportamiento similar de 1.9 a 1.0 m y de 1.0 a 0.0 m de profundidad (Fig. 31).

El primer ciclo inicia en la base de la unidad (1.9 m, ~540 años AP), la κ presenta los valores más bajos de toda la secuencia, lo que indica un periodo inicial de condiciones de muy poco aporte de terrígenos, posiblemente reflejando condiciones de mayor humedad, es decir, un gran desarrollo de la vegetación en los alrededores del lago, que impedía el aporte de sedimentos. Hacia la parte superior de la secuencia, aumenta la κ a valores altos, para estabilizarse al final del ciclo en valores intermedios (profundidad de 1.0 m). Esta variación en las condiciones ambientales produjo una disminución de la vegetación (condiciones relativamente más secas) y por último una estabilización en un término medio, lo que indica un aumento en la cantidad de sedimentos transportados a la cuenca y por último una estabilización a aporte "moderado". El segundo ciclo es similar al anterior, pero con la diferencia de que sus valores de κ son un poco más grandes que en el ciclo inferior, lo que indicaría condiciones un poco más secas en general (Fig. 31).

A la profundidad de 0.6 y 1.5 m se detectaron dos eventos de alta susceptibilidad que representarían dos máximos de condiciones secas para esta unidad. Para el de la parte inferior, dentro del intervalo de 1.6 a 1.4 m (Fig. 31), se ha calculado una edad de 450 a 400 años AP, por medio de una interpolación lineal, encontrándose que esta corresponde al periodo de condiciones de sequía reportado por Cleaveland et al., (2003), para el norte de México (Durango), periodo de 1540 a 1579 DC. El máximo de susceptibilidad superior se encuentra dentro del intervalo de 0.7 a 0.4 m, correspondiente a una edad aproximada de 200 a 150 años AP, el cual también corresponde con un periodo sequía reportado por Cleaveland et al., (2003), para el periodo de 1857 a 1872 en el norte de México.

El intervalo de tiempo dentro del cual ocurrieron los cambios en esta unidad es de ~500 años, el registro en ésta sugiere condiciones húmedas en la base a condiciones áridas en la cima. Posiblemente el ciclo inferior de condiciones más húmedas refleja el periodo conocido como la pequeña edad de hielo (Brenner et al., 2001, Barron, 2003). El ciclo superior (principalmente los últimos 100 años), posiblemente está indicando el periodo de cambios ambientales provocados por los humanos que se han reflejado en un calentamiento global observable en la secuencia. Se detectan dos periodos de sequía entre 450 y 400 años AP y entre 200 y 150 años AP, reportados por Cleaveland et al., (2003), para el norte de México.

La información acerca de los primeros asentamientos humanos de la región circunvecina a Santa María del Oro, es prácticamente inexistente. Existen únicamente estudios puntuales y con una pobre cronología, de sitios anteriores al clásico (Bell, 1973). Los sitios con alguna pobre información arqueológica del Formativo (7,000 - 1,700 AC.), están ubicados cercanos la costa de Nayarit, en Matanchel, Tuxpan y Coamiles (Lorenzo, 1987). Para etapas posteriores, el desarrollo urbano más cercano y mejor conocido es Ixtlán del Río. Resalta la ausencia de registros arqueológicos conocidos, ya que para épocas desde el Arqueolítico (30,000 - 14,000 años A.P.) y el Cenolítico (14,000 - 7,000 años A.P.), se tienen evidencias de ocupación de los sistemas lacustres de Chapala y Zacoalco-San Marcos-Sayula (Jalisco). Si la permanencia de un cuerpo de agua es un factor de garantía para el sustento de buena parte de las actividades humanas, es altamente probable que la ribera de Santa María del Oro haya sido habitada para tales fines; esto podría ser confirmado mediante los estudios de polen que serán realizados en una etapa posterior a este trabajo.

VI. CONCLUSIONES

Para el presente estudio de propiedades magnéticas en los sedimentos del lago Santa María del Oro, se llevó a cabo también un conjunto de estudios de diversa índole, geoquímicos, sedimentológicos y mineralógicos, a modo de ser utilizados para una mejor interpretación de los datos de magnetismo de rocas. Dentro de estos se consideraron como estudios complementarios, la fluorescencia de rayos X, difracción de rayos X, coulometría de carbono, fechamientos radiogénicos, microscopía electrónica de barrido, microscopía estereográfica, petrografía y granulometría.

El principal aporte del mismo radica en que presenta datos sobre los cambios climáticos ocurridos en los últimos 1300 años, para la región SE del Estado de Nayarit, y puede ser considerado como el primero en su tipo para ésta región del país, debido a que la mayor parte de los estudios se encuentran más cercanos al centro de México. Con el presente trabajo, junto con el estudio multidisciplinario que realizan otros investigadores para el mismo sitio, se podrá aportar un registro de alta resolución sobre las variaciones climáticas para la región NW de la Faja Volcánica Transmexicana.

A continuación se presentan de forma puntual los puntos más representativos sobre los resultados del mismo.

Caracterización de los sedimentos.

- A partir de la perforación de pozos en la zona de la bahía SW del lago Santa María del Oro, se obtuvieron cuatro columnas de sedimentos con longitudes aproximadas de 4, 6, 8 y 9 m respectivamente. De estas cuatro perforaciones, la mayor parte de investigaciones se realizó en la columna de mayor longitud, la cual representa aproximadamente los últimos 2500 años AP.
- La parte de la secuencia que ha sido estudiada con mayor detalle, corresponde a los cinco metros superiores de la misma, los cuales representan una edad aproximada de 1300 años AP.
- Los sedimentos se caracterizan por presentar laminaciones finas, intercaladas en la totalidad de la secuencia. Los espesores de los estratos son variables, desde algunos milímetros hasta ~3 cm.
- Se ha logrado distinguir seis facies principales de sedimento que incluyen: 1) arenas, 2) limos rojos, 3) limos verdes, 4) limos pardo claro-ocre, 5) limos pardo oscuro, y 6) turbas.
- Se obtuvieron nueve fechamientos por el método de ^{14}C realizados en turba, madera y sedimentos orgánicos; con base en estos datos fue posible calcular las tasas de sedimentación existentes en cada intervalo de la columna, encontrándose una variación entre 2.8 y 8.0 mm/año, datos que resultan ser muy elevados en comparación con datos reportados para otros lagos.

- Se tiene la limitante del contado número de fechamientos radiométricos, el cual es contrareestado con el cálculo de los eventos ocurridos entre las distintas fechas obtenidas; la fina laminación existente argumenta una sedimentación continua a lo largo del tiempo, sin hiatus, ni eventos de derrumbes en tiempos relativamente cortos, dando confiabilidad al cálculo de dichos eventos.
- El cálculo de las edades de los distintos eventos interpretados en la secuencia, se calcularon con base en los fechamientos por ^{14}C de acuerdo a interpolaciones lineales entre los respectivos fechamientos.
- Se reconoció una ceniza volcánica, en el intervalo de 4.54 a 4.55 m de profundidad, correlacionable en edad y características mineralógicas con la *toba Jala*, depósito piroclástico riodacítico, producto de una emisión pliniana del Volcán Ceboruco. Ésta se considera como un marcador cronológico que puede ser utilizado para correlaciones con otros pozos en el lago. Las edades reportadas para dicha toba son: 1020 y 1030 años AP, datos que resultan congruentes con las edades estimadas de acuerdo a su profundidad.
- De acuerdo al estudio de distribución de tamaño de partículas, se observa la presencia dominante de partículas del tamaño de los limos (~80 %) y una porción menor de arcillas (~20 %). Dentro de los limos, hacia la cima se presenta una mayor proporción de tamaños gruesos, los cuales van disminuyendo gradualmente al mismo tiempo que va aumentando la cantidad de limos finos. En los extremos de la columna es alta la cantidad de arcillas (> 20%).
- Las partículas detríticas encontradas presentan características típicas de un depósito que ha sido acarreado por una distancia muy corta, ya que se observan partículas angulosas a subangulosas. El origen más probable de las mismas es por acarreo superficial dentro de la misma cuenca y una proporción menor acarreada por el viento.
- En relación con la cantidad de COT, en la parte inferior los valores oscilan en un rango relativamente amplio, entre 0 y 5 %; conforme se asciende en la columna, los valores son más bajos y oscilan en un rango más pequeño, entre 0.5 y 2.0 %. Probablemente esto se deba a un continuo descenso de las condiciones propicias para la producción biótica en el entorno y el lago mismo.
- Los intervalos con mayor presencia de turba, se encuentran separados aproximadamente entre 500 y 800 años, y la duración interna de estos periodos es aproximadamente entre 250 y 400 años. La ocurrencia de estos máximos de concentración de materia orgánica, muy probablemente está relacionada con un alto desarrollo de vegetación en toda la región circunvecina al lago.

Caracterización de acuerdo a sus propiedades magnéticas.

- Los valores de susceptibilidad magnética (κ) observados en los distintos núcleos, oscilan constantemente indicando una gran variabilidad en la concentración de minerales magnéticos a lo largo de la columna. Es posible realizar una buena correlación lateral, indicando cambios en las condiciones paleoambientales, y no afectaciones locales aisladas dentro de la cuenca.

- El aumento en κ , puede ser interpretado como un aumento en el régimen erosivo asociado a una reducción de la cobertura vegetal.
- Los datos de susceptibilidad vs. temperatura indican que todas las muestras presentan magnetita en diferentes proporciones, y una pequeña cantidad de titanomagnetita. En algunas muestras se observa un comportamiento distinto típico de la siderita (FeCO_3).
- La pirrotita (Fe_7S_8) en Santa María del Oro pudiera derivarse de las rocas ígneas de la cuenca y preservarse en los sedimentos, por lo que no se excluye su existencia.
- La DRX nos ha proporcionado datos sobre la presencia de magnetita, hematita y siderita.
- Se observa un comportamiento estable a lo largo de la columna en relación con la mineralogía observada, por magnetismo de rocas y por los estudios geoquímicos que han permitido la corroboración de los mismos. De los distintos grupos o facies analizadas, las de turba, verdoso, arenoso y pardo oscuro, presentan las fases magnéticas dominantes de magnetita y titanomagnetita y una posible componente muy pequeña de pirrotita. Los grupos pardo claro-ocre y rojizo, presentan una ligera componente de titanomagnetita como fase magnética predominantemente, y la siderita como mineral paramagnético que lo diferencia de las demás facies. La hematita es inferida en las muestras de los grupos de turba, pardo y rojizo. Se puede decir, entonces, que el aporte a la cuenca ha sido primordialmente de magnetita y titanomagnetita, derivadas de la gran cantidad de aparatos volcánicos en la región.
- En general, la mayoría de los intervalos donde se presentan sedimentos con mayor contenido de materia orgánica, la concentración de minerales magnéticos tiende a ser más baja. La influencia de la componente paramagnética (χ_p), es casi despreciable, pues presenta valores cercanos a cero en todas las muestras, sin embargo la componente ferrimagnética (χ_f), resulta ser casi igual a la total, indicando que la señal obtenida está influenciada únicamente por los minerales ferrimagnéticos.
- La columna sedimentaria se subdividió en cuatro unidades estratigráficas, que presentan características sedimentológicas y de propiedades magnéticas similares. Los sedimentos de la unidad 1 (arcillas y limos gruesos) presentan los valores más bajos y medios de χ_f , la unidad 2 (limos finos y gruesos) valores medios a altos, la unidad 3 (limos finos-gruesos y arcillas) valores medios y la unidad 4 (limos finos y gruesos) presenta valores muy altos (los más elevados de toda la secuencia).
- Las variaciones de los distintos parámetros magnéticos a lo largo de la secuencia, coinciden con los cambios litológicos mayores de las distintas unidades identificadas en la columna estratigráfica, indicando alta probabilidad que las variaciones de los parámetros (dependientes de las concentraciones), se deban a la disolución uniforme de algún material orgánico detrítico, aunque no es el único factor que interviene.

- La unidad 4 puede tener una componente de granos SP, debido a los valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{df}) más elevados de toda la secuencia. En los intervalos de profundidad entre 1 a 2 m y de 3.8 a 5 m, se presentan los valores más elevados de MRA/χ , esto indica la presencia de una componente de granos DS. La parte restante de la secuencia presenta únicamente granos de dominio DPS. La litología presente en los intervalos que podrían presentar una componente de granos DS, corresponde a arcillas-limos gruesos y limos finos-gruesos respectivamente, indicando posiblemente alguna relación con la presencia de limos gruesos.
- Las partículas SP encontradas corresponden a magnetitas puras o casi puras. La relación χ/Ms , utilizada para estimar el contenido de minerales SP, coincide, en términos generales, con las variaciones de χ_{df} , entonces se considera, que la χ_{df} medida en el equipo Bartington, puede ser utilizada como una guía aproximada para la estimación de magnetitas SP. La Unidad 4, y la base de la Unidad 1, presentan los valores más elevados de granos SP de toda la secuencia, y los grupos de sedimentos que presentan los más altos χ_{df} son los limos ocre.
- Sedimentos pardo claro/ocre: están caracterizados por la presencia de carbonatos, ya sea concreciones o conchas de ostrácodos. Los minerales magnéticos presentes son magnetita, titanomagnetita, y el más característico de ellos es la siderita ($FeCO_3$, paramagnético), con dominios pseudosencillos (DPS), presentan los valores más elevados de adquisición de MRA. La siderita es resultado de la alteración de minerales de Fe; se forma en un ambiente reductor, en el que se combina el Fe con el CO_2 . Se interpretan como indicadores de condiciones reductoras, con una cantidad considerable de carbono.
- Sedimentos arenosos: caracterizados por magnetita o titanomagnetita y posiblemente por la presencia de hematita, con granos DPS, presentan valores medios de adquisición de MRA; representan un arrastre superficial de mayor energía.
- Sedimentos verdosos: caracterizados por magnetita, titanomagnetita y posiblemente por hematita, de tamaños DPS, presentan valores bajos de adquisición de MRA. En ellos es probable la presencia de sulfuros de hierro, como pirrotita, aunque éstos pueden tener un origen primario en los sedimentos lacustres de SMO, su existencia sugiere, adicionalmente al color de los sedimentos, condiciones reductoras que impidieron la destrucción de los mismos por una prolongada oxidación.
- Sedimentos pardos oscuros: están caracterizados por contener altos valores de materia orgánica, su mineralogía magnética se caracteriza por magnetita y titanomagnetita de dominio DPS, presentan valores bajos de adquisición de MRA.
- Sedimentos rojizos: en éstos, la probable presencia de hematita sugiere condiciones oxidantes durante el depósito, o poco después del mismo. presentan valores elevados de adquisición de MRA, con dominios DPS.
- Los sedimentos con turba: se caracterizan por magnetita, titanomagnetita y posiblemente a la presencia de hematita, con tamaños DPS, presentan valores bajos de adquisición de MRA. Se observa gran cantidad de macrorestos de plantas (tallos, raíces), y clastos de tamaño arena. Representan la remoción, relativamente súbita, de materia orgánica derivada de la cuenca, probablemente asociada a lluvias intensas.

- Considerando que las propiedades magnéticas por si solas no pueden ser utilizadas como indicadores paleoclimáticos, es necesario contar con algún indicador adicional para elaborar una interpretación de antiguas condiciones ambientales. Las técnicas de magnetismo de rocas pueden ser utilizadas con diferentes objetivos, uno está relacionado con la caracterización mineralógica de los sedimentos, buscando una explicación de por qué dicha mineralogía cambia (alteración diagenética o cambios en la química del agua); desde este punto de vista, las propiedades magnéticas son en todos los sentidos, útiles y se les puede obtener mucho provecho. En el presente caso de estudio, la mineralogía pudo ser fácilmente identificada, sin embargo la herramienta con mayor aplicación en la interpretación climática, resultó ser la susceptibilidad magnética al hacer la correlación con los resultados de carbono orgánico, dando la posibilidad de poder hacer inferencias en relación con periodos de mayor o menor erosión, que pueden indicar variaciones en la cubierta vegetal del entorno del lago, y periodos de variaciones en la precipitación.

Interpretación en términos de variaciones ambientales.

- La laminación de los sedimentos de SMO, no ha permitido hasta el momento el establecimiento de algún patrón de ciclicidad, sin embargo, se podría plantear de forma muy general lo siguiente: arrastre de turba, depósito de arena, limos pardos/ocre -depósito de carbonatos incluida siderita-, limos verdes, limos pardo oscuro, limos rojizos; que representarían una oscilación reiterada de condiciones que pudieron haber sido: gran precipitación/gran arrastre (turba y arena), condiciones reductoras (limos ocreos y verdosos), alta productividad en el lago (limos pardo oscuro), condiciones oxidantes (limos rojizos). Por otro lado, debido a que no es constante esta sucesión de litologías, las variaciones en la columna sedimentaria parecen no estar controladas por un solo factor climático constante, como sería una constante estacionalidad de la precipitación. El estudio de análisis de ciclicidades y el de polen, que de manera paralela pero ajena al presente trabajo se llevan a cabo, dará indicios de los controles climáticos en la sedimentación.

En el presente trabajo se reconocen, adicionalmente a las variaciones ambientales inferidas en las laminaciones, las siguientes condiciones ambientales de período mas largo:

- 1300 – 1000 años AP: el registro en este intervalo sugiere en general condiciones ambientales muy inestables; en la base un periodo inicial de condiciones de poco aporte de terrígenos, posiblemente reflejando alto desarrollo de la vegetación en los alrededores del lago (condiciones de mayor humedad). Hacia la parte superior se presenta un aumento en la cantidad de sedimentos transportados a la cuenca, probablemente producidas por una disminución en la vegetación, terminando en condiciones de menor humedad, posiblemente las más secas de toda la secuencia. Se encontró concordancia con los datos reportados para distintos sitios de la República Mexicana y Centroamérica. Se observó la presencia de la toba Jala; no se observa un fuerte impacto en el entorno de la cuenca debido a su ocurrencia, ésta toba puede ser utilizada como un marcador estratigráfico para la región (Edad 1020 – 1030 años AP).

- 1000 – 720 años AP: el registro sugiere en general estabilidad de las condiciones ambientales, con ligeras variaciones que definen tres ciclos dentro de la misma. En la base se presenta un cambio brusco de las condiciones ambientales de la unidad inferior (relativamente más secas), para estabilizarse a condiciones de mayor humedad. El comportamiento de los tres ciclos sugiere poco-medio-poco aporte de sedimentos, posiblemente producto de condiciones con densa-media-densa vegetación, es decir, condiciones de humedad con pequeños puntos intermedios dentro de cada ciclo de menor humedad, pero no altamente variables. Se han reportado condiciones similares para este periodo en el Golfo de California y el alto Lerma.
- 720 – 540 años AP: el registro sugiere condiciones ambientales cíclicas relativamente estables, con tendencias claras de condiciones más secas en la base a condiciones de mayor humedad hacia la cima. En el ciclo inferior, en términos del material que fue acarreado al lago, en la parte baja existió mayor aporte de sedimentos (condiciones de menor humedad) y conforme pasó el tiempo disminuyó debido al desarrollo de la vegetación en los alrededores (condiciones de mayor humedad). El ciclo superior la tendencia es la misma que en el anterior, ya que el acarreo de sedimento fue mayor en la base y menor hacia la cima, pero las condiciones ambientales fueron relativamente más húmedas que en el inferior.
- 540 – al presente: el registro en éste intervalo sugiere condiciones ambientales oscilantes, con una tendencia general de cambios de condiciones húmedas en la base a condiciones relativamente más secas en la cima. Se observan dos ciclos que describen un comportamiento similar. El primer ciclo indica un periodo inicial de condiciones de muy poco aporte de terrígenos, posiblemente reflejando condiciones de mayor humedad, es decir, un gran desarrollo de la vegetación. Hacia la parte superior de la secuencia, una disminución de la vegetación (condiciones relativamente más secas) y por último una estabilización en un término medio, indicando un aumento en la cantidad de sedimentos transportados a la cuenca y por último una estabilización a aporte "moderado". El segundo ciclo es similar al anterior, pero con condiciones un poco más secas en general. Se detectaron dos periodos de sequía entre 450 y 400 años AP y entre 200 y 150 años AP, reportados también para el norte de México.

ANEXO 1. TÉCNICAS DE MAGNETISMO DE ROCAS

Desarrollo Histórico

El magnetismo fue estudiado por primera vez por los chinos, hace más de 4500 años; a pesar de esa antigüedad, fueron los griegos quienes difundieron en el mundo occidental las propiedades de la piedra imán, la magnetita, y su uso práctico. Actualmente esta disciplina se conoce como Geomagnetismo, para evitar el uso de la expresión híbrida "magnetismo" (del griego) y "terrestre" (del latín), (Chapman, 1938).

Hace aproximadamente 2500 años, los griegos observaron que algunas rocas oscuras procedentes de la Ciudad de Magnesia en el Asia Menor, tenían una extraña propiedad que hacía que los objetos hechos de hierro se adhirieran a ellas; durante siglos se creyó que las rocas magnéticas tenían poderes maravillosos (aliviar enfermedades, detener hemorragias, curar dolor de muelas, aumentar la gracia de las personas y hasta reconciliar esposos disgustados), una aplicación realmente práctica de estas rocas magnéticas, se descubrió hace 1500 años por los chinos, quienes observaron que un pedacito de la misma, suspendido, podía girar horizontalmente de manera libre y siempre llegar al reposo en la misma posición, obteniendo al final como resultado la invención del compás magnético o brújula. En 1600, el inglés William Gilbert, publicó su obra "De Magnete", que se considera como el primer tratado sobre el magnetismo terrestre y en el que propuso que la tierra en sí se comporta como un imán gigante, constituyendo un marco de la historia de la ciencia y estableciendo así los fundamentos del conocimiento actual del magnetismo (Alva, 1996). En 1581, el científico Norman, descubrió en Inglaterra la inclinación magnética, pero fue hasta 1721, cuando Whiston prepara la primera carta de inclinación o carta isoclínica. En 1584, Gunter comparó sus medidas de declinación con las de Borough, y encontró que la declinación de un mismo punto había cambiado. En 1700, Edmon Halley, científico inglés, elaboró una carta isogónica para el Atlántico.

En los inicios del siglo XIX, Gauss en colaboración con Weber, creó los instrumentos de medida y los métodos que aún son utilizados en geomagnetismo, él además propuso que el geomagnetismo es dipolar de origen interno. A principios del siglo XX (1906), los efectos de las inversiones magnéticas en basaltos fueron descubiertos por Brunhes, cuando observó que algunos flujos de rocas volcánicas estaban magnetizados en dirección opuesta al campo magnético actual y en 1929, Matuyama, argumenta que la secuencia de tiempo está asociada a cambios de polaridad, propone la primera escala magnética para el plioceno, argumenta que las rocas más recientes, tienen polaridad normal y las más antiguas del cuaternario, son de polaridad invertida. En 1963 Cox, propone la primera Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS), con base en medidas directas en rocas volcánicas fechadas con K/Ar (Barreto, 1997).

Origen del Campo Magnético Terrestre

Aún conocemos relativamente poco acerca del origen del campo magnético terrestre y los cambios rápidos que se han detectado, se oponen a la hipótesis de un imán permanente en el interior de la Tierra; por su parte los estudios sismológicos que han contribuido a mejorar el conocimiento del interior de la misma, no proporcionan evidencias de que exista una enorme concentración de magnetita actuando como un imán permanente en su interior, además, muchos de los minerales magnéticos que ocurren naturalmente, solo pueden existir en los primeros 30 km de la misma, ya que por debajo de esa profundidad deberían desmagnetizarse debido al calor interno del planeta; de este

modo, el campo magnético terrestre no puede ser generado por el simple magnetismo de las rocas (Alva, 1996).

La teoría más aceptada actualmente para este problema, es la del “Dinamo auto-excitado”, la cual considera que la parte más grande del campo, se origina principalmente por movimiento de electrones en el núcleo externo de la Tierra, el cual contiene hierro y níquel en estados físicos muy diferentes a los que conocemos en la superficie, pero más líquidos que sólidos. La corriente eléctrica en esta región es a su vez reforzada por la convección del material en el manto externo así como por la rotación de la Tierra; estas condiciones magnetohidrodinámicas cumplen con las condiciones necesarias para el establecimiento de un dinamo auto-excitado (Figura 33), tal y como se expone a continuación:

- Debe haber un disco conductor eléctrico (cobre), girando sobre un eje eléctricamente conductor.
- Se necesita de un campo magnético inducido inicial, que se encuentra con dirección hacia arriba perpendicular al disco de cobre.

Los electrones en el disco experimentan una fuerza cuando pasan por este campo y de esto resulta un flujo de corriente eléctrica hacia afuera del disco. La corriente se recibe en un conector y se pasa por una bobina debajo del disco, ésta a su vez induce un campo magnético en la misma dirección que el campo magnético original. El circuito eléctrico es ahora un sistema retroalimentado o auto-excitado. Conforme el disco siga girando, la corriente eléctrica fluirá y el campo magnético se mantendrá (Butler, 1998).

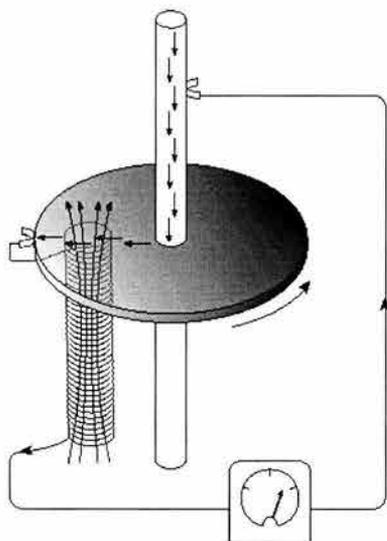


Figura 33. Dinamo autoexitado.

En la Tierra, la aleación conductora Fe-Ni en el núcleo externo y la convección producida por fenómenos de recristalización o por calor desprendido en el proceso de solidificación, aunados a que la tierra está rotando, pueden producir la retroalimentación y permitir que el núcleo terrestre opere como un dinamo magneto-hidrodinámico auto-excitado (figura 34).

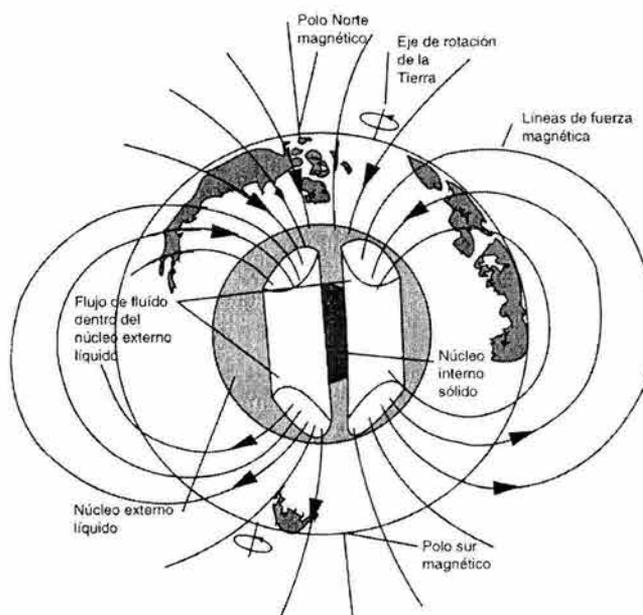


Figura 34. El campo magnético terrestre se genera en parte por el flujo de un fluido convectivo en su núcleo externo, permitiendo que el núcleo terrestre opere como un dinamo magneto-hidrodinámico auto-excitado (tomada de Alva, 1996).

Elementos del campo magnético terrestre

El vector H que define el campo magnético puede descomponerse en tres vectores, X, Y y Z, ejes coordenados que bastarían para definirlo. En la descomposición vectorial de la figura 35, se puede ver gráficamente los tres parámetros fundamentales del campo magnético: *intensidad*, *declinación* e *inclinación* (Butler, 1998).

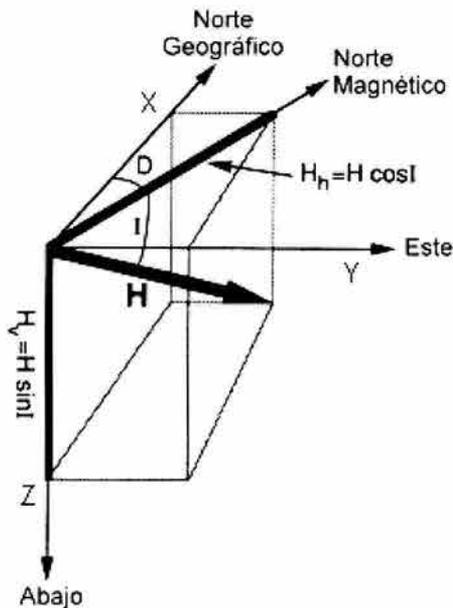


Figura 35. Componentes del campo magnético.

componentes norte y este (X,Y) son: $H_N = H_h \cos D = H \cos I \cos D$ y $H_E = H_h \sin D = H \cos I \sin D$ respectivamente, donde D es la declinación o ángulo medido desde el norte geográfico hasta la componente horizontal, variando desde 0° hasta 360° , positivo en sentido de las manecillas del reloj. Si se conoce las componentes D e I , entonces la intensidad total del campo magnético es: $H = \{(H_N)^2 + (H_E)^2 + (H_V)^2\}^{1/2}$

Diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo

El campo magnético se produce por el movimiento de carga eléctrica, el cual a nivel atómico es producido por el movimiento de un electrón, así todas las substancias son magnéticas y pueden ser clasificadas como diamagnéticas, paramagnéticas o ferromagnéticas.

La respuesta diamagnética a la aplicación de un campo magnético es la adquisición de una pequeña magnetización inducida, M_i , opuesta al campo aplicado, H (magnetización antiparalela). La magnetización depende linealmente del campo aplicado, y se reduce a cero al remover el campo. Los materiales diamagnéticos se caracterizan porque en ellos el momento magnético atómico es cero, la susceptibilidad es negativa, es independiente de la temperatura y del orden de 10^{-5} SI (figura 36a); ejemplos de este tipo de sustancias son el cuarzo, la calcita y el agua (Butler, 1998).

La intensidad es la longitud real del vector H y su valor es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de X, Y y Z; la declinación magnética (D), es el ángulo que forma el vector H_h (que apunta al norte magnético), con el vector X que señala al norte geográfico, ambos localizados en el plano horizontal; la inclinación magnética (I), es el ángulo que forma el vector H con respecto al plano horizontal (plano X-Y), o lo que es igual, con respecto a su proyección H_h en el plano horizontal.

En paleomagnetismo, la dirección del campo geomagnético es usualmente definida por los ángulos mostrados en la figura 35. La componente vertical, H_v , de la superficie del campo geomagnético, H , esta dada por $H_v = H \sin I$, donde H es la magnitud de H e I es la inclinación de H desde la horizontal, variando desde -90° hasta $+90^\circ$ y está definida como positiva hacia abajo. La componente horizontal H_h , esta dada por $H_h = H \cos I$ y las

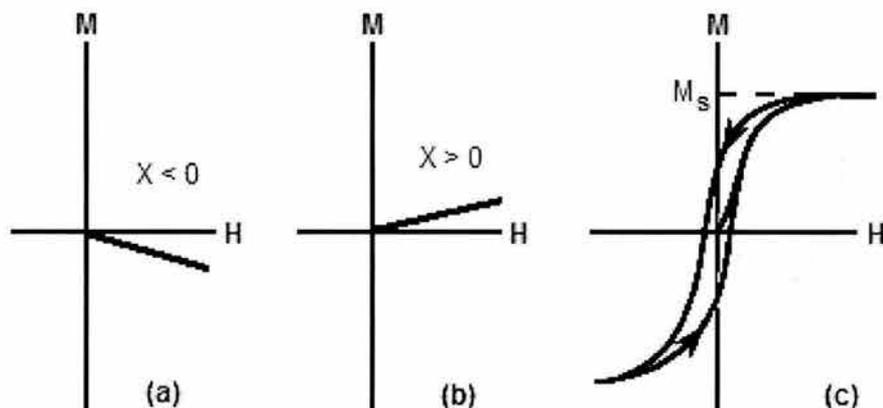


Figura 36. (a) Comportamiento de una sustancia diamagnética, (b) paramagnética y (c) ferromagnética. H, Campo magnético aplicado; M, Magnetización; M_s , magnetización de saturación; χ , susceptibilidad magnética (Butler, 1998).

Los materiales *paramagnéticos* contienen átomos con momentos magnéticos atómicos diferentes de cero y adquieren una magnetización inducida, M_i , paralela al campo aplicado, H, para cualquier condición geológica relevante, M_i es linealmente dependiente de H; al igual que en los materiales diamagnéticos, la magnetización se reduce a cero cuando se quita el campo magnetizante (figura 36b). El paramagnetismo es un fenómeno muy dependiente de la temperatura, esta es la ley Curie de susceptibilidad paramagnética, la cual predice que la susceptibilidad disminuye con el aumento en temperatura y se aplica a cualquier situación típica en magnetismo de rocas. El olivino, piroxeno y el anfíbol, son ejemplos de sustancias paramagnéticas.

Los sólidos *ferromagnéticos* tienen átomos con momentos magnéticos diferentes de cero, pero estos sí interactúan fuertemente con los momentos atómicos adyacentes, este efecto produce magnetización de varios órdenes de magnitud mayores que los sólidos paramagnéticos en el mismo campo magnetizante. Para cierto material ferromagnético y temperatura dada hay una magnetización máxima llamada magnetización de saturación, M_s , esta disminuye conforme aumenta la temperatura, y es cero en la temperatura Curie, T_c , característica de cada mineral ferromagnético (580 °C para magnetita y 680 °C para hematita), para temperaturas mayores a la T_c el material se vuelve paramagnético. La propiedad fundamental del material ferromagnético es su capacidad de registrar la dirección del campo magnético aplicado. Al quitar el campo magnetizante, la magnetización no regresa a cero sino que guarda un registro del campo aplicado; a la trayectoria de magnetización M , en función del campo magnético aplicado, H, se le llama *ciclo de histéresis* (figura 36c), (Butler, 1998).

En los materiales ferromagnéticos, el intercambio de energía puede producir un acoplamiento de intercambio paralelo o antiparalelo (figura 37), esto hace que los materiales se clasifiquen en *Ferrimagnéticos*, que son metales como el hierro, magnetita, maghemita, goetita y pirrotita, en los que los momentos magnéticos de los átomos son desiguales y antiparalelos (en el mismo sentido), por lo que resulta una magnetización apreciable; y los *Antiferromagnéticos*, óxidos como la ulvoespinela o la ilmenita con capas con momentos magnéticos iguales y antiparalelos, $M_s = 0$, que ocasionan una magnetización débil o nula; esta propiedad desaparece a la temperatura de Neel.

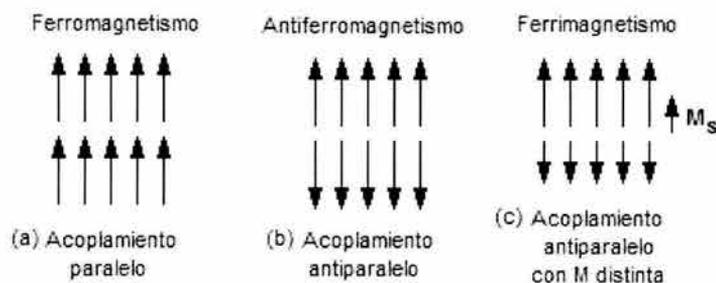


Figura 37. (a) En los materiales ferromagnéticos, el intercambio de energía puede producir un acoplamiento de intercambio paralelo o antiparalelo. (b) Los *Antiferromagnéticos*, tienen momentos magnéticos iguales y antiparalelos, $M_s = 0$, lo que ocasiona una magnetización débil o nula. (c) Los Ferrimagnéticos tienen los momentos magnéticos de los átomos desiguales y antiparalelos (en el mismo sentido), por lo que resulta una magnetización apreciable. M: magnetización, M_s : magnetización de saturación.

Superparamagnetismo (SP)

Es un comportamiento especial de granos ferrimagnéticos muy pequeños (dominio sencillo de 0.001-0.01 μm de diámetro), que bajo la presencia de un campo adquieren una gran magnetización remanente, pero muy inestable y de una manera similar a lo que sucede con las sustancias paramagnéticas, desaparece rápidamente en cuanto se elimina el campo magnetizador; son incapaces de retener una magnetización remanente estable a temperatura ambiente, lo que se atribuye al desarrollo de vibraciones térmicas.

Minerales magnéticos

Las *titanomagnetitas* son minerales opacos, cúbicos con composición entre los miembros extremos de las soluciones sólidas magnetita (Fe_3O_4) y ulvoespinela (Fe_2TiO_4), (figura 38). La célula unitaria está formada por sub-arreglos entre aniones y cationes de oxígeno de forma tetraedral y octaedral. Las propiedades magnéticas de las titanomagnetitas están controladas por la distribución de los cationes en los sub-arreglos y el acoplamiento de intercambio entre éstos (Butler, 1998).

En la serie de titanomagnetitas, el Ti^{4+} es sustituido por Fe^{3+} conforme el contenido de Ti aumenta. La fórmula química generalizada para las titanomagnetitas es $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, donde x varía desde 0.0 para la magnetita hasta 1.0 para la ulvoespinela.

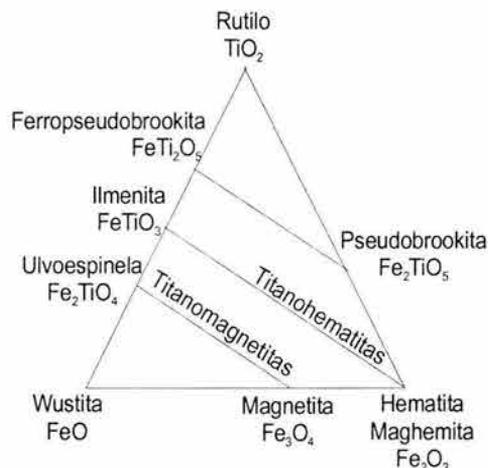


Figura 38. Diagrama ternario rutilo – hematita – wüstita; donde se muestra las series de soluciones sólidas de las titanomagnetitas y titanohematitas.

En muchas rocas ígneas, las **titanohematitas** y sus productos de oxidación constituyen la menor parte de los minerales ferromagnéticos en relación con las titanomagnetitas. Pero en rocas altamente silíceas y/o en rocas ígneas altamente oxidadas, la hematita puede ser el mineral magnético dominante, como por ejemplo en los sedimentos rojos.

La sustitución iónica en la serie de titanohematita es exactamente como en las titanomagnetitas, con Ti^{4+} sustituido por Fe^{3+} y un catión de Fe residual cambiando valencia de Fe^{3+} a Fe^{2+} . La fórmula generalizada para titanohematitas es $Fe_{2-x}Ti_xO_3$, donde, x varía desde 0.0 para hematita hasta 1.0 para ilmenita.

Titanomaghemitas: el intemperismo de las titanomagnetitas a temperatura superficial ambiente (oxidación de baja temperatura), o alteración hidrotermal a temperatura < 200 °C, puede llevar a producir espinelas con deficiencia de cationes. El ejemplo clásico es la oxidación de magnetita para dar maghemita (γFe_2O_3), la cual es químicamente equivalente a la hematita pero retiene la estructura de espinela en el cristal.

Durante el intemperismo del piso oceánico, las titanomagnetitas se oxidan a titanomaghemita con la consecuente disminución en intensidad de magnetización, produciendo una mayor disminución en la amplitud de las anomalías magnéticas marinas. Consecuentemente, la titanomaghemita es uno de los más abundantes óxidos de Fe y Ti en la corteza terrestre. Recientemente se ha reconocido que la formación de maghemita es la principal responsable del aumento en contenido de mineral ferromagnético en suelos (Butler, 1998).

Los **oxihidróxidos de hierro** son comunes en rocas ígneas y metamórficas intemperizadas, en suelos y en sedimentos. El más importante es la goetita ($\alpha FeOOH$), que es la forma estable del óxido de hierro en suelos de regiones húmedas, aunque también resulta de la alteración de la pirita (FeS_2) en calizas; la goetita es ortorrómbica y antiferromagnética, comúnmente muestra ferromagnetismo débil, su deshidratación natural (o calentamiento en laboratorio a 300-400 °C) produce hematita, siendo un proceso importante en la formación de sedimentos rojos.

La lepidocrocita es un oxihidróxido con estructura cristalina cúbica, paramagnética a temperatura ambiente (temperatura Néel de -196 °C). La lepidocrocita frecuentemente se convierte en goetita o en maghemita por deshidratación.

La formación de **sulfuros de hierro** es una preocupación crucial respecto a registros paleomagnéticos en sedimentos marinos. Los sulfuros de hierro pueden ocurrir naturalmente con composiciones que varían desde pirita hasta troilita, no obstante la última es común solo en meteoritos. La fórmula química general puede ser FeS_{1+x} ($0 \leq x \leq 1$) y las composiciones de sulfuros de hierro pueden ser expresadas por el parámetro composicional x. La pirrotita es un sulfuro de hierro ferrimagnético con estructura cristalina monoclinica y composición en el rango Fe_7S_8 a Fe_9S_{10} ($0.11 \leq x \leq 0.14$). La pirrotita generalmente se forma durante diagénesis de sedimentos marinos en ambientes de depósito con abundante entrada orgánica, pero también puede formarse en las aureolas metamórficas que rodean a los intrusivos ígneos (Butler, 1998).

Tipos de Magnetización Remanente

La magnetización remanente en las rocas está dada por la presencia de minerales ferrimagnéticos o ferromagnéticos parásitos, incluidos en una matriz de minerales diamagnéticos o paramagnéticos, esta magnetización es la evidencia de cambios en el campo magnético terrestre, sucedidos dentro del registro geológico, los cuales son detectados de una forma más fácil en las rocas ígneas máficas, tales como el basalto, aunque también es posible detectarlos en sedimentos, ya sea de lagos o marinos.

Los mecanismos mediante los cuales las rocas pueden adquirir sus diversos tipos de magnetizaciones remanentes, dependen de los procesos físico-químicos presentes en el momento de la magnetización; a continuación se mencionan los más frecuentes.

Magnetización remanente térmica o termorremanente: ocurre cuando las lavas máficas se enfrían y se forman pequeños cristales de magnetita que están por un momento libres para moverse y orientarse por sí mismos con el campo magnético existente, al pasar el tiempo, la lava se solidifica y los cristales de magnetita adquieren una posición fija, registrando el alineamiento del campo magnético en ese instante (figura 39).

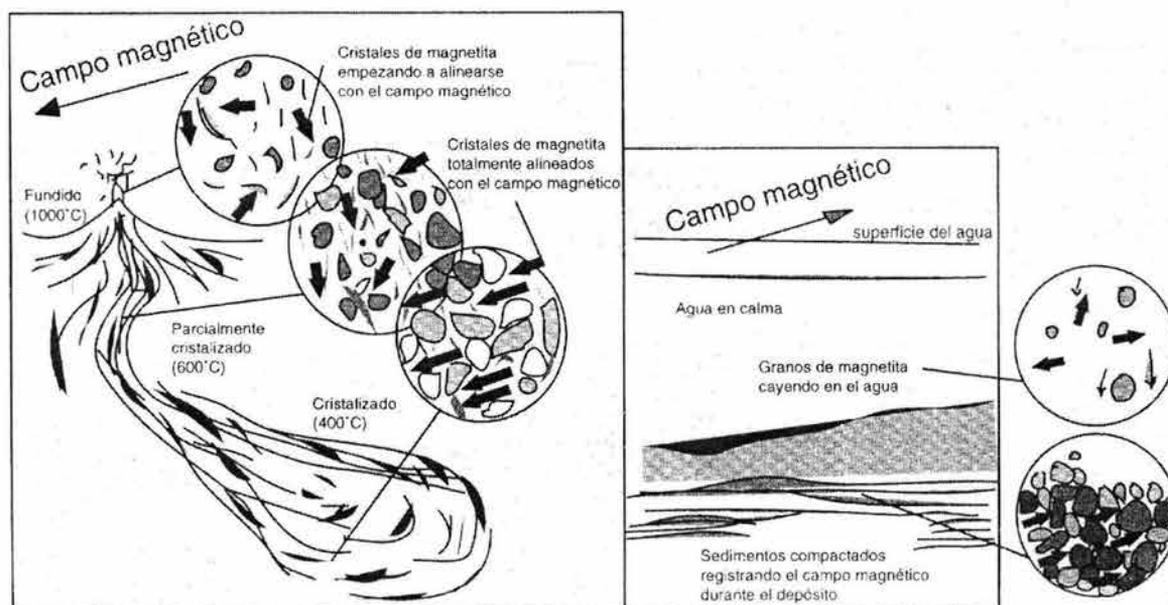


Figura 39. Orientación de partículas magnéticas con el Campo Magnético Terrestre. En lavas se conoce como Magnetización Remanente Térmica y en sedimentos como Magnetización Remanente Detrítica.

Magnetización detrítica: es similar a lo anterior, ya que los granos de magnetita se depositan en un medio acuoso y son libres de rotar como agujas imantadas y alinearse con el campo terrestre conforme caen, después al quedar sepultados por sedimentos subsecuentes, ya no pueden moverse libremente. De este modo se forma un registro permanente de los campos magnéticos pasados de la Tierra (Alva, 1996).

Los minerales magnéticos arrastrados como partículas (magnetita y hematita), se orientan paralelamente a las líneas de fuerza magnética de la Tierra, antes de su depósito y quedan inmovilizados por el sedimento sobreyacente cuando se depositan orientadas con el campo existente (figura 39).

La **Magnetización Posdetrítica** se adquiere posterior al depósito y previa a la consolidación del mismo, cuando los sedimentos se reorientan (en su inclinación magnética) al perder el agua intersticial.

La **magnetización remanente viscosa**, es aquella que se adquiere durante la exposición a campos magnéticos débiles, es una magnetización secundaria resultante de la acción del campo geomagnético, después de la formación de la roca, desde el punto de vista paleomagnético se considera como ruido (Butler, 1998).

La **magnetización remanente termoviscosa**, es parasitaria y se debe a calentamientos posteriores a la formación de las rocas, posiblemente por metamorfismo.

La **magnetización remanente isotérmica**, es un registro de una magnetización muy fuerte y que ha borrado la magnetización primaria de una roca; es producida por rayos durante las tormentas eléctricas.

La **magnetización remanente anhistórica** es aquella que se produce en un laboratorio, al aplicar un campo magnético débil mediante un campo magnético alterno.

La **Magnetización Química** se presenta cuando ocurren cambios químicos que forman minerales, por debajo de su temperatura de bloqueo dentro de un campo magnético, dando como resultado la adquisición de un magnetismo remanente, también ocurre en las rocas de precipitación química, en especial los carbonatos que proceden de la oxidación de la magnetita y óxidos de hierro, adquiriendo el magnetismo desde la precipitación.

Magnetización giromagnética: es una magnetización parasitaria, resulta de la aplicación de campos magnéticos alternos, pero no todos los minerales se pueden magnetizar de esta forma; la magnetita no se puede magnetizar, pero la hematita sí, y lo hace en su eje de simetría (hexagonal).

TÉCNICAS DE MAGNETISMO DE ROCAS

Susceptibilidad magnética

Hay dos tipos básicos de magnetización; la magnetización inducida y la magnetización remanente. Cuando un material es expuesto a un campo magnético H , adquiere una magnetización inducida, M_i . Estas se relacionan por la susceptibilidad magnética, χ :

$$M_i = \chi H$$

Entonces la susceptibilidad magnética, χ , es una propiedad de los materiales referente a la facilidad con la que estos pueden magnetizarse, es decir, la magnetizabilidad de una sustancia, bajo la presencia de un campo magnético externo (Thompson y Oldfiel, 1986). La fórmula anterior usa la susceptibilidad como escalar, lo que implica que M_i es paralelo a H . Sin embargo, hay materiales que exhiben *anisotropía*

magnética y, por tanto M_i no es paralelo a H . Para una sustancia anisotrópica, un campo magnético aplicado en una dirección X inducirá una magnetización no sólo en esa dirección, sino también en dirección Y y Z . Entonces la susceptibilidad magnética se expresa como un tensor, χ , requiriéndose una matriz de 3×3 para una descripción completa.

Además de la magnetización inducida resultado de la acción del campo magnético actual, un material también puede poseer *magnetización remanente*, M_r , que es un registro de los campos magnéticos pasados que han actuado sobre el material.

Como la magnetización (M) y el campo magnético (H) tienen las mismas unidades de medida, entonces la susceptibilidad (χ) es adimensional aunque por convención se reporta en unidades SI. La susceptibilidad de las rocas o sedimentos depende de todas las fracciones minerales de una roca, en ellas están presentes la fracción ferromagnética, paramagnética y diamagnética con las cuales se determina el valor de la susceptibilidad total de la roca (Butler, 1998).

La susceptibilidad magnética es el parámetro magnético más común y más simple de medir, se realiza a la temperatura ambiental de laboratorio con un campo magnético bajo, generalmente de 0.1 mT. La susceptibilidad dependiente de la masa específica, se obtiene dividiendo el volumen de la muestra entre su peso (muestra seca).

El método más común para medir la susceptibilidad inicial es utilizando un campo alterno; existen varios equipos disponibles para realizarlo, estos van desde los más sencillos y poco sensibles, hasta los altamente sensibles (en relación con sedimentos de lago donde la señal no es tan fácil de detectar), los cuales son útiles hasta para medir la contribución diamagnética del tubo de plástico donde se tienen los sedimentos.

Magnetización Remanente Natural (MRN)

La magnetización remanente en las rocas está dada por la presencia de minerales ferrimagnéticos o ferromagnéticos parásitos, incluidos en una matriz de minerales diamagnéticos o paramagnéticos, esta magnetización es la evidencia de cambios en el campo magnético terrestre, sucedidos dentro del registro geológico, los cuales son detectados de una forma más fácil en las rocas ígneas máficas, tales como el basalto, aunque también es posible su detección en sedimentos ya sea de lagos o marinos.

Para el caso de las lavas máficas, cuando se enfrían se forman pequeños cristales de magnetita que están por un momento libres para moverse y orientarse por sí mismos con el campo magnético existente, al pasar el tiempo y la lava se solidifica, los cristales de magnetita adquieren una posición fija, registrando el alineamiento del campo magnético en ese instante. Algo muy similar ocurre con los sedimentos, ya que los granos de magnetita se depositan en un medio acuoso y son libres de girar como agujas imantadas y alinearse con el campo terrestre conforme caen, después al quedar sepultados por sedimentos subsecuentes, ya no pueden moverse libremente. De este modo se forma un registro permanente de los campos magnéticos pasados de la Tierra (Alva, 1996). Esta magnetización puede registrarse en forma numérica, mediante el uso de un magnetómetro, sin necesidad de algún tratamiento previo de las muestras.

Magnetización Remanente Anhistérica (MRA)

Se produce en laboratorio al aplicar un campo magnético alterno, deja un registro de la magnetización inducida y puede ser característica de uno u otro mineral magnético. Por lo general se aplica un campo magnético alterno en dos direcciones opuestas y se va registrando la remanencia en un magnetómetro.

Anhistéresis significa libre de histéresis y puede ser observada en los materiales simplemente por la aplicación de un campo magnético alterno que gradualmente decrezca en amplitud en la presencia de una corriente directa via el campo. Cuando el campo se reduce, la histéresis se remueve progresivamente y la magnetización del material gradualmente converge al valor de la anhistéresis, para la intensidad de campo prevaleciente en ese momento (Sandgren y Snowball, 2001).

Magnetización Remanente Isotermal (MRI)

Este tipo de magnetización es artificial, se aplica en laboratorio mediante un campo magnético directo, en forma de pulsos de magnitud muy grande, oculta la magnetización remanente natural y/o la anhistérica de un material; se aplica en dos direcciones opuestas en las que los pulsos van aumentando la intensidad del campo en forma progresiva, hasta alcanzar la saturación de la muestra. La respuesta de cada mineral magnético es diferente en cada caso, por tanto esto es observable en las curvas resultantes.

Se utiliza un magnetizador de pulsos para producir una descarga de alto voltaje, produciendo un campo magnético por una fracción de segundo a lo largo del eje de una bobina. Se requiere de un campo aplicado como mínimo de 1 T, necesario para saturar la magnetita; existen equipos que pueden alcanzar hasta 7 T, pero las diferencias son pocas en relación con lo que se obtiene con el mínimo requerido. Se requiere de un magnetómetro para medir la magnitud de la magnetización (Sandgren y Snowball, 2001).

Histéresis magnética

A la trayectoria de magnetización M , en función del campo magnético aplicado, H , se le llama *ciclo de histéresis o loop de histéresis* (figura 36c y 40). Cuando en un material ferromagnético, sobre el cual ha estado actuando un campo (magnético), cesa la aplicación de éste, el material no anula completamente su magnetismo, sino que permanece un cierto magnetismo residual o remanente; para desimantarlo será precisa la aplicación de un campo contrario al inicial, este fenómeno se llama *histéresis magnética*, que quiere decir, inercia o retardo. Cada material tiene su propio ciclo de histéresis característico.

Una de las razones por las que se realiza este tipo de pruebas, es porque mediante los ciclos de histéresis es posible obtener los parámetros necesarios para la realización del diagrama de *Day y colaboradores* (1977), el cual nos ayuda a saber acerca del tamaño de dominios magnéticos que se tienen en los granos.

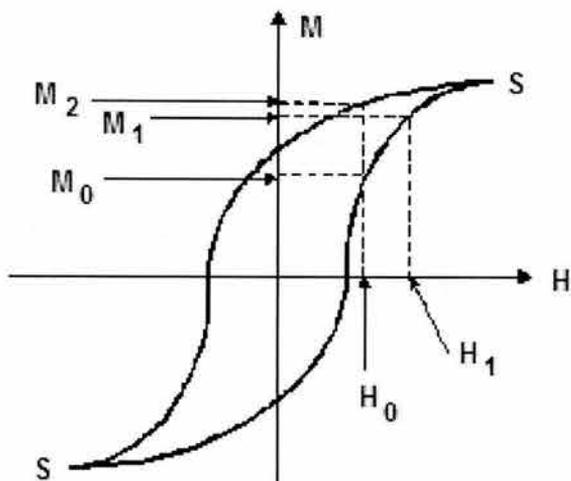


Figura 40. CICLO DE HISTERESIS de un determinado material magnético, Una bobina crea sobre dicho material magnético una intensidad de campo H , la cual produce en ese material magnético una inducción de valor M . Así a una intensidad de campo H_0 le corresponderá una inducción de valor M_0 . Si ahora aumenta H (aumentando la corriente que circula por la bobina) hasta un valor H_1 , M también aumentará hasta M_1 . Pero si ahora restituimos H a su valor inicial H_0 , M no vuelve a M_0 , sino que toma un valor diferente M_2 . (Obsérvese que el camino "de ida" es distinto al "de regreso", lo que implica que para restituir la inducción en el núcleo a su valor original, es preciso aplicar una corriente suplementaria de signo opuesto). El punto S representa la saturación del núcleo magnético. Una vez saturado el núcleo, M no puede aumentar por mucho que lo haga H .

Los dominios magnéticos son unidades de volumen cada una con polo positivo y negativo, en extremos opuestos; están separados de sus vecinos por delgadas paredes en las cuales la orientación de los espines de los electrones varía en la dirección de un dominio al otro. En ausencia de fuerzas externas que los alineen, se acomodan minimizando su energía magnetostática, es decir, dos dominios adyacentes ajustan sus magnetizaciones internas antiparalelamente, por tanto, un gran número de dominios tenderá a formar patrones de dominios mutuamente bloqueados. Los granos ferromagnéticos suficientemente pequeños (alrededor de $1 \mu\text{m}$), son del tamaño de los dominios y su magnetización es de dominio sencillo (DS), los granos mayores a $100 \mu\text{m}$, son del tamaño de varios dominios y su magnetización es de multidominio (DM). Esta definición de grano, no tienen que ver con la definición desde el punto de vista sedimentológico de tamaño de partícula, si no, con dichas unidades volumétricas mencionadas (Butler, 1998).

La magnetización de los materiales de dominio sencillo, expuestos a un campo magnético opuesto, solo cambia con campos muy altos y de manera súbita al alcanzar su magnetización de saturación (M_s), mientras que los materiales de multidominio, muestran cambios inmediatos, incluso en campos magnéticos bajos, esta respuesta continúa incrementándose en campos más altos hasta alcanzar su magnetización de saturación (M_s).

Algunos materiales con granos de multidominio, muestran un comportamiento similar a los de dominio sencillo, debido a imperfecciones cristalinas que impiden la interacción que normalmente existe entre los diferentes dominios de una partícula, este comportamiento se conoce como pseudo dominio sencillo (DPS) y parece ser común en granos con más de tres dominios.

Susceptibilidad a altas temperaturas

Son curvas que describen la desmagnetización de una roca, esta técnica o proceso resulta cuando una muestra se calienta hasta que su susceptibilidad magnética se vuelva cero, con el objeto de registrar este punto de anulación de la susceptibilidad que es específico de cada mineral magnético, y es la temperatura a partir de la cual, la agitación térmica impide el ordenamiento magnético, de manera que cuando un material

supera dicha temperatura, desaparece su ferromagnetismo y se convierte en paramagnético. De forma contraria, en rocas generadas a partir de magma, al enfriarse y pasar por debajo del punto de Curie, estas se orientan con el campo magnético terrestre de una forma definitiva; esta temperatura es característica de cada mineral ferromagnético, por ejemplo, para la magnetita es de 580 °C y para la hematita de 680 °C; en los materiales antiferromagnéticos se le denomina temperatura de Neel. Esta es un parámetro proporcional al grado de alteración que presenta una roca, a mayor alteración esta se incrementa (Butler, 1998).

Susceptibilidad en diferentes frecuencias y remanencias a baja temperatura

Es el monitoreo de una muestra al aplicarle bajas temperaturas de una forma paulatina, por lo general desde los 5 K hasta la temperatura ambiente (300 K), o en sentido contrario a modo de enfriamiento, con el objeto de poder ver el comportamiento ya sea de la susceptibilidad en una o varias frecuencias a la vez o para observar la remanencia magnética (cuando se les aplica un campo magnético inicial). Una de las características por la que es realizada esta metodología es para poder observar si se presenta la transición de Verwey, que no es otra cosa que la presencia de una inflexión en la curva de calentamiento, presentada alrededor de los 120 K y que es característica de la magnetita.

Con cierto tipo de susceptibilímetros es posible observar la dependencia de la susceptibilidad con respecto a varias frecuencias del campo (de la misma baja intensidad magnética). Se puede calcular esta dependencia en términos de valores absolutos o como un porcentaje de baja frecuencia de la susceptibilidad magnética. Estos datos pueden ser utilizados para determinar la presencia de granos ultrafinos superparamagnéticos ($< 0.03 \mu\text{m}$), (Sandgren y Snowball, 2001).

En el caso de las remanencias la diferencia con las demás técnicas descritas reside en que aquí se aplican campos grandes, para después ser medida la magnetización remanente, ya sin el campo, en estas pruebas solo ciertos minerales son capaces de guardar la remanencia, a diferencia de los minerales paramagnéticos y diamagnéticos que no contribuyen a la señal final, como sucede al medir la susceptibilidad magnética. Esta magnetización altera gradualmente la intensidad magnética de la muestra (Sandgren y Snowball, 2001).

ANEXO 2. TÉCNICAS GEOQUÍMICAS

FLUORESCENCIA DE RAYOS X

Una de las técnicas de análisis químicos más utilizadas en trabajos de investigación geológica utilizando muestras de roca, es la fluorescencia de rayos X (FRX), la cual ha venido a dar mayor confiabilidad y rapidez a los resultados. El presente estudio fue realizado en un espectrómetro secuencial de FRX Siemens SRS 3000 con tubo de Rodio y ventana de Berilio 125 mm.

Principio del método

Cuando un elemento es bombardeado por un haz de electrones de alta energía, se logra que emita radiación característica en el espectro electromagnético. Las líneas más intensas ($K\alpha$ y $K\beta$) llamadas también "líneas características" por permitir la identificación de los elementos que las emiten, pueden ser emitidas si el elemento en cuestión es bombardeado por un haz de rayos X de mucha energía, fenómeno al cual se le denomina fluorescencia de rayos X. La técnica de FRX se fundamenta en la identificación de las líneas características de cada elemento presente en la muestra, y está limitada solo al análisis de elementos con número atómico mayor que cuatro ($Z > 4$), debido a la dificultad para separar radiaciones con longitud de onda muy grande.

Si los elementos que constituyen una muestra son bombardeados con rayos X, estos emitirán sus líneas características y entonces los elementos podrán identificarse analizando las longitudes de onda de esta radiación. El análisis se efectúa separando la radiación mediante los planos de la red de un cristal, de distancia interplanar conocida; la radiación separada es capturada por un detector de rayos X para ser enviada posteriormente al sistema de registro en donde se obtiene la información.

Constituyentes del espectrómetro de FRX

Un espectrómetro de FRX consta de tres aditamentos o partes principales: sistema de producción de la radiación primaria y excitación de la muestra, sistema óptico para manejo de la radiación secundaria (radiación propia de la muestra), y sistema de detección (medida y registro de la radiación característica).

1. Sistema de producción de rayos X y excitación de la muestra.

El espectrómetro de rayos X tiene una fuente de excitación que se encarga de generar la radiación X, esta se utiliza para excitar la muestra en estudio; la fuente se denomina como tubo de rayos X (figura 41). La excitación de la muestra se realiza en una cámara al vacío, debido al impacto de fotones X sobre la superficie de la muestra.

2. Sistema óptico.

Está compuesto por una rejilla primaria, un cristal analizador y una rejilla secundaria (figura 41). Su función es colimar la radiación X del tubo y la radiación fluorescente, para posteriormente ser separada en el cristal analizador, cumpliendo con la Ley de Bragg, lo que permite conocer la longitud de onda de la radiación y por tanto poder realizar su identificación.

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

n: orden de difracción.
 θ : ángulo de difracción.

d: distancia interplanar del cristal difractante.
 λ : longitud de onda característica del elemento.

3. Sistema de detección, medida y registro de intensidades de la radiación fluorescente.

Las radiaciones generadas en la muestra son características de los elementos que las producen y con base en esto se debe seleccionar el detector para la radiación, siendo este de flujo o de centelleo para elementos ligeros o pesados respectivamente (figura 41). El registro de radiación se efectúa digitalmente en forma de pulsos o cuentas por segundo. En los análisis cuantitativos la información se obtiene por medio de una gráfica de concentración vs. intensidad de radiación. Con este tipo de espectrómetro de dispersión de longitud de onda, los espectros de rayos X permiten el aislamiento de longitudes de onda para su medida individual.

Las características más importantes de la técnica de fluorescencia de rayos X son:

- Tiene una precisión elevada comparable con la obtenida por los procedimientos rutinarios en análisis químicos.
- El límite de determinación se extiende desde el orden de algunas partes por millón (ppm), hasta el 100 % en la mayoría de los elementos químicos, teniendo como límite inferior el elemento Boro.
- Se pueden analizar tanto muestras sólidas como líquidas.
- Las interferencias espectrales son muy bajas y los efectos de absorción de la matriz pueden ser corregidos matemáticamente con cierta facilidad.
- Se puede analizar muestras independientes en un tiempo corto.
- Es posible analizar series continuas de muestras con cambio automático entre las mismas.

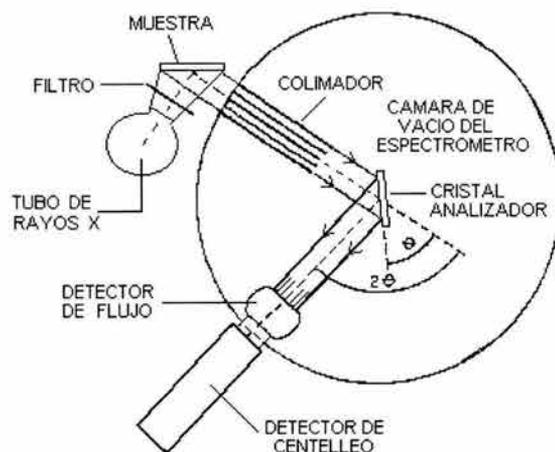


Figura 41. Partes principales de un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (Potts, 1987).

El tiempo de análisis de cada muestra depende de la velocidad de giro que se seleccione en el goniómetro al llevar a cabo el barrido de la muestra, ya sea en análisis cualitativo o cuantitativo. Por lo regular se invierten aproximadamente 20 minutos en una muestra analizada por elementos mayores en un equipo de FRX convencional (Chávez, 1996).

Las principales desventajas de esta técnica son:

- No es tan sensible como las técnicas nucleares y de espectrometría de masas, con límites de detección muy bajos, que pueden detectar todos los elementos químicos.
- Es poco conveniente la medida de elementos superligeros (F, O, N, C y B), ya que el límite de detección es alto (de varios cientos de ppm).

Preparación de las muestras en FRX

Para poder realizar este tipo de estudio se necesita por lo menos contar con 6 gramos de muestra. El primer paso consiste en usar un mortero de ágata dejando la muestra completamente pulverizada (aproximadamente 200 mallas). Posteriormente a la molienda es necesario desecar la muestra en una mufla a 400 °C para poder comenzar el tratado de las mismas.

La preparación de las muestras se lleva a cabo mediante dos procedimientos separados; uno es el de muestras fundidas para la determinación de los elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) y el otro es el de muestras prensadas para elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb), procedimientos que a continuación serán descritos.

Muestras fundidas

Esta preparación consiste en la fusión de 0.8 gramos de muestra y 7.2 gramos de fundente constituido por $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 granular, grado puro, en relación 1:1. La naturaleza granular, por su mayor densidad, favorece el llenado de los crisoles y evita pérdidas en el enfriamiento. La fusión se lleva a cabo en crisoles de una aleación de Platino y Oro (Pt:Au, 95:5), bajo un procedimiento programado que controla el calentamiento en un periodo total de 10 minutos aproximadamente. Se utiliza bromuro de litio (LiBr), en solución acuosa y con una concentración de 250 g/l, como un agente no mojante el cual evita que queden residuos de la fusión en los crisoles (Vázquez, 2000).

Muestras prensadas

Para la preparación de prensado, en principio se utiliza una balanza analítica en la que se pesan 5 gramos de cada una de las muestras con 0.5 gramos de aglutinante constituido por cera Wax-C micropolvo de Hoechst (Verma et al., 1996). Si por alguna razón la muestra no alcanzó los 5 gramos, se procede a la realización de una proporcionalidad del 10 % entre la cantidad de muestra y la cantidad de aglutinante necesario para el prensado.

Una vez que ha sido pesada la muestra, se coloca en un mortero de ágata junto con el aglutinante para lograr una mezcla homogénea; enseguida se lleva a una prensa automática GRASEBY-SPECAC, modelo T-40 autopress, compactando a una presión de

30 ton/cm² y con un tiempo de sujeción de 30 segundos que es lo recomendado para todo tipo de muestras.

En el momento en que se tienen las muestras fundidas y prensadas, estas son llevadas al portamuestras del espectrómetro de FRX para ser medidas. El análisis cuantitativo es eficiente siempre y cuando se disponga de patrones de calibración que se aproximen considerablemente a las muestras en su composición química y física, y de métodos adecuados para resolver los efectos que provienen de la propia matriz de la muestra. Cumpliendo con los requisitos antes mencionados los resultados son mucho más rápidamente obtenidos que por los métodos de vía húmeda y algunos otros métodos instrumentales.

DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

La aplicación fundamental de la Difracción de Rayos X es la identificación cualitativa de la composición mineralógica de una muestra cristalina. Es el fenómeno físico a través del cual se manifiesta la interacción fundamental de los rayos X con los cristales (materia ordenada). Está basada en las interferencias ópticas que se producen cuando una radiación monocromática atraviesa una rendija de espesor comparable a la longitud de onda de la radiación.

Al igual que con otros tipos de radiación electromagnética, la interacción entre el vector eléctrico de la radiación X y los electrones de la materia por la que pasa, da lugar a una dispersión. Cuando los rayos X son dispersados por el entorno ordenado de un cristal, tienen lugar interferencias entre los rayos dispersados (tanto constructivas como destructivas), ya que los centros de dispersión son del mismo orden de magnitud que la longitud de onda de la radiación.

En esencia la DRX consiste en medir las intensidades de la mayor cantidad posible de haces difractados del espectro tridimensional de difracción, obtener de ellas los módulos de los factores de estructura, y mediante algún procedimiento de asignación de fases a cada uno de estos factores, reconstruir la distribución electrónica en la celdilla elemental, cuyos máximos corresponderán a las posiciones atómicas.

Al igual que en el método de FRX, se cumple la ley de Bragg; los requisitos para la difracción de rayos X son:

- Que el espaciado entre capas de átomos sea aproximadamente el mismo que la longitud de onda de la radiación.
- Que los centros de dispersión estén distribuidos en el espacio de una manera muy regular.

Aplicaciones

- Determinación de la estructura de los cristales.
- Análisis cuantitativo de la proporción de minerales en una muestra.
- Determinación de la composición química de un mineral dentro de una serie isomórfica.
- Estudio de transformaciones orden-desorden.
- Índice de triclinicidad de los feldespatos.
- Politipismo (tipo de apilamiento en las capas de los filosilicatos).
- Cristalinidad de un mineral.
- Identificación de minerales.

Preparación de las muestras

Para estudios de DRX, la muestra cristalina se pulveriza hasta obtener un tamaño de grano fino homogéneo. En esta forma, el enorme número de pequeños cristales está orientado en todas las direcciones posibles; por tanto, cuando un haz de rayos X atraviesa el material, se puede esperar que un número significativo de partículas esté orientado de tal manera que cumpla la condición de Bragg para la reflexión para todos los espaciados interplanares posibles. Las muestras se colocan en tubos capilares de paredes finas de vidrio o de celofán y estos se introducen en el haz. Alternativamente, se puede mezclar la muestra con un soporte no cristalino y moldearlo dándole una forma adecuada. El método clásico de registro de las figuras de difracción, y que todavía se usa, es el fotográfico, en particular cuando la cantidad de muestra es pequeña (Willard et al., 1991).

MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO (MEB)

Es un sistema óptico de tipo JEOL-35C, que magnifica objetos muy pequeños. Este en lugar de usar luz como los microscopios convencionales, utiliza un haz electrónico para formar la imagen. El rango de aumentos que tiene es de 10 a 180,000X, su resolución es de 50 a 100 Ångstroms y con el se puede observar imágenes tridimensionales. El MEB junto con un sistema de energía dispersiva de rayos X, hace posible identificar minerales muy pequeños y examinar la forma y distribución de estos minerales. Principalmente es utilizado para el estudio de superficies o estructura superficial de muestras gruesas.

Consiste de una columna óptica electrónica y de una consola electrónica. La muestra lista para ser observada, es colocada en la cámara de muestras en la columna óptica electrónica y evacuada a alto vacío (aproximadamente 2×10^{-6} torr). La imagen del MEB es formada por un haz electrónico dirigido hacia la muestra. El haz es generado a partir de un cañón electrónico, en el que como cátodo se encuentra un filamento de

tungsteno que es calentado por un sistema de emisión termoiónica a una temperatura que excede de 2,700 K. Este filamento emite abundantes electrones que producen un alto potencial negativo con respecto al ánodo y el resto del microscopio. Los electrones son rápidamente acelerados hacia el ánodo, a través de la columna electrónica por un voltaje de aceleración de 2 a 40 KV, disminuyéndose y enfocándose a través de una serie de lentes electromagnéticas dentro del haz finamente enfocado que incide sobre la muestra (Reyes y Martiny, 1993).

COULOMETRÍA DE CARBONO

Esta técnica nos permite conocer las variaciones en el contenido de carbono orgánico total (COT) y carbono inorgánico total (CIT) a lo largo del tiempo. Es necesario contar con 10 a 20 mg de muestra. El equipo utilizado es un Coulómetro de CO₂ (UIC), modelo 5011.

Carbono Inorgánico Total (CIT)

El contenido de CIT en los sedimentos puede estar relacionado a ciertos factores como tasas de precipitación de minerales carbonatados, o la introducción de carbonatos detríticos dentro del sistema. El contenido de carbonatos indica periodos de condiciones favorables para su depósito, normalmente se encuentra relacionado con la naturaleza del material que conforma la cuenca y con la química de la columna de agua (salinidad-alcalinidad elevada), ya que al contener una mayor cantidad de sales o minerales se favorece la precipitación de compuestos ricos en carbonatos. Esto sucede generalmente asociado con dinámicas más intensas de evaporación (Kelts y Hsü, 1978; Schüt, 1998).

El análisis se lleva a cabo mediante la extracción de CO₂ a partir de la disolución con ácido clorhídrico de los carbonatos presentes en la muestra, este es conducido mediante una corriente de gas dentro de una celda colorimétrica, para ser mezclado con una solución acuosa que contiene etanolamina y un indicador colorimétrico. El dióxido de carbono es absorbido cuantitativamente por la solución, reaccionando y formando un ácido fuerte que hace que el color del indicador se aclare. Inmediatamente se titula hasta obtener el color original de la solución y por tanto, la cantidad en microgramos de CIT presentes en la muestra.

Carbono Orgánico Total (COT)

El contenido de COT en los sedimentos es un indicador de la productividad pasada, es decir, de la biomasa presente en la cuenca (Bengtsson y Enell, 1986).

Este proceso inicia realizando la combustión de la muestra a 950 °C en una mufla, con el objetivo de extraer el CO₂, el cual es conducido mediante una corriente de gas dentro de una celda colorimétrica, este se mezcla con una solución acuosa que contiene etanolamina y un indicador colorimétrico. El dióxido de carbono es absorbido cuantitativamente por la solución, reaccionando y formando un ácido fuerte que hace que el color del indicador se aclare. Inmediatamente se titula hasta obtener el color original de la solución y por tanto la cantidad en microgramos de carbono total (CT) presente en la muestra. Para conocer la cantidad de COT es necesario restarle al CT la cantidad obtenida anteriormente de CIT y automáticamente se obtiene el total de COT.

ANEXO 3. RESULTADOS DE LOS ESTUDIOS PETROGRÁFICOS

No. de muestra: SMO 1b

Tipo de muestra: volcánica.

Minerales esenciales: matriz vítrea, no se observa ningún cristal.

Minerales accesorios: minerales opacos.

Textura: vitroclástica.

Observaciones: esta roca aparentemente es un flujo piroclástico por la matriz vítrea que presenta sin embargo no es muy clara, se observa una gran cantidad de líticos accidentales y fragmentos de cristales de plagioclasas inclusive se encuentra un fragmento de mirmequita.

Fechamientos: por la poca información que se obtiene por alteración no se puede fechar ya que tampoco tiene minerales índice que nos ayuden.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 21.67' N, 104° 33.68' W.

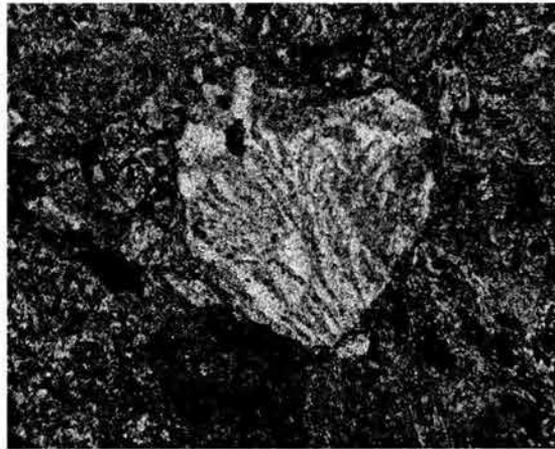


Figura 42. Microfotografía con luz polarizada: fragmento de un cristal con arreglo mirmequítico flotando en la matriz vítrea.

No. de muestra: SMO 2b

Tipo de muestra: volcánica.

Tipo de roca: Riolita.

Minerales esenciales: plagiocalasas zoneadas, sanidinos escasos y matriz vitrea.

Minerales accesorios: magnetita.

Minerales secundarios: sericita, microlitos de desvitrificación.

Textura: eutaxítica

Observaciones: la muestra presenta una textura de flujo muy bien definida al grado de aparentar una foliación por deformación ya que se presentan algunos minerales formando vórtices aparentando indicadores cinemáticos de una protomilonita.

Fechamiento: los sanidinos se pueden fechar por el método de K/Ar, pero no son muy abundantes lo que dificultaría hacer un concentrado.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 22.66' N, 104° 33.74' W.

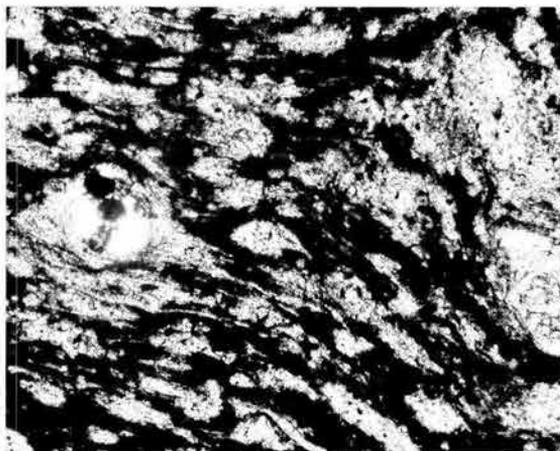
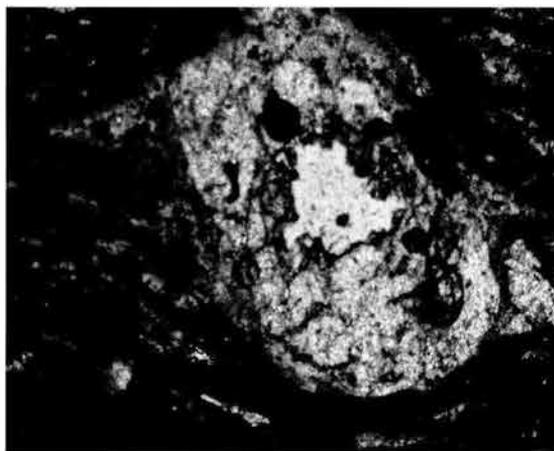


Figura 43. Microfotografías con luz polarizada.
a) Textura eutaxítica con vórtices y pseudofoliación



b) Plagioclasa subredondeada con rabos asimétricos

No. de muestra: SMO 3

Tipo de roca: roca de composición félsica.

Minerales esenciales: plagioclasas zoneadas, cuarzo policristalino.

Minerales secundarios: sericita, hematita.

Observaciones: la muestra se encuentra alterada en un 80 %, parte de la matriz y los pórfidos de plagioclasas subedrales se encuentran sericitizadas, las plagioclasas ya no se les puede observar ninguna de sus propiedades ópticas originales solo se distinguen en algunas zoneamientos y sus formas.

La muestra en general presenta mucho cuarzo policristalino como se observa en la fotografía con luz polarizada, lo que nos indica que se trata de una roca de composición félsica.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 21.18' N, 104° 34.05' W.

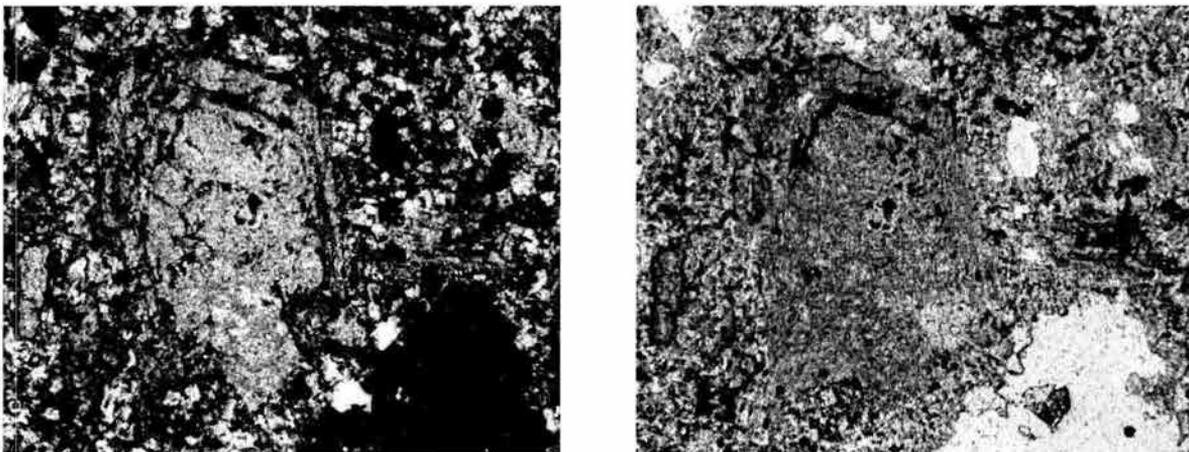


Figura 44. Microfotografías con luz polarizada: Cuarzo policristalino con pórfido de plagioclasa zoneada.

No. de muestra: SMO 3b

Tipo de muestra: volcánica efusiva.

Tipo de roca: Basalto.

Minerales esenciales: matriz de microlitos de plagioclasas.

Minerales accesorios: olivino, augita, hiperstena?

Minerales secundarios: idingsita.

Textura: afanítica.

Textura microscópica: inequigranular seriada basáltica.

Observaciones: la muestra se encuentra alterada sobre todo en cristales como los olivinos que forma indingsita.

Fechamientos: esta roca no se puede fechar por roca total ya que se encuentra alterada.

Coordenadas geográficas del sitio:

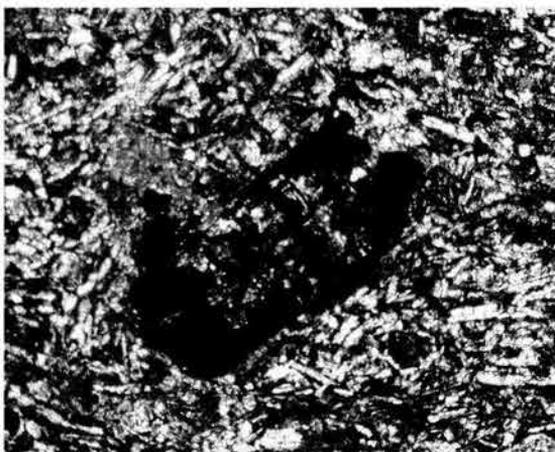


Figura 45. Microfotografía con luz polarizada: Cristal de olivino alterado a idingsita.

No. de muestra: SMO 4

Tipo de muestra: toba producto de caída de cenizas, composición félsica.

Minerales esenciales: plagioclasas y feldespatos potásicos, vidrio, espículas de vidrio.

Minerales accesorios: biotita.

Textura: vítrea con gran contenido de espículas.

Observaciones: esta muestra se compone de una matriz vítrea con gran contenido de espículas, en esta matriz flotan fenocristales de plagioclasas y escasos feldespatos potásicos(?) ambos tipos de minerales presentan corrosión en sus bordes e internamente, esto indica un cambio de ph que causó dicha desestabilización. Estos mismos cristales se observan fracturados y algunas veces dislocados, lo que quizá ocurrió durante el deposito del flujo piroclástico que dio origen a la roca.

No se le observa textura de flujo, por lo que posiblemente se trate de un deposito de caída por el gran contenido de espículas. Los minerales accesorios son escasos solo se identificó algunos fragmentos de biotita y un solo lítico accidental muy oxidado.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 20.29' N, 104° 33.94' W.

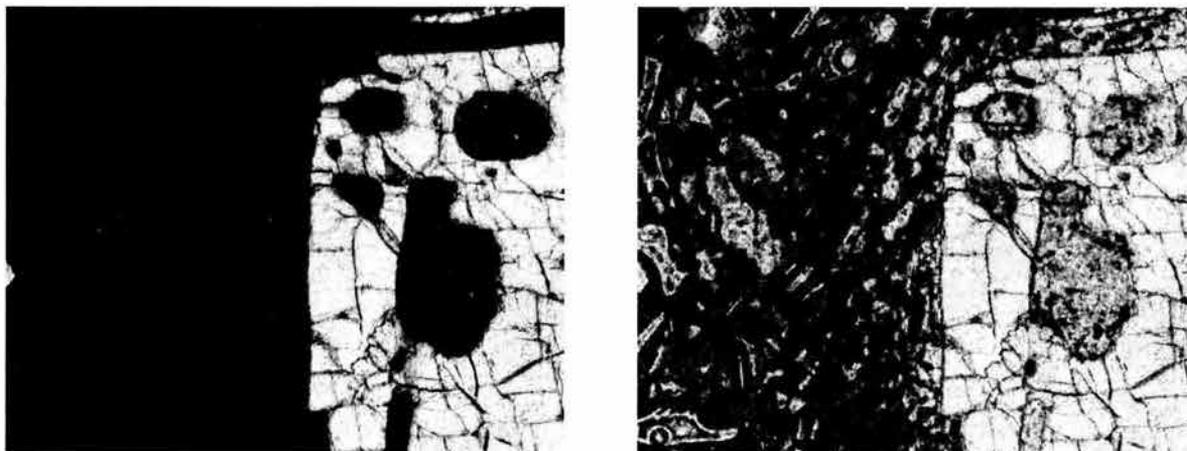


Figura 46. Microfotografías con luz polarizada: fenocristal de plagioclasa con alta corrosión en los bordes e internamente.

No. de muestra: SMO 5b

Tipo de muestra: volcánica.

Minerales esenciales: feldespatos potásicos? (probablemente sanidinos), matriz vítrea.

Minerales accesorios: magnetita, biotita y líticos accidentales.

Minerales secundarios: óxidos.

Textura: porfídica vítrea.

Textura microscópica: vitrocrystalina.

Observaciones: los feldespatos se encuentran alterados con bordes redondeados, no se aprecian bien sus propiedades petrográficas por lo que no se pueden definir bien; también se observa una gran cantidad de óxidos. Los líticos son accidentales aparentemente pueden ser de composición basáltica.

Fechamientos: esta roca contiene un feldespato potásico que quizá sea sanidino, sin embargo, no se observan bien sus propiedades ópticas para ser bien identificado; en caso de que este fuera efectivamente potásico se puede obtener un concentrado de feldespatos para fechar.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 20.36' N, 104° 34.05' W.



Figura 47. Microfotografía con luz polarizada: pseudomorfo de una mica que se encuentra substituida por otro mineral, este cristal flota en una matriz vítrea y en la parte superior se observa un feldespato de color gris claro.

No. de muestra: SMO 6

Tipo de muestra: Toba soldada con textura eutaxítica félsica.

Minerales esenciales: plagioclasas (oligoclasas), cuarzo, matriz vítrea devitrificada.

Minerales secundarios: óxidos en líticos.

Textura: eutaxítica.

Observaciones: muestra con matriz vítrea con textura eutaxítica, se encuentra devitrificada; en ella se encuentran cristales de plagioclasas orientadas con respecto al flujo. El flujo es tan claro que aparenta una foliación y los cristales de plagioclasa forman vórtices como si se tratara de una roca deformada. También se observan líticos accidentales con bordes oxidados que presentan un mosaico de cristales muy fracturados y gran cantidad de cuarzo; su procedencia se debe posiblemente a la destrucción de una roca félsica. La muestra es una toba soldada de composición félsica producto de un flujo piroclástico.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 25.31' N, 104° 34.33' W.

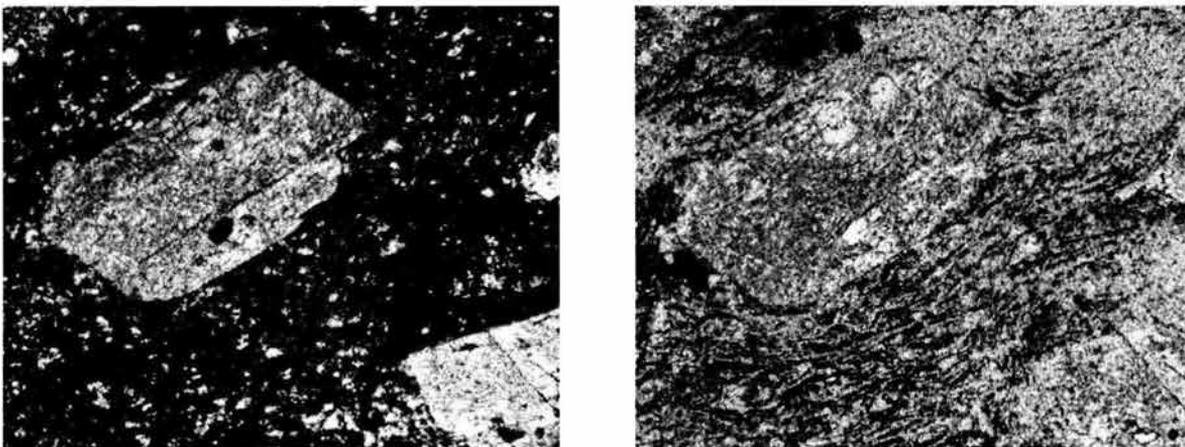


Figura 48. Microfotografías con luz polarizada: roca con matriz vítrea con cristales de plagioclasas zoneadas.

No. de muestra: SMO 7

Tipo de roca: basalto.

Minerales esenciales: plagioclasas, plagioclasas corroídas.

Minerales accesorios: olivino, hiperstena, augita.

Minerales secundarios: idingsita.

Textura: traquítica.

Observaciones: la muestra esta compuesta por una matriz de microlitos de plagioclasas, formando una textura traquítica, dentro de esta matriz se observan cristales de olivino, algunos presentan alteraciones de indingsita. También se observan porfidos de cristales de plagioclasas fracturados, también algunos cristales de piroxenos se encuentran fracturados. Por ultimo se observó una plagioclasa distinta a las comunes de la roca, el cristal está corroído con macla de albita quizá ésta haya sido reabsorbida de alguna roca encajonante de composición intermedia a félsica.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 25.30' N, 104° 35.09' W.

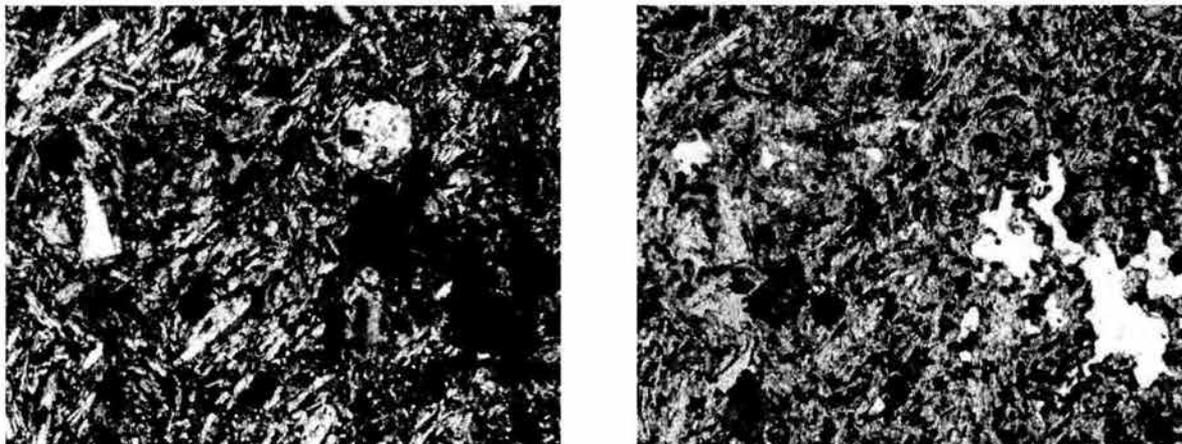


Figura 49. Microfotografías con luz polarizada: roca con matriz microlítica y cristales de olivino.

No. de muestra: SMO 8

Tipo de muestra: basalto.

Minerales esenciales: microlitos de plagioclasas.

Minerales accesorios: olivino, piroxenos, magnetita.

Minerales secundarios: idingsita, calcita.

Textura: seriada.

Observaciones: esta roca tiene una matriz de microlitos de plagioclasas, en ella se encuentran contenidos cristales de olivino, piroxenos y una gran cantidad de magnetita, también se observa cristales de calcita, quizá sean pseudomorfos de los olivinos. Los olivinos se encuentran Idingsitizados por hidratación. Además se puede observar algunos cristales de Augita un poco oxidados.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 22.6' N, 104° 34.6' W.

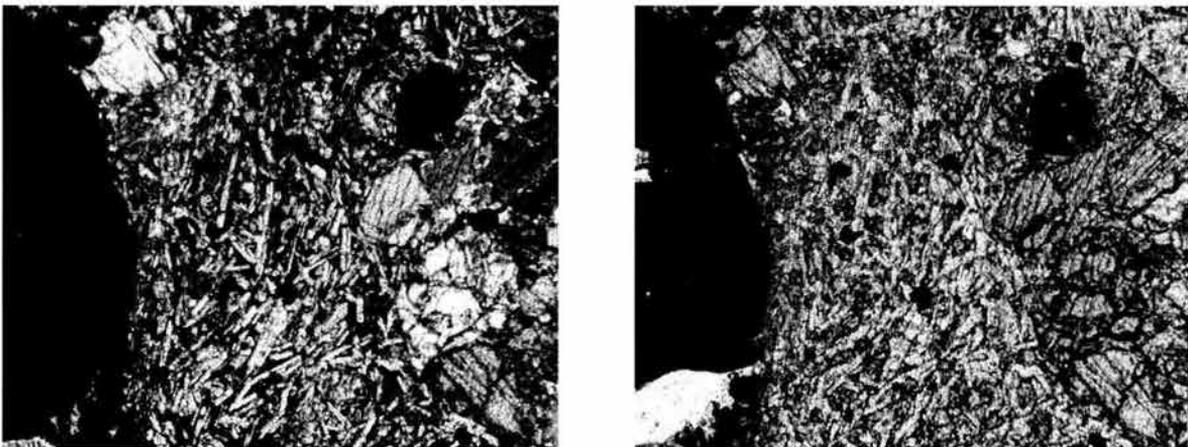


Figura 50. Microfotografías con luz polarizada: roca con textura seriada y microlitos de plagioclasa.

No. de muestra: SMO 9

Tipo de roca: basalto.

Minerales esenciales: plagioclasas.

Minerales accesorios: olivino, augita, hiperstena, magnetita.

Minerales secundarios: idingsita.

Textura: glomeroporfídica.

Observaciones: roca compuesta por una matriz microlítica de plagioclasas donde flotan pórfidos de olivino y piroxenos, estos últimos son cristales de augita intercrecidos con hiperstena, también se observan pseudomorfos de olivino totalmente remplazados por idingsita.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 21.47' N.

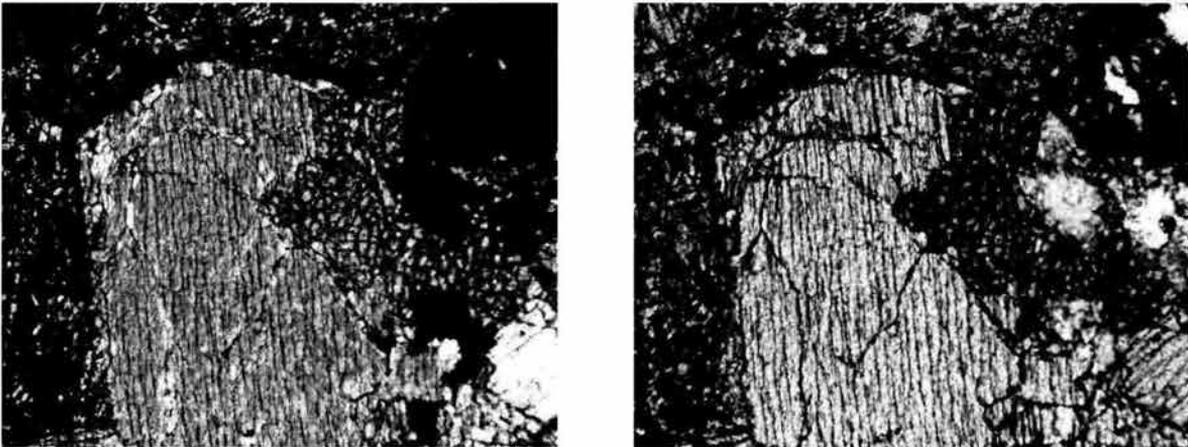


Figura 51. Microfotografías con luz polarizada: roca de textura glomeroporfídica con matriz microlítica; pórfido de piroxeno.

No. de muestra: SMO 10

Tipo de roca: basalto.

Minerales esenciales: plagioclasas.

Minerales accesorios: olivino, piroxenos, magnetita.

Minerales secundarios: idingsita.

Textura: traquítica.

Observaciones: roca compuesta de una matriz de microlitos de plagioclasas donde flotan olivinos de tamaños medianos a pequeños casi comparables con los microlitos, también se observan escasamente algunos piroxenos con birrefringencia de primer orden por lo que quizá se trate de ortopiroxenos. Los olivinos se encuentran muy alterados, están siendo reemplazados por indingsita, inclusive se encuentran orificios dejados por los cristales, y también se observa gran cantidad de magnetita.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 20.27' N.

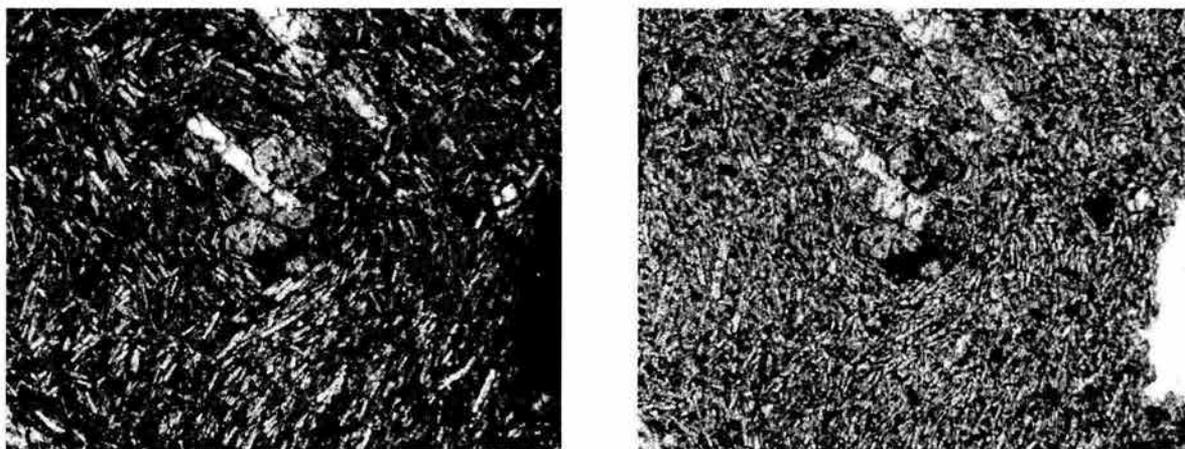


Figura 52 Microfotografías con luz polarizada: roca de textura traquítica con matriz de microlitos de plagioclasa.

No. de muestra: SMO 11

Tipo de muestra: volcánica explosiva.

Tipo de roca: toba soldada producto de un flujo piroclástico.

Minerales esenciales: matriz vítrea, no se observa ningún cristal más que unas vetas de cuarzo aparentemente secundario.

Minerales accesorios: fragmentos de cristales con bordes oxidados.

Textura: aparentemente eutaxítica.

Textura microscópica: vitroclástica.

Observaciones: esta roca por los rasgos macroscópicos que presenta podemos decir que es producto de un flujo piroclástico con cristales de plagioclasas o feldespato potásico alterado y abundantes. Microscópicamente estos feldespatos no presentan buenas propiedades ópticas sin embargo son abundantes y la matriz se encuentra desvitrificada.

Fechamientos: si estos feldespatos no estuvieran tan alterados podría tratarse de sanidinos y podrían utilizarse para obtener la edad de la roca.

Coordenadas geográficas del sitio: 21° 22.26' N, 104° 36.83' W.

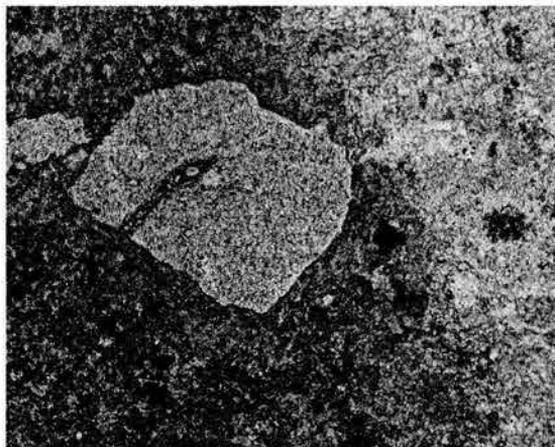


Figura 53. Microfotografía con luz polarizada: feldespato alterado en una matriz vítrea.

ANEXO 4. GEOLOGÍA REGIONAL

En este anexo se presenta una síntesis estratigráfica, realizada a partir de una recopilación bibliográfica, en la que se describen las unidades aflorantes en el área que cubre el mapa geológico, así como las diferentes unidades que pertenecen a la misma columna estratigráfica y han sido descritas en la región, pero se encuentran aflorando en zonas fuera del mapa. En una segunda parte se describe la tectónica regional como contexto para un mejor entendimiento de los procesos que afectan el área de estudio.

La región se encuentra cubierta casi en su totalidad por rocas ígneas cuya edad varía del Oligoceno al Reciente (Fig. 9). Hacia la base de estas rocas se encuentra una secuencia meta-volcanosedimentaria del Mesozoico, sobre la cual descansa discordantemente esta cubierta (Ruiz, 1982). El Mesozoico incluye intercalaciones de lavas y tobas andesíticas, así como posiblemente grauvacas y areniscas afectadas por metamorfismo de contacto debido a una intrusión granítica (Sánchez de la Vega et al., 1995), lo que produjo una delgada aureola de metamorfismo; todas estas rocas precenozoicas, no aflorantes en la zona ilustrada en el mapa, se consideran como el basamento local.

En la superficie de la mayor parte de la región, se observan rocas ácidas e intermedias que representan los eventos ígneos de composición calco-alcalina desde el Oligoceno hasta el Plioceno Temprano, los cuales produjeron tobas e ignimbritas. Éstas, a su vez, se encuentran intrusionadas por troncos de composición granítica del Oligoceno y diques diabásicos del Plioceno al Reciente. Las rocas básicas que cubren el resto del área, son de composición alcalina y ocurrieron desde el Plioceno hasta el Reciente, dando lugar al depósito de basaltos, tobas y brechas basálticas.

ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

La información estratigráfica presentada a continuación, corresponde a una síntesis de trabajos publicados sobre la estratigrafía regional, nunca antes presentada en conjunto en un solo trabajo. En esta se describe brevemente, de base a cima, las unidades identificadas en la región (Fig. 54), poniendo énfasis en las unidades aflorantes en el área circundante al lago y representadas en el mapa geológico de la figura 9. La simbología utilizada en este apartado, es la misma que presenta el mapa geológico. Cabe destacar que la unidad *Ttbi*, incluye varias litologías, por tanto, varias de las unidades descritas presentan la misma simbología. Para las descripciones que no incluyen alguna abreviatura similar en el encabezado de sus descripciones, esto indicará que no aflora en el área que abarca el mapa geológico.

MESOZOICO

Unidad Meta-volcanosedimentaria (Mesozoico)

Consta de rocas de textura porfidoblástica de color gris verdoso claro a crema, con tonalidades rosadas moderadas a fuertes, son de pseudoestratificación gruesa y contienen estructuras de segregación. La secuencia está conformada por intercalaciones de lavas, tobas andesíticas, brechas volcánicas, probables grauvacas y areniscas, afectadas en conjunto por metamorfismo de contacto provocado por una intrusión granítica posterior. Aflora a 15 km al norte del lago sobre el Río Santiago y arroyo Cantiles. Se desconoce su

espesor total, ya que su base no está expuesta, su edad no se ha determinado con precisión, pero se asigna al Mesozoico de acuerdo a su posición estratigráfica.

TERCIARIO

Granito (Oligoceno Superior)

Roca ígnea intrusiva de textura fanerítica, de color crema ligeramente grisáceo y tonos rosados, su estructura varía de fluidal a masiva y está formada por fenocristales de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. Se le ha asignado una edad de 26.6 ± 3.1 M. a. que corresponde al Oligoceno Superior (Gastil, 1978). Se ha encontrado como intrusión dentro de las rocas precenozoicas, aflora en el arroyo Cantiles, a 15 km al norte del lago.

Andesitas (Oligoceno-Mioceno, Ta)

Rocas de color gris verdoso, presentan fracturamiento y pseudoestratificación, textura porfídica, estructura masiva y fenocristales de plagioclasa en una matriz afanítica. Afloran al suroeste del lago. Se les ha asignado una edad de 22.4 ± 3.5 M. a. (Orozco et al., 2002), correspondiendo a la cima del Oligoceno y base del Mioceno.

Ignimbrita El Cajón (Mioceno Temprano, Tt)

Está constituida por emisiones ignimbríticas de composición predominantemente riódacítica. Presenta pseudoestratos gruesos en la base, dándole un aspecto masivo a la roca, éstos se hacen más delgados hacia la cima. Su textura en general es piroclástica con cristales orientados, presenta coloraciones que varían del gris claro a ligeramente violeta, rosa y pardo. Aflora en la región noreste presentada en la figura 6.

Su espesor estimado se calcula en 600 m aproximadamente y la edad que se le asigna es del Mioceno (Orozco et al., 2002). De acuerdo a los cambios texturales tan marcados que presentan sus rocas se logra diferenciar tres miembros o unidades. La **Unidad 1**, se presenta en pseudoestratos gruesos (4 m), lo que le da un aspecto masivo; está conformada por fragmentos de pómez, líticos angulosos derivados de rocas andesíticas. Su espesor estimado es entre 150 y 200 m. La **Unidad 2**, está constituida por rocas de textura piroclástica a brechoide, se presenta pseudoestratificada en horizontes de 3 a 5 m. En la parte media y superior de esta unidad se observa, la presencia de horizontes aglomeráticos, formados por fragmentos y bloques de formas subangulosas a subredondeadas empacados en una matriz de material devitrificado a criptocristalino. La **Unidad 3**, se clasifica megascópicamente como una toba pobremente soldada, que se distingue de las otras dos unidades por su menor contenido y tamaño de los fragmentos de pómez y líticos.

Secuencia Volcanosedimentaria (Mioceno Tardío, Tt - Tr)

Esta secuencia presenta texturas que varían desde piroclástica fina, hasta arenosa o aglomerática y es de color gris claro a pardo con tonalidades rosadas a violetas. Se ha dividido en dos miembros (Sánchez de la Vega et al., 1995); el miembro inferior está constituido por un aglomerado de aspecto masivo con pseudoestratificación gruesa, conformado principalmente por fragmentos de rocas porfídicas ácidas e intermedias subangulosas, contenidos en una matriz constituida por cenizas volcánicas arenosas y cementados por sílice, su espesor promedio se ha estimado en 40 m. El miembro superior

se caracteriza por una alternancia de materiales piroclásticos conformados por materiales limolíticos, arenosos finos, fragmentos subangulosos a subredondeados de pórfidos andesíticos y riolíticos, clastos de ignimbritas y basaltos, contenidos en una matriz tobácea brechoide a areno-arcillosa; su espesor promedio se estima en 270 m.

No se tienen edades absolutas para esta unidad, sin embargo, por su posición estratigráfica encima de la *Ignimbrita El Cajón*, y por existir un periodo de erosión entre ambas, se le asigna una edad de Mioceno Tardío (Orozco et al., 2002).

Tobas Terciario inferior (Mioceno Tardío-Plioceno, Tt)

Son rocas de textura piroclástica, cristalinas, en matriz cuarzo-feldespática más fina, de color violeta a gris claro, dispuestas en pseudoestratos que varían de gruesos en la base a delgados en la cima, donde su aspecto es más arenoso. Esta unidad se clasifica megascópicamente como una toba cristalina de composición riodacítica.

Se le ha asignado una edad tentativa Mioceno Tardío-Plioceno Temprano por consideraciones estratigráficas. Su espesor se estima entre 60 y 70 m aproximadamente.

Basaltos Terciarios (Plioceno, Tb)

Son rocas que conforman esta unidad presentan textura equigranular a porfirítica, son de color gris oscuro a negro con tonos verdosos, contiene cristales pequeños de piroxenos bien desarrollados dentro de una matriz feldespática y ferromagnesiana; presentan características típicas de un derrame de lava interestratificado con rasgos de estructuras primarias en algunos sitios y evidencias de corrientes de flujo. Se clasifica megascópicamente como basalto microporfídico de piroxenos, su espesor promedio se estima en 100 m. Por efectos del intemperismo y alteración, la roca presenta una estructura esferoidal. Su edad podría situarse a mediados del Plioceno, pues cubre en aparente concordancia a la Toba Terciario Inferior. En el área cercana al lago, se presenta en pequeños lentes que fueron muestreados en campo.

Pórfido Andesítico (Plioceno)

Esta unidad es de origen intrusivo, está constituida por rocas de textura porfídica, de color gris oscuro a gris verdoso, contiene cristales bien desarrollados de plagioclasa, con matriz afanítica; se presenta como un cuerpo tabular interestratificado, pero también se observa con aspecto masivo. Tentativamente se le asigna una edad pliocénica y su posición estratigráfica sitúa a esta unidad intrusionando a la secuencia preexistente (Orozco et al., 2002).

Tobas Terciario Superior (Plioceno Tardío, Tt)

Son rocas de textura piroclástica, cristalinas, de color violeta, pardo y verde claro, presentan estructuras primarias de flujo y horizontes bien definidos; en la cima se observa un paquete tobáceo con textura arenosa de grano fino a medio dispuesto en capas laminares. En su porción inferior se clasifica megascópicamente como una toba cristalina de composición riodacítica, mientras que en su cima son tobas arenosas. Por consideraciones estratigráficas se le asigna una edad Plioceno Tardío, su espesor promedio se estima en aproximadamente 100 m.

ERA	PERIODO	EPOCA	NOMENCLATURA	LITOLOGÍA			
CENOZOICO	CUATERNARIO	RECIENTE	Qal	Aluvi3n.			
			Lacustre Talud	Dep3sitos lacustres, pumic3ficos poco consolidados y dep3sitos de talud.			
		PLEISTOCENO		Qb	Basalto vesicular. Diques diab3sicos.		
				Conglomerados formados por boleos empacados en una matriz areno-arcillosa.			
	Terciario	Plioceno		Ttbi	Tobas de composici3n riodac3fica.		
				Ttbi	P3rfido andes3tico. Basalto masivo.		
				Ttbi	Tobas seudoestratificadas de composici3n riodac3fica.		
				Ttbi	Tobas l3ficas, areniscas y aglomerados de estructura masiva o seudoestratificada.		
		Mioceno	Tardío		U3	Ignimbrita El Caj3n (Ttbi) Roca compacta con fiammes y piroclastos de tama3o menor a 5 cm.	
					U2		Roca compacta con fiammes y pirocl3stos hasta de 5 cm. Contiene horizontes aglomer3ticos intercalados.
					U1		Roca compacta con fiammes y pirocl3stos de hasta 15 cm.
			Temprano		Ta		Andesita compacta masiva y seudoestratificada.
					DISCORDANCIA		Granito.
							Unidad metavolcanosedimentaria.
	Oligoceno	Tem. Tardío					
Mesozoico							

Figura 54. Columna estratigráfica representativa de la regi3n sureste del Estado de Nayarit, resaltando las unidades aflorantes en el Municipio de Santa Marí del Oro.

Depósitos conglomeráticos (Plioceno Tardío)

Están constituidos por cantos y bloques bien redondeados, mal clasificados y mal seleccionados, contenidos dentro de una matriz de gravas, arenas y limos pobremente consolidados. Su edad corresponde a la cima del Plioceno, afloran en el arroyo Cantiles, a 15 km al norte del lago (Orozco et al., 2002).

CUATERNARIO

Diques diabásicos (Pleistoceno)

Intrusivo de textura microporfídica, de color verde oscuro a negro, contiene cristales pequeños bien desarrollados de plagioclasa cálcica en matriz afanítica; son cuerpos tabulares e irregulares, generalmente con ramificaciones, de bajo grado de inclinación (casi horizontales), puede ser que se trate de conductos alimentadores de los basaltos cuaternarios (Orozco et al., 2002). Se les ubica en el Pleistoceno, por intrusionar a la secuencia preexistente.

Basaltos Cuaternarios (Pleistoceno, Qb)

Son rocas de textura afanítica, de color gris oscuro a negro, contienen pequeños cristales de piroxenos bien desarrollados en una matriz afanítica; en sus afloramientos forman mesetas angostas de superficie plana, conformadas por derrames de lava. Se clasifican megascópicamente como basaltos ligeramente vesiculares. Su espesor promedio se estima en 20 m, y afloran al este del lago.

Volcanismo extrusivo (Pleistoceno Tardío-Holoceno)

Actividad piroclástica tipo surge, que ha sido reconocida en los valles de la parte norte del lago y en algunos sitios a lo largo de las paredes de la caldera. Se han reportado varios sitios fuera del mapa con distintas edades, en Tepic, pómez riolítica con espesores de 2 a 9 m y con edad de ~14,770 años AP, y otras dos de ~23,010 y ~33,750 años AP, muy probablemente productos del Volcán San Juan.

Toba Jala: volcanismo conformado por depósitos piroclásticos de pómez. La unidad inferior se compone de una pómez riolítica blanca y las unidades superiores se componen de ceniza volcánica con fragmentos de vidrio muy finos y depósitos de caída de pómez más gruesos, con xenocristales de olivino y piroxeno. Ferrari y colaboradores (1997), reportan las edades de 1020 ± 200 y 1030 ± 200 años AP, de acuerdo a fechamientos radiométricos realizados por ^{14}C . Se encuentra aflorando al sureste del lago (fuera del área del mapa), disminuyendo su espesor desde el Volcán Ceboruco hacia el sector NW del mismo, con espesores desde ~15 m al norte del mismo.

En el Volcán Sanganguey se han fechado **lavas** con edades de ~1000 años AP, y en el Volcán Ceboruco se han reportado erupciones de lavas en 1542 y 1567, y algunas emisiones posteriores de **lavas y cenizas** volcánicas en 1870 y 1875, representando el evento de vulcanismo más joven del área.

Depósitos lacustres y pumicíticos (Holoceno)

Depósitos de texturas piroclásticas y epiclásticas interestratificados, de coloración variable entre gris muy claro y verde rojizo; los primeros constituidos por pumicitas y los segundos por limos y arcillas, ambos de origen lacustre. Se presentan en pseudoestratos horizontales, con estratificación cruzada y gradada, en capas de 1 a 3 m, llegando a conformar paquetes de hasta 50 m de espesor.

Se les observa interdigitados con depósitos de talud originados durante la evolución geológica reciente de la zona, sepultando y cortados por paleocauces, se encuentran distribuidos de manera paralela al actual cauce de Río Santiago, a 15 km al norte, por correlación regional se les ubica en el Holoceno (Orozco et al., 2002).

Depósitos de talud (Holoceno)

Depósitos de textura generalmente brechoide aglomerática, de coloración variable, consisten de pequeños fragmentos de roca y grandes bloques de composiciones heterogéneas con tamaños que llegan a alcanzar varios metros de diámetro, contenidos en una matriz arcillo-arenosa; los espesores de estos depósitos son muy variables y llegan a alcanzar hasta 35 m. Por correlación regional se ubican en el Holoceno.

Aluvión (Holoceno, Qal)

Está constituido por clastos y bloques bien redondeados y mal clasificados, gravas, arenas y limos de coloración variable, los espesores de estos depósitos varían desde 2 hasta 15 m, representan uno de los fenómenos recientes que están en proceso dentro de la evolución geológica de la región; se observan al este y sur del lago de Santa María del Oro.

TECTÓNICA

Esta región del territorio mexicano, así como gran parte del país, ha sufrido movimientos considerables a lo largo de límites tectónicos, sin embargo, debido a la presencia de una cubierta de rocas ígneas en el terreno, no es fácil descifrar los procesos tectónicos del área, siendo ésta necesaria para llegar a explicar la problemática estructural.

La región circunvecina a Santa María del Oro, se encuentra afectada por tres placas tectónicas, la de Cocos, Rivera y Norteamericana (Fig. 55), las cuales en su conjunto generan un punto triple (Castillo y De la Cruz, 1992), asociadas a ellas se tiene a los tres regímenes tectónicos existentes, el distensivo representado por la dorsal del Pacífico Oriental, comprensivo de la trinchera Mesoamericana y transforme en las fracturas Rivera y Tamayo, los cuales generan en su conjunto una tectónica compleja.

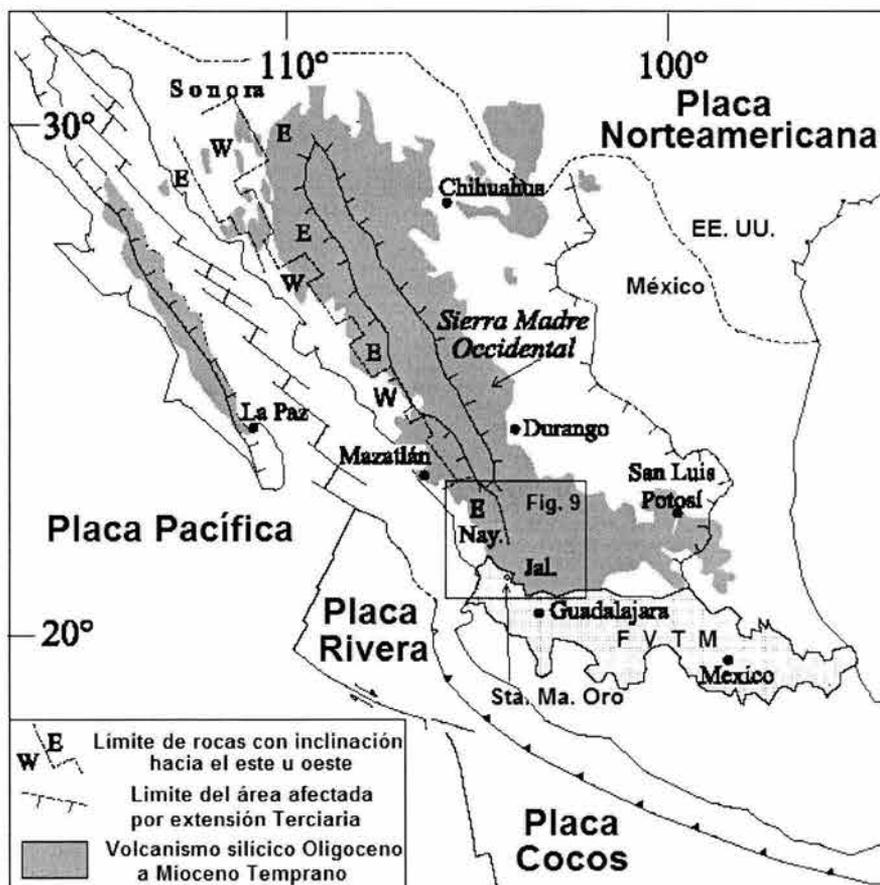


Figura 55. Elementos tectónicos presentes en la región (noroeste de la República Mexicana), FVTM: Faja Volcánica Transmexicana (Modificado de de Ferrari et al., 2002).

La región comprendida por los estados de Nayarit y Jalisco forma parte de la Placa Tectónica Norteamericana, en ella se tienen rasgos tectónicos tanto positivos como negativos; dentro de los elementos positivos se tiene a la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco, mientras que los Grabens Tepic-Chapala, Chapala y Colima forman su contraparte como elementos tectónicos negativos, de lo cual se puede deducir que en general el régimen en que se encuentra sometida la región es de tipo distensivo, sin

embargo de acuerdo a estudios más locales se ha podido determinar las distintas variantes para cada zona en particular, los cuales se describen a continuación.

El área de estudio se localiza en los límites de la Provincia Geológica de la Faja Ignimbrítica Mexicana (Sierra Madre Occidental) y la Provincia de la Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 55), ambas de edad cenozoica, origen volcánico y ambiente geotectónico de arco continental (Ortega et al., 1992; Ferrari et al., 1994; Ferrari et al., 1999). Predominan las rocas de origen ígneo extrusivo, con menores cantidades de rocas intrusivas, sedimentarias y de metamorfismo de contacto; estas dos últimas subordinadas a las primeras, lo cual indica un ambiente tectónico sumamente activo durante prácticamente todo el Cenozoico.

Dentro de la misma región han ocurrido, a partir del Mioceno Superior, movimientos principalmente de carácter distensivo, debido al cese de los esfuerzos compresivos provocados por la subducción de la paleoplaca Farallón bajo el noroeste de la República Mexicana (Rodríguez y Rodríguez, 1992; Ferrari et al., 2002). Estos movimientos distensivos han generado durante la parte superior del Mioceno, Plioceno y Cuaternario, varios de los sistemas estructurales conocidos. Ferrari y colaboradores (2002), propone la existencia de tres sistemas o dominios con características regionales distintas: el dominio extensional este, el dominio extensional oeste y el corredor transpresivo Santa María del Oro-Santa Rosa.

El dominio este abarca seis grabens en las regiones de Aguascalientes, Juchipila, Tlaltenango, Bolaños, La Ventana y Mezquital; se ha interpretado como zona extensional con emplazamiento ignimbrítico a los 23 M. a., con una segunda fase de deformación, que provocó la reactivación del graben de Bolaños a los 21 M. a. El rumbo principal de las estructuras es N-S con ligeras tendencias al NE. El dominio oeste se localiza entre la región del graben de Bolaños y la planicie costera, abarcando los medios grabens de Jesús María, la Sierra de Alica y Atenango, Sierra de Pajaritos y Puente Comotlán, así como el graben de San Agustín, a diferencia del dominio este, las estructuras presentan rumbos NNW y N-S, y se ha interpretado que ocurrieron en un etapa posterior al dominio este, entre los 15 y 10 M. a., denotando de esta forma una migración del vulcanismo de E a W en la región (Fig. 56).

El corredor transpresivo de Santa María del Oro-Santa Rosa es dentro del cual se encuentra la zona de estudio, este se localiza en la porción sur de la Sierra Madre Occidental extendiéndose hasta los límites con el Bloque Jalisco; en el dominio estructuras de deformación contráctil con longitudes de 30 a 40 km de largo y con rumbos al NNW. La región se encuentra afectada por fallas laterales izquierdas y cabalgaduras, indicando un régimen de esfuerzos transpresivos; otro grupo de estructuras presentan orientación N-S y parecen haber sido formados por esfuerzos compresivos de baja intensidad en la dirección E-W. Las características de deformación varían de tipo compresivo en la porción noroeste (área de Santa María del Oro), a transpresivo de tipo lateral izquierdo y oblicuo en la parte central, para terminar con deformación transcurrente en el área de Santa Rosa (al sur), este evento transpresivo ocurrió simultáneamente a la deformación del dominio oeste, con edades de 17 a 11 M. a., siendo el principal argumento de su formación, los movimientos al E y SE del Bloque Jalisco un poco antes de finalizar la subducción de la microplaca Magdalena en la trinchera al occidente de México (Fig. 56), (Ferrari et al., 2002).

La caldera de Santa María del Oro se caracteriza por estar en el flanco oeste de un gran pliegue con orientación NNW, aparenta haberse formado en tobas riolíticas de edad Miocénica, que buzcan hacia el NE, pero parece ser una forma geológica más reciente pues no se han reconocido rasgos que indiquen haberse formado en una estructura preexistente (Nelson y Sánchez, 1986; Ferrari et al., 1997). Se encuentra alineada con los conos asociados al Volcán Sanganguey, por tal motivo podría argumentarse que tiene una misma edad pleistocénica (Ferrari et al., 1997).

Resumiendo, resulta importante resaltar que el área de Santa Ma. del Oro se encuentra afectada por varios sistemas de fallas, los cuales son principalmente de desplazamiento normal, aunque también se presentan de tipo lateral y que los lineamientos regionales se agrupan en dos sistemas principales de fallamiento, orientados NW-SE y N-S, además de otros menores de rumbo NE-SW y E-W (Ferrari et al., 2002).

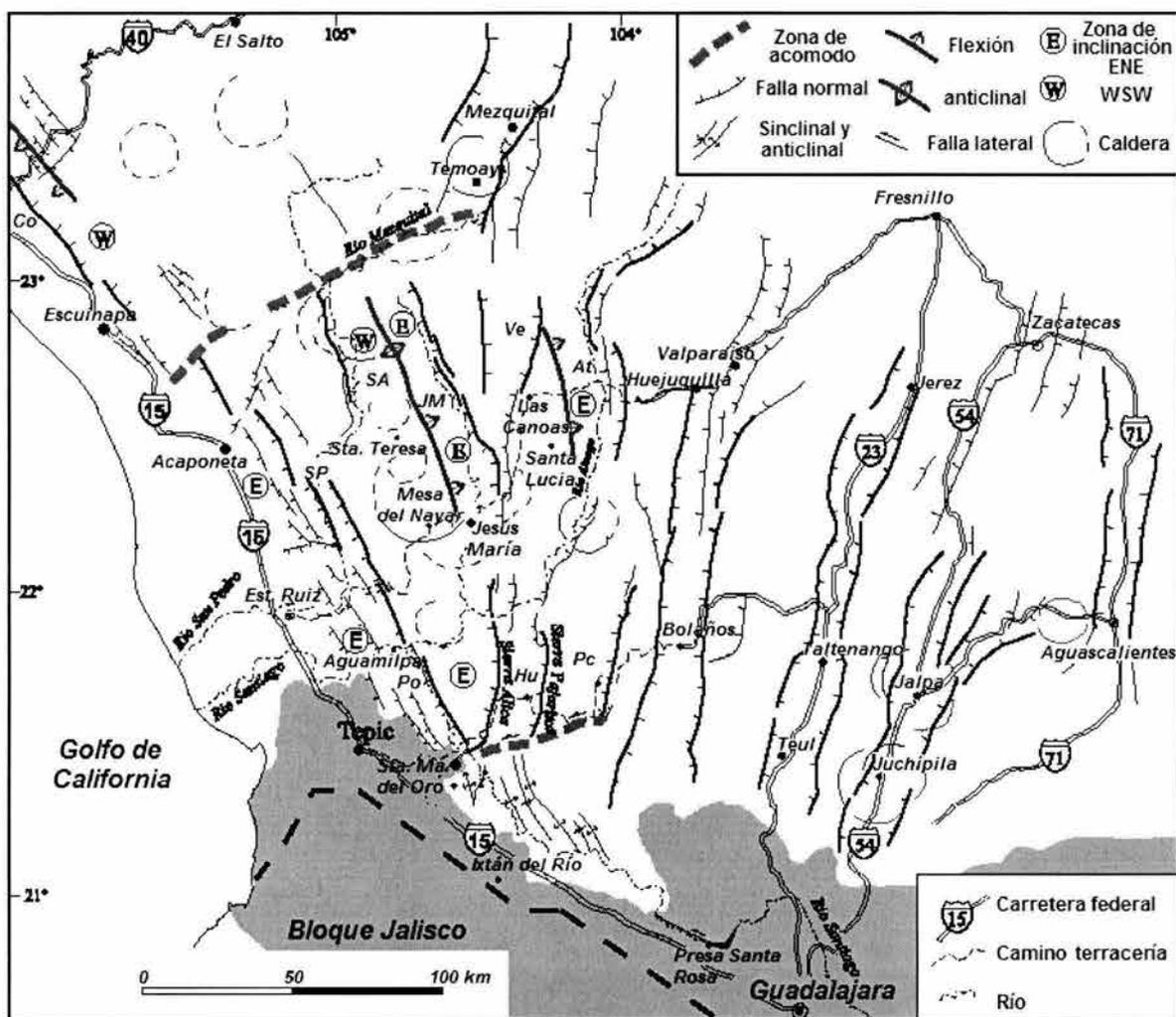


Figura 56. Características tectónicas regionales presentes en la parte occidental de México. Área achurada: Faja Volcánica Transmexicana, At: Medio graben Atengo, Co: Falla Concordia, Hu: Medio graben Huajimic, JM: Falla Jesús María, Pc: Medio graben Puente de Camotlán, Po: Sistema de fallas Pochotitán, SA: Graben San Agustín, SP: Sistema de fallas San Pedro, Ve: Graben La ventana (Modificado de Ferrari et al., 2002).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alba L., 1996, "**Propiedades geofísicas de la Tierra**", Cuadernos del Instituto de Geofísica, No. 10, 1a ed., Coeditado por Universidad Nacional Autónoma de México y Plaza y Valdez Editores, México D. F. 44 p.
- Barreto L., 1997, "**El geomagnetismo**", Cuadernos del Instituto de Geofísica, No. 11, 1a ed., Coeditado por Universidad Nacional Autónoma de México y Plaza y Valdez Editores, México D. F. 52 p.
- Barron J., Burkry D. y Bischoff J., 2003, "**A 2000-Yr-long record of climate from the Gulf of California**", en: West J. y Blomquist L. (Eds.), Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop, Asilomar, Pacific Grove, CA, 2002, Technical report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, pp. 11-21.
- Bazylinski D., Heywood B., Mann S. y Frankel R., 1993, "**Fe₃O₄ and Fe₃S₄ in a bacterium**", Nature, Vol. 366, 218 p.
- Begét J. y Hawkins D., 1989, "**Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska**", Nature, Vol. 337, pp. 151-153.
- Bell B. 1973., "**Archaeology of Nayarit, Jalisco and Colima**", en: Wauchope R. (Ed.), Archaeology of Northern Mesoamerica, Vol. II, University of Texas Press, pp. 694-752.
- Bengtsson L. y Enell M., 1986, "**Chemical analysis**", en: Berglund B. (Ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, Ed. John Wiley & Sons, Nueva York, EEUU, pp. 423-448.
- Berger A., 1978, "**Long-term variations of caloric isolation resulting from the Earth's orbital elements**", Quaternary Research, Vol. 9, pp. 139-167.
- Bloemendal J. y De Menocal P., 1989, "**Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements**", Nature, Vol. 342, pp. 897-900.
- Bloemendal J., King J., Hall F. y Doh S., 1992, "**Rock magnetism of Late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology**", Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, Vol. 97, pp. 4361-4375.
- Bloemendal J., Oldfield F. y Thompson R., 1979, "**Magnetic measurements used to assess sediment influx at Llyn Goddionduon**", Nature, Vol. 280, pp. 50-53.
- Bradbury J., 1997, "**Sources of glacial moisture in Mesoamerica**", Quaternary International, Vol. 43/44, pp. 97-110.
- Brenner M., Hodell D., Curtis J., Rosenmeier M., Binford M. y Abbott M., 2001, "**Abrupt climate change and Pre-Columbian cultural collapse**", en: Markgraf V., (Ed.), Interhemispheric climate linkages, Ed. Academic Press, EEUU., pp. 87-103.

- Bullard M., 1976, "**Volcanoes of the earth**", Ed. University of Texas press, EEUU.
- Butler R., 1998, "**Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes**", Edición electrónica, Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, EEUU.
- Caballero M. y Ortega B., 1998, "**Lake levels since about 40,000 years ago at Lake Chalco, near Mexico City**", Quaternary Research, Vol. 50, pp. 69-79.
- Caballero M., Ortega B., Valadez F., Metcalfe S., Macias J. y Sugiera Y., 2002, "**Sta. Cruz Atizapán: a 22-ka lake level record and climatic implications for the late Holocene human occupation in the Upper Lerma Basin, Central Mexico**", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 186, pp. 217-235.
- Caballero M., Vilaclara G., Rodríguez A. y Juárez D., 2001, "**Late Pleistocene-Holocene volcanic stratigraphy and palaeoenvironments of the upper Lerma basin, Mexico**", Special Publication, Int. Ass. Sediment, Vol. 30, pp. 247-261.
- Canfield D., y Berner R., 1987, "**Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments**", Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 51, pp. 645-659.
- Cárdenas J. (Coordinador), 1994, "**Monografía geológico-minera del estado de Nayarit**", México, D. F., Consejo de Recursos Minerales, Subsecretaría de Minas e Industria Básica, 171 p.
- Castillo H. y De la Cruz M., 1992, "**Reconocimiento estructural y volcanológico en la zona termal del Domo San Pedro Lagunillas, Nayarit, México**", Geofísica Internacional, Vol. 31, No. 4, pp. 407-415.
- Cleaveland M., Stahle D., Therrell M., Villanueva J. Burns B., 2003, "**Tree ring reconstructed winter precipitation and tropical teleconnections in Durango, Mexico**", Climatic Change, Vol. 59, pp. 369-388.
- COHMAP Members, 1988, "**Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations**", Science, Vol. 241, pp.1043-1052.
- Chapman S., 1938, "**Geomagnetism or terrestrial magnetism?**", Journal of Geophysical Research, Vol. 43.
- Chávez G., 1996, "**Cartografía geológica y caracterización geoquímica en rocas sedimentarias de la margen sur del cañón de la Huasteca: Santa Catarina, Nuevo León, México**", Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, México.
- Day R., Fuller M. y Schmidt V., 1977, "**Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence**", Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol. 13, pp. 260-266.
- Dearing J. y Flower R., 1982, "**The magnetic susceptibility of sedimenting material trapped in Lough Neagh, Northern Ireland, and its erosional significance**", Limnology Oceanography, Vol. 27, pp. 969-975.

- Dearing J., 1979, "***The application of magnetic measurements to studies of particulate flux in lake-watershed ecosystems***", Tesis de doctorado, Universidad de Liverpool, Inglaterra.
- Dearing J., 1983, "***Changing patterns of sediment accumulation in a small lake in Scandia, southern Sweden***", *Hydrobiologia*, Vol. 103, pp. 59-64.
- Dearing J., Elner J. y Happey C., 1981, "***Recent sediment influx and erosional processes in a Welsh upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements***", *Quaternary Research*, Vol. 16, pp. 356-372.
- Dearing J., Hay K., Baban S., Huddleston A., Wellington E. y Loveland P., 1996, "***Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set***", *Geophysical Journal International*, Vol. 127, pp. 728-734.
- Dunlop D., y Özdemir Ö., 1997, "***Rock magnetism, fundamentals and frontiers***", 1a ed., Cambridge University Press, Nueva York, EEUU, 573 p.
- Engstrom D. y Wright H., 1984, "Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change", en: Haworth E. y Lund J., *Lake sediments and environmental history*, Leicester University Press, 411 p.
- Ferrari L., Nelson S., Rosas J., Aguirre G. y Venegas S., 1997, "***Tectonics and volcanism of the western mexican volcanic belt***", en: Aguirre G., Aranda J., Carrasco G. y Ferrari L. (Eds.), *Magmatism and tectonics in the central and northwestern Mexico., a selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursión: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, excursión 12*, pp. 85-129.
- Ferrari L., López M. y Rosas J., 2002, "***Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: Implications for the late subduction history of the Farallon plate***", *Tectonics*, Vol. 21, No. 4, pp. 17-1 a 17-24.
- Ferrari L., López M., Aguirre G. y Carrasco G., 1999, "***Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt***", *Geology*, Vol. 27, No. 4, pp. 303-306.
- Ferrari L., Pasquare G., Venegas S., Castillo D. y Romero F., 1994, "***Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block***", *Geofísica Internacional*, Vol. 33, pp. 139-151.
- Fisher C., Pollard H., Israde I., Garduño V. y Banerjee S., 2003, "***A reexamination of human-induced environmental change within the Lake Pátzcuaro Basin, Michoacán, Mexico***", *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*, Vol. 100, No. 8, pp. 4957-4962.
- Gastil G., Krummenacher D. y Jensky II W., 1978, "***Reconnaissance geology of western central Nayarit, Mexico***", Department of Geological Sciences, San Diego State University, Bulletin, EEUU.

- Geiss C. y Banerjee S., 1997, "**A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial-interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA**", Earth Planetary Science Letters, Vol. 152, pp. 203-216.
- Geiss C., 1999, "**The development of rock magnetic proxies for paleoclimate reconstruction**", Tesis de doctorado, Universidad de Minnesota, EEUU, 274 p.
- Goman M. y Byrne R., 1998, "**A 5000-year record of agriculture and tropical forest clearance in the Tuxtlas, Veracruz, Mexico**", The Holocene, Vol. 8, pp. 83-89.
- Hallam J., Edwards J., Barnes B. y Stuart K., 1973, "**The remains of late glacial elk associated with barbed points from High Furlong, near Blackpool, Lancashire**", Proc. Prehist. Soc., Vol. 39, pp. 100-128.
- Harrison S. y Metcalfe S., 1985, "**Variations in lake levels during the Holocene in North America: an indicator of changes in atmospheric circulation patterns**", Geographie Physique et Quaternaire, Vol. XXXIX, pp. 141-150.
- Haug G., Günther D., Peterson L., Sigman D., Hughen K. y Aeschlimann B., 2003, "**Climate and the collapse of Maya Civilization**", Science, Vol. 294, No. 14, pp. 1731-1735.
- Heller F., Shen C., Beer J., Liu X., Liu T., Bronger A., Suter M. y Bonani G., 1993, "**Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications**", Earth and Planetary Science Letters, Vol. 114, pp. 385-390.
- Henshaw P. y Merrill R., 1980, "**Magnetic and chemical change in marine sediments**", Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 18, pp. 483-504.
- Housen B., Banerjee S. y Moskowitz B., 1996, "**Low-temperature magnetic properties of siderite and magnetite in marine sediments**", Geophysical Research Letters, Vol. 23, No. 20, pp. 2843-2846.
- Hunt C, Moskowitz B. y Banerjee S., 1995, "**Magnetic properties of rocks and minerals**", en: Rock physics and phase relations, a handbook of physical constants, American Geophysical Union reference, shelf 3, pp. 189-204.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática), 1990, "**Nayarit en síntesis**", Ed. INEGI, México.
- Israde I., Garduño V. y Ortega R., 2002, "**Paleoambiente lacustre del Cuaternario Tardío en el centro del Lago de Cuitzeo**", Hidrobiológicas, Vol.12, No. 1, pp. 61-78.
- Jenner G., 1996, "**Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry**", en: Wyman D., (Ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration; Geological Association of Canada, Short course notes, Vol. 12, pp. 51-77.

- Karlin R. y Abella S., 1992, "**Paleoearthquakes in the Puget Sound region recorded in sediments from Lake Washington, USA**", Science, Vol. 258, pp. 1617–1620.
- Karlin R., Lyle M. y Heath G., 1987, "**Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments**", Nature, Vol. 326, pp. 490–493.
- Kelts K. y Hsü J., 1978, "**Freshwater carbonate sedimentation**", en: Lerman A., (Ed.), Lakes: Chemistry, Geology and Physics, Ed. Springer-Verlag, EEUU, pp. 296-322.
- King J., Banerjee S., Marvin J. y Özdemir Ö., 1982, "**A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments**", Earth and planetary science letters, Vol. 59, pp. 404-419.
- Kutsbach J., 1983, "**Modelling of Holocene climates**", en: Porter S., (Ed.), Late-Quaternary environments of the United States, Vol. II. The Holocene", Ed. Longman, Londres, pp. 271-277.
- Leyden B., Brenner M., Whitmore T., Curtis J., Piperno D. y Dahlin B., 1996, "**A record of long- and short-term climatic variation from northwest Yucatán: Cenote San José Chulchacá**", en: Fedick S (Ed.), The managed mosaic: ancient agriculture and resource use, University of Utah Press.
- Lozano M., Ortega B., Caballero M. y Urrutia J., 1993, "**Late Pleistocene and Holocene palaeoenvironments of Chalco Lake, Central Mexico**", Quaternary Research, Vol. 40, pp. 332-342.
- Lorenzo J., 1987, "**La etapa lítica en México**", Antropología, Boletín Oficial del Instituto Nacional de Antropología e Historia, Nueva época, No. 12, pp. 16-20.
- Lozano R., Verma P., Girón P., Velasco F, Morán D., Viera F. y Chávez G., 1995, "**Calibración preliminar de FRX para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas**", Actas INAGEQ, Vol. 1, pp. 203-208.
- Lozano S. y Ortega B., 1994, "**Palynological and magnetic susceptibility records of Chalco Lake, central Mexico**", Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, Vol. 109, pp. 177-191.
- Maher B. y Taylor R., 1988, "**Formation of ultrafine-grained magnetite in soils**", Nature, Vol. 336, pp. 368–371.
- Maher B. y Thompson R., 1995, "**Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols**", Quaternary Research, Vol. 44, pp. 383-391.
- Maher B., 1988, "**Magnetic properties of some syntetic sub-micron magnetites**", Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, vol. 94, pp. 83-96.
- Maher B., Thompson R. y Zhou L., 1994, "**Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach**", Earth and Planetary Science Letters, Vol. 125, pp. 462–471.

- Mann S., Sparks N., Frankel R., Bazylinski D. y Jannasch H., 1990, "***Biomining of ferrimagnetic greigite (Fe₃S₄) and iron pyrite (FeS₂) in a magnetotactic bacterium***", *Nature*, Vol. 343, pp. 258–261.
- Markgraf V., 1993, "***Climatic history of Central and South America since 18,000 yr B.P.; comparison of pollen records and model simulations***", en: Wright H., Kutzbach J., Webb III T., Ruddiman W., Street F. y Bartlein P., (Eds.), *Global climates since the Last Glacial Maximum*, Ed. University of Minnesota Press, pp. 357-385.
- McCormac F., Reimer P., Hogg A., Higham T., Baillie M., Palmer J. y Stuiver M., 2002, "***Calibration of the radiocarbon time scale for the southern hemisphere: 1850-950***", *Radiocarbon*, Vol. 44, No. 3, pp. 641-651.
- Metcalf S., O'Hara S., Caballero M. y Davies S., 2000, "***Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico – a review***", *Quaternary Science Reviews*, Vol. 19, pp. 699-721.
- Metcalf S., Street A., O'Hara S., Hales P. y Perrot A., 1994, "***The palaeolimnological record of environmental change: examples from the arid frontier of Mesoamerica***", en: Millington A y Pye K. (Eds.), *Environmental change in drylands; biogeographical and geomorphological perspectives*, pp. 131-145.
- Metcalf S., Street A., Perrott A. y Harkness D., 1991, "***Palaeolimnology of the Upper Lerma Basin, Central Mexico: a record of climatic change and anthropogenic disturbance since 11,600 yr BP***", *Journal of Paleolimnology*, Vol. 5, No.3, pp. 197-218.
- Morin F., 1950, "***Magnetic susceptibility of α -Fe₂O₃ and α -Fe₂O₃ with added titanium***", *Journal of Physics*, Vol. 3, pp. 819-820.
- Mullins C., 1977, "***Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science - a review***", *Journal of Soil Science*, Vol. 28, pp. 223-246.
- Nelson S. y Sánchez G., 1986, "***Trans Mexican Volcanic Belt Field Guide***", Ed. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Geological Association of Canada, volcanology division.
- Nelson S., 1986, "***Geología del volcán Ceboruco, Nayarit, con una estimación de riesgos de erupciones futuras***", *Revista Instituto de Geología*, Universidad Nacional Autónoma de México, Vol. 6, No. 2, pp. 243-258.
- Nesbitt H. y Young G., 1984, "***Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based upon thermodynamic and Kinetic considerations***", *Geochemical and Cosmochemical Acta*, Vol. 48, pp. 1523-1534.
- Nyberg J., Kuijpers A., Malmgren B. Y Kunzendorf H., 2001, "***Late Holocene changes in precipitation and hydrography recorded in marine sediments from the northeastern Caribbean Sea***", *Quaternary Research*, Vol. 56, pp. 87-102.

- Norato T., 2003, "**Variaciones espacio – temporales de las características geoquímicas y tasas de efusión en la faja volcánica trans – mexicana occidental y central**", Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, México D. F., 99 p.
- O´Hara S., Metcalfe S. y Street A., 1994, "**On the arid margin: the relationship between climat, humans and the environment. A review of evidence from the highlands of Central Mexico**", *Chemosphere*, Vol. 29, No. 5, pp. 965-981
- Oldfield F., Barnoky C., Leopold E. y Smith J., 1983, "**Mineral magnetic studies on lake sediments: a brief review**", *Hydrobiology*, Proceedings of the 3rd International Symposium on Palaeolimnology, Vol. 103, pp. 37-44.
- Oldfield F., Dearing J. y Battarbee R., 1983b, "**New approaches to recent environmental change**", *Geog. J.*, Vol. 149, pp. 167-181.
- Oldfield F., Dearing J., Thompson R. y Garret-Jones S., 1978, "**Some magnetic properties of lake sediments and their possible links with erosional rates**", *Polskie Archive, Hydrobiologia*, Vol. 25, pp. 321-331.
- Oropeza M., 2003, "**Carta Geotécnica del Proyecto Hidroeléctrico El Cajón, Nayarit**", Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D. F., 81 p.
- Orozco V., Garrido J., Parra A., Camacho M., Saucedo D., Cepeda L. y Díaz S., 2002, "**Informe de los trabajos de exploración geológica para las obras de desvío, Proyecto Hidroeléctrico El Cajón, Nayarit**", Superintendencia de Estudios Zona Pacífico Norte, Comisión Federal de la Electricidad, inédito, México.
- Ortega B., 1992, "**Paleomagnetismo, magnetoestratigrafía y paleoecología del Cuaternario Tardío en el lago de Chalco, cuenca de México**", Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del Colegio de Ciencias y Humanidades, México D. F., 161 p.
- Ortega B., Caballero C., Lozano S., Israde I. y Vilaclara G., 2002, "**52000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacán, Mexico: the magnetic record**", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 202, pp. 663-675.
- Ortega B., Caballero M., Lozano S. y De la O Villanueva M., 1999, "**Palaeoenvironmental record of the last 70,000 yr in San Felipe basin, Sonora Desert, Mexico**", *Geofísica Internacional*, Vol. 38, No.3, pp. 153-163.
- Ortega B., Thompson R. y Urrutia F., 2000, "**Magnetic properties of lake sediments from Lake Chalco, central Mexico, and their palaeoenvironmental implications**", *Journal of Quaternary Science*, Vol. 15, No. 2, pp. 127-140.

- Ortega F., Mitre M., Roldan J., Morán J., Alaniz A. y Nieto F., 1992, "**Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000**", Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología-Consejo de Recursos Minerales, México D. F.
- Ortega J., Valiente A., Urrutia J., Mortera C. y Alvarado G., 1998, "**Paleoclimatic changes during the Late Pleistocene-Holocene in Laguna Babicora, near the Chihuahuan Desert, México**", Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 35, pp. 1168-1179.
- Pearce J., 1996, "**A user's guide to basalt discrimination diagrams**", en: Wyman D., (Ed.), Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications, for massive sulphide exploration; Geological Association of Canada, Short course notes, Vol. 12, pp. 79-113.
- Peck J., King J., Colman S. y Kravchinsky V., 1994, "**A rock-magnetic record from Lake Baikal, Siberia: evidence for Late Quaternary climate change**", Earth and Planetary Science Letters, Vol. 122, pp. 221-238.
- Petersen N., Dobeneck T. y Vali H., 1986, "**Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean**", Nature, Vol. 320, pp. 611-615.
- Potts P., 1987, "**A handbook of silicate rock analysis**", 1a ed., Ed. Chapman and Hall, EEUU.
- Raisz E., 1964, "**Landforms of Mexico**", Geography branch of the Office of Naval Research, Cambridge, EEUU.
- Reading H., 1996, "**Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy**", 3a ed., Ed. Blackwell Science, EEUU.
- Reyes M. y Martiny B., 1993, "**Instructivo básico para el manejo del microscopio electrónico de barrido JEOL-35C y el equipo de energía dispersiva Tracor Northern**", Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México D. F.
- Roberts A., Verosub K., Cui Y., Adam D. y Sarna A., 1994, "**A 1 Myr environmental magnetic and palynological record of climate change at Butte valley, southern Cascade Range, Northern California**", Eos Transactions, AGU, Vol. 75, No. 44, Fall Meeting Supplement, 186 p.
- Roberts N., 1992, "**The Holocene: an environmental history**", Ed. Blackwell, Gran Bretaña, 227 p.
- Rodríguez J. y Rodríguez R., 1992, "**Geología Estructural y Estratigrafía del Área entre Guadalajara y Tepic, Estados de Jalisco y Nayarit, México**", Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Instituto de Geología, Vol. 10, No. 2, pp. 99-110.
- Rollinson H., 1993, "**Using Geochemical Data: evaluation, presentation, Interpretation**", 1a. ed., Ed. Longman Scientific & Technical, Singapur, 352 p.

- Rosenmeier M., Hodell D., Brenner M., Curtis J. y Guilderson T., 2002, "**A 4000-year lacustrine record of environmental change in the southern Maya lowlands, Petén, Guatemala**", Quaternary Research, Vol. 57, pp. 183-190.
- Ruiz A., 1982, "**Estudio geológico preliminar del área de Santa María del Oro, Estado de Nayarit**", Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D. F., 42 p.
- Sánchez de la Vega A., Garrido J., Moreno S., Alcalá A. y Cepeda L., 1995, "**Informe geológico en la etapa de preconstrucción para el proyecto hidroeléctrico El Cajón, Nay**", Comisión Federal de la Electricidad, Informe Interno, inédito, 331 p. México.
- Sandgren P. y Snowball I., 2001, "**Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology**", en: Last W., y Smol J., (Eds.), Tracking environmental change using lake sediments, Vol. 2, Physical and Geochemical methods, Ed. Kluwer academic publishers, EEUU.
- Sandgren P., Risberg J. y Thompson R., 1990, "**Magnetic susceptibility in sediment record of lake Ädran, eastern Sweden: correlation among cores and interpretation**", Journal of Paleolimnology, Vol. 3, pp. 129-141.
- Schütt B., 1998, "**Reconstruction of Holocene palaeoenvironments in the endorheic basin of Laguna de Gallocanta, Central Spain by investigation of mineralogical and geochemical characters from lacustrine sediments**", Journal of Paleolimnology, Vol. 20, pp. 217-234.
- Serrano D. y Filonov A., 2002, "**Dynamic response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico**", Geophysical Research Letters, Vol. 29, No. 0.
- Singer M., Fine P., Verosub K. y Chadwick O., 1992, "**Time dependence of magnetic susceptibility of soil chronosequences on the California coast**", Quaternary Research, Vol. 37, pp. 323-332.
- Snowball I. y Thompson R., 1988, "**The occurrence of greigite in sediments from Loch Lomond**", Journal of Quaternary Science, Vol. 3, pp. 121-125.
- Snowball I., 1993, "**Mineral magnetic properties of Holocene lake sediments and soils from the Kårsa valley, Lapland, Sweden, and their relevance to palaeoenvironmental reconstruction**", Terra Nova, Vol. 5, No. 3, pp. 258-270.
- SPP (Secretaría de Programación y Presupuesto), 1981, "**Síntesis geográfica de Nayarit**", Ed. SPP, Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística Geografía e Informática, México.
- Stacey F. y Banerjee S., 1974, "**The physical principles of rock magnetism**", 1a ed., Ed. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

- Street F. y Roberts N., 1983, "**Fluctuations in closed-basin lakes as an indicator of past atmospheric circulation patterns**", en: Street F., Beran M. y Ratcliffe R., (Eds.), Variations in the global water budget, Ed. Reidel Publishing Co., Hingham, pp. 331-345.
- Stuiver M., Reimer P. y Braziunas T., 1998a, "**High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples**", Radiocarbon, Vol. 40, pp. 1127-1151.
- Stuiver M., Reimer P., Bard E., Beck J., Burr G., Hughen K, Kromer B., McCormac F. Plicht J. y Spurk M., 1998b, "**INTCAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP**", Radiocarbon, Vol. 40, pp. 1041-1083.
- Stuiver M., y Braziunas T., 1993, "**Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC**", Radiocarbon, Vol. 35, pp. 137-189.
- Tarduno J., 1992, "**Magnetic susceptibility cyclicity and magnetic dissolution in Cretaceous limestones of the southern Alps (Italy)**", Geophysical Research Letters, Vol. 19, pp. 1515–1518.
- Tarduno J., 1994, "**Temporal trends of magnetic dissolution in the pelagic realm: gauging paleoproductivity**", Earth and Planetary Science Letters, Vol. 123, pp. 39-48.
- Thompson R. y Morton D., 1979, "**Magnetic susceptibility and particle size distribution in recent sediments of the Loch Lomond drainage basin, Scotland**", Journal of sedimentary petrology, Vol. 49, pp. 801-812.
- Thompson R. y Oldfield F., 1986, "**Environmental Magnetism**", Ed. Allen and Unwin, Londres, 227 p.
- Thompson R., 1973, "**Palaeolimnology and paleomagnetism**", Nature, Vol. 242, pp. 182-184.
- Thompson R., Batterbee R., O'Sullivan P. y Oldfield F., 1975, "**Magnetic susceptibility of lake sediments**", Limnology and Oceanography, Vol. 20, pp. 687–698.
- Thompson R., y Turner G., 1985, "**Icelandic Holocene palaeolimnomagnetism**", Physics of Earth Planet Interior, Vol. 38, pp. 250-261.
- Thouveny N., De Beaulieu J., Bonifay E., Creer K., Guiot J., Icole M., Johnsen S., Jouzel J., Reille M., Williams T. y Williamson D., 1994, "**Climate variation in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism**", Nature, Vol. 371, pp. 503–506.
- Urrutia J., Ortega J. y Cruz R., 1997, "**Rock-magnetic study of the Pleistocene-Holocene sediments from the Babicora lacustrine basin, Chihuahua, northern Mexico**", Geofísica Internacional, Vol. 36, No. 2, pp. 77-86.

- Valencio D., 1980, "**El magnetismo de las rocas, su aplicación a la correlación geológica, la deriva continental, la tectónica de placas y otros problemas geofísicos y geológicos**", Editorial Universitaria de Buenos Aires, Argentina, 351 p.
- Vázquez G., 2000, "**Algunas características geoquímicas y litológicas de fragmentos basales de la brecha del Crater Chicxulub**", Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México D. F., 82 p.
- Velásquez L. y Ordaz A., 1998, "**Provincias hidrogeológicas de México**", Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo LII, No. 1-2, México D. F.
- Verma P., Lozano R., Girón P. y Velasco F., 1996, "**Calibración preliminar de FR-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas**", Actas INAGEQ, Vol. 2, pp. 237-242.
- Verosub K. y Roberts A., 1995, "**Environmental magnetism: past, present, and future**", Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, Vol. 100, pp. 2175-2192.
- Verosub K., Fine P., Singer M. y TenPas J., 1993, "**Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences**", Geology, Vol. 21, pp. 1011-1014.
- Wall H. y Worm H., 2000, "**A cautionary note on interpreting frequency-dependence of susceptibility solely in terms of superparamagnetism**", Institute for Rock Magnetism, Quarterly Vol.10, No. 4, pp. 1-6, Universidad de Minnesota, EEUU.
- Wentworth C., 1922, "**A scale of grade and class terms for clastic sediments**", Journal of Geology, Vol. 30, pp. 377-392.
- Willard H., Merrit L., Dean J. y Settle F., 1991, "**Métodos instrumentales de análisis**", Grupo Editorial Iberoamérica, México, 879 p.
- Williamson D., Jelinowska A., Kissel C., Tucholka P., Gibert E., Gasse F., Massault M., Taieb M., Van Campo E. y Wieckowski K., 1998, "**Mineral-magnetic proxies of erosion/oxidation cycles in tropical maar-lake sediments (Lake Tritrivakely, Madagascar): paleoenvironmental implications**", Earth and Planetary Science Letters, Vol. 155, pp. 205-219.