

Universidad Nacional Autónoma de México

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

Que Para Obtener el Título de:
Maestro en Ciencias

Instituto de Geofísica

Presenta:
Rivas Ortiz Jorge Francisco

***Análisis de Magnetismo de Rocas en
Paleosuelos Pleistocénicos de Origen Volcánico
y Eólico, como una Herramienta Alternativa en la
Interpretación Paleoambiental.***

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hoja del posgrado



“La vida sólo puede ser comprendida mirando para atrás; mas sólo puede ser vivida mirando para adelante.”

(Soren Kierkegaard)

“Hice un acuerdo de coexistencia pacífica con el tiempo:ni él me persigue, ni yo huyo de él, un día nos encontraremos”

(Mario Lago)

“Life is very short and there’s no time for fussing and fighting my friend”

(Lennon-McCartney)

Dedicatoria y Agradecimientos

Dedicatoria

Gracias Señor por:

Darnos sabiduría para no dejarnos caer ante la adversidad y brindarnos fortaleza para seguir adelante ante las pruebas a las que somos sometidos, que por difíciles que puedan parecer, nunca nos abandonas. Además de la nueva oportunidad que me brinda para continuar y culminar con renovados bríos esta etapa de mi vida, rodeado de tanta gente maravillosa que me alienta a seguir adelante. El obsequiarme la dicha, privilegio y bendición de contar con mis padres y hermanas quienes me han acompañado en esos momentos de alegría y tristeza. Siempre entregándose para ayudarme a levantarme, y cuyas palabras alientan a seguir adelante con mis sueños, proyectos y metas en la vida. A mis tíos, primos y sobrinos, por apoyarme y estar al pendiente.

La gente (H.G, H.J.), que contribuyeron con sus esfuerzos a que juntos librems lo divertido de cada día. En especial al Dr. Nicolás Sánchez, Dra. Alvarado, Dr. Ignacio Rivas, Dr. García, y señora Trini M. quienes dieron lo mejor de sí para que saliera adelante.

Christian B., Jesús B., Heidi G., Horacio R. y Anita S. de R., Laura M., Leticia M., por la amistad y confianza que han depositado en mí, pero sobre todo el aguantarme a lo largo de tantos años ... que no es nada sencillo.

A la memoria de todos aquellos que empezaron conmigo la construcción de esta ilusión y que no alcanzaron a ver lo que se lleva edificado hasta ahora.

Agradecimientos

Mi eterna gratitud para la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por cobijarme nuevamente en su comunidad e instalaciones, en otra etapa más de mi preparación, de la cual me siento orgulloso de formar parte.

A la Dra. Beatriz Ortega Guerrero por la oportunidad de trabajar con ella, haber aceptado dirigir este trabajo, el apoyo brindado para poder realizarlo, así como el entusiasmo, paciencia, dedicación y el tiempo empleado para revisarlo. A los integrantes de mi jurado: Dra. Elizabeth Solleiro, Dr. Sergey Sedov, Dr. Avto Gogichaisvili y Dr. Mouloud Benami, por la invaluable experiencia que me han transmitido en sus observaciones y comentarios, que contribuyeron a mejorar el contenido de este estudio.

El departamento de paleomagnetismo del Instituto de Geofísica (UNAM), por facilitarme el uso de sus laboratorios y equipos. En especial a la Dra. Ana Maria Soler y Dr. Juan Julio Morales por la orientación y sugerencias que ayudaron a interpretar parte de los resultados obtenidos. A Lorenzo P., Martín E., y Jorge S. por la asistencia ofrecida en la operación de algunos equipos de laboratorio; así como a la señora Aida B, por todas las molestias que le he ocasionado en todo este tiempo.

Dedicatoria y agradecimientos

De igual forma, mi gratitud al departamento de Edafología del Instituto de Geología (UNAM), por las facilidades recibidas para hacer uso de sus instalaciones. En especial a Dr. Jorge Gama, Dr. Jesús Solé, Dra. Ernestina Vallejo, por la información que me brindaron para comprender mejor parte de los resultados. A mis profesores: Dr. Clauss Siebe, M.C. Renato Castro, Dra. Margarita Caballero, Dra. Socorro Lozano, M.C. Susana Soza, Dr. Luca Ferrari, M.C. Alejandro Rodríguez, por la dedicación con la que me transmitieron sus conocimientos en el aula de clase.

Gracias al Rock Magnetism Institute (IRM), por la gran e inigualable oportunidad que me brindó para realizar una estancia de investigación con ellos. En especial Dr. Mike Jackson cuyas facilidades, apoyo, atención y observaciones resultan muy enriquecedoras. también quiero agradecer al Dr. Bruce Mozkowitz, Dr. Brian Carter, Dr. Peter Solheid, Dr. Ramón Egli y Dra. Thelma de Souza por el tiempo, paciencia, sugerencias y enseñanzas transmitidas; así como hacer más comfortable mi visita.

Quiero agradecer a la Dra. Birgit Terhorst, por toda la ayuda, atención y facilidades recibidas de su parte para poder realizar este trabajo. Al Dr. Chisthopher Geiss, Dr. Lu Shenggao, Dr. Slodoban Markovich, Dr. David Hopkins y Rick Oches que ayudaron a despejar mis dudas. Al grupo latino (Teresa, Pablo, Eliza F., Facundo, Lucia, Laura D., Amy Chen), por el apoyo entusiasta con el que me recibieron, así como hacer más comfortable mi estancia en Minnesota.

Agradezco al International Council Science Union (ICSU) por el apoyo brindado a través del proyecto (), así como a los proyectos IN107902 (DGAPA), 28528-T (CONACYT), IX102104 (DGAPA) e IN112205 (DGAPA). A CONACYT por la beca otorgada para poder llevar a cabo mis estudios.

A mis compañeros: Beatriz G., Thamara, Antonio P., Alejandra A., Cecilia H., Katrim S., Giovanni S., Rafael, Bernardo, Iris N., Wendy M., Claudia B., Julieta, Claudia, Teresa, Ignacio H., Bernardo, Amanda, Guadalupe, Beatriz B., Edgar, Jaime M., Oscar D., Javier S. Francisco R., Keren M. Margarita D., Carlos R., Maripili N., Ubaldo S., Elizabeth R., por las travesías que pasamos juntos y que hicieron más llevadera mi estancia por las aulas de clase.

A Héctor C., Gabriel Vázquez, Elia E., Miriam V., Maria R., Mónica, Ruben C., Gabriel V., Jaime D., Yazmin R., Diego T. que les puedo decir, no tengo palabras para externar mi agradecimiento por su valioso apoyo en el trabajo de campo, laboratorios, el análisis de láminas delgadas, comentarios y puntos de vista que aportaron a este trabajo.

A los departamentos de cómputo de ambos institutos, en especial a Miguel, Héctor, Rosario y Francisco por todas las veces que los puse en aprietos y las peripecias que tuvieron que sortear para poder preservar este trabajo.

Al señor Antonio Sánchez, por toda su ayuda y energía característica con la que buscamos referencias en la Biblioteca, pero sobre todo esas platicas tan amenas que tuvimos.

Contenido

Resumen	13
I Introducción	16
I.1 Aplicaciones de magnetismo de rocas	16
I.2 Justificación	18
I.3 Hipótesis	20
I.4 Objetivos	20
II Marco Teórico	21
II.1 Propiedades magnéticas de la materia	23
II.2 Magnetismo y Ciclo de histéresis	27
II.3 Parámetros de magnetismo de rocas	28
II.4 Propiedades magnéticas en suelos	33
III Metodología	38
III.1 Trabajo de campo	38
III.2 Trabajo de laboratorio	39
IV Area de estudio	42
IV.1. Barranca de Tlalpan	42
IV.1.1 Horizontes	46
IV.2 Cantera Pitchler	47
IV.2.1 Horizontes	50
IV.3 Cantera Alexandrovsky	51
IV.3.1 Horizontes	53
V Resultados	55
<u>V.1 Barranca de Tlalpan</u>	55
V.1.1 Mineralogía magnética	55
V.1.1.a κ vs. T	55
V.1.1.b Desmagnetización termal	57
V.1.2 Magnetización isothermal remanente	59
V.1.3 Ciclos de histéresis	60
V.1.4 Susceptibilidad magnética y remanencias a bajas temperaturas	61
V.1.5 Concentración magnética	63

Contenido

V.1.6 Tamaño de partícula magnética	68
V.1.7 Estabilidad y dureza magnética	72
V.1.8 Cutanes	76
V.1.9 Laminas delgadas	80
<u>V.2 Cantera Pitchler</u>	82
V.2.1 Mineralogía magnética	82
V.2.1.a Desmagnetización termal	82
V.2.2 Magnetización isothermal remanente	84
V.2.3 Ciclos de histéresis	85
V.2.4 Concentración magnética	87
V.2.5 Tamaño de partícula magnética	89
V.2.6 Estabilidad y dureza magnética	91
V.2.7 Laminas delgadas	93
<u>V.3 Cantera Alexandrovsky</u>	95
V.3.1 Mineralogía magnética	90
V.3.1.a Desmagnetización termal	95
V.3.2 Magnetización isothermal remanente	96
V.3.3 Ciclos de histéresis	96
V.3.4 Concentración magnética	98
V.3.6 Tamaño de partícula magnética	100
V.3.7 Estabilidad y dureza magnética	101
V.3.8 Laminas delgadas	101
VI Discusión	104
<u>VI.1 Barranca de Tlalpan</u>	104
VI.1.1 Mineralogía magnética	104
VI.1.2 Concentración magnética	107
VI.1.3 Tamaño de partícula magnética	108
VI.1.4 Estabilidad y dureza magnética	108
VI.1.5 Caracterización magnética de los horizontes	109
VI.1.6 Cutanes	114
<u>VI.2 Cantera Pitchler</u>	115
VI.2.1 Mineralogía magnética	115
VI.2.2 Concentración magnética	110
VI.2.3 Tamaño de partícula magnética	116
VI.2.4 Estabilidad y dureza magnética	116

	Contenido
VI.2.5 Caracterización magnética de los horizontes	116
<u>VI.3 Cantera Alexandrovsky</u>	121
VI.3.1 Mineralogía magnética	121
VI.3.2 Concentración magnética	121
VI.3.3 Tamaño de partícula magnética	122
VI.3.4 Estabilidad y dureza magnética	122
VI.3.5 Caracterización magnética de los horizontes	122
<u>VI.4 Comparación entre localidades</u>	125
VI.4.1 Relación entre la señal magnética y Condiciones ambientales	130
<i>VII Conclusiones y recomendaciones</i>	131
VII.1 Secuencias volcánicas (Barranca de Tlalpan)	131
VII.2 Secuencias eólicas (Cantera de Pitchler)	132
VII.3 Secuencias eólicas (Cantera de Alexandrovsky)	133
VII.4 Comparación entre localidades	134
VII.5 Consideraciones generales y recomendaciones	135
<i>Bibliografía</i>	138
<i>Apéndices (Consultar CD)</i>	
<i>A-I Magnetismo terrestre</i>	
A.I.1 Magnetismo y campo magnético terrestre	
A.I.2 Tipos de magnetizaciones	
A.I.3 Minerales magnéticos	
<i>A-II Suelos, loess y paleosuelos</i>	
A.II.1 Suelos	
A.II.2 Factores formadores de suelo	
A.II.3 Paleosuelos	
A.II.4 Loess	
<i>A-III Glaciaciones</i>	

Abreviaturas

- χ .- Susceptibilidad magnética por unidad de masa en bajas frecuencias.
- χ_f .- Susceptibilidad magnética (contribución ferrimagnética).
- χ_p .- Susceptibilidad magnética (contribución paramagnética).
- $\chi_{fd\%}$.- Susceptibilidad dependiente de las frecuencias.
- ARM_x.- Magnetización Remanente Anhistórica.
- d_T.- Mediciones por desmagnetización térmica.
- H_C.- Coercitividad.
- H_{CR}.- Coercitividad Remanente.
- HIRM.- Magnetización Remanente Isotermal en campos altos.
- IRM.- Magnetización Remanente Isotermal.
- MD.- Partículas de dominio múltiple, (2.0 μ m >)
- MIK13.- Sección compuesta (MIK 1 a 3) de 2003 en Kursk
- M_R.- Magnetización remanente.
- M_S.- Magnetización de saturación.
- NRM.- Magnetización Remanente Natural.
- OB2.- Sección de 2003 en Oberlaab
- OB6.- Sección de 2003 en Oberlaab
- P_I.- Parte inferior del perfil.
- P_M.- Parte media del perfil.
- P_S.- Parte superior del perfil.
- PSD.- Partículas de dominio pseudo-sencillo, (0.1-0.2 μ m)
- R_C.- Rasgo característico de algún proceso edafológico.
- RM.- Magnetismo de rocas.
- SD.- Partículas de dominio sencillo, (0.03-0.1 μ m)
- SP.- Partículas super-paramagnéticas, (0.03 μ m <)
- SSD.- Partículas de dominio sencillo estable (0.03-0.08 μ m)
- S_x.- Cocientes de saturación "S", donde x es el pulso aplicado.
- T_B.- Temperatura de bloqueo
- T_C.- Temperatura de Curie
- T_N.- Temperatura de Neel
- TX30.- Sección compuesta de 2003 en Tlaxcala
- TX41.- Sección (parte superior) de 2004 en Tlaxcala
- TX42.- Sección (parte superior/media) de 2004 en Tlaxcala
- TX43.- Sección (parte baja) de 2004 en Tlaxcala

Índice de Figuras

1. Regiones de estudio.
2. Diagramas ternarios de minerales magnéticos.
3. Esquema de magnetización.
4. Esquema de los tipos de concentración magnética. a través de dominios.
5. Procesos de formación de minerales magnéticos.
6. Ciclo de histéresis.
7. Diagrama de Day.
8. Relación de parámetros magnéticos.
9. Factores que alteran a los minerales magnéticos.

Regiones de estudio

A) México

10. Localización y características de la zona.
11. Correlación esquemática entre secciones.
12. Fotografías de las secciones.
13. Fotografías de fósil.
14. Fotografías de cutanes.

B) Austria

15. Localización y características de la zona.
16. Correlación esquemática entre secciones.
17. Fotografías de las secciones.

C) Rusia

18. Localización y características de la región de estudio.
19. Correlación esquemática entre secciones.
20. Fotografías de las secciones.

Resultados

A) México

21. Curvas de κ vs. T.
22. Curvas de desmagnetización termal.
23. Curvas de adquisición de IRM.
24. Ciclos de histéresis.
25. Curvas de Remanencias a bajas temperaturas.
26. Curvas de susceptibilidad magnética a bajas temperaturas.
27. Parámetros de concentración magnética (TX30 y TX41).
28. Parámetros de concentración magnética (TX42 y TX43).
29. Parámetros de tamaño de partícula magnética (TX30 y TX41).
30. Parámetros de tamaño de partícula magnética (TX42 y TX43).

31. Parámetros de dureza magnética (TX30 y TX41).
32. Parámetros de dureza magnética (TX42 y TX43).
33. Laminas delgadas de horizontes.

Cutanes

34. Curvas de χ vs. T.
35. Curvas de adquisición de IRM.
36. Ciclos de histéresis.

B) Austria

37. Curvas de desmagnetización térmica (OB2).
38. Curvas de desmagnetización térmica (OB6).
39. Curvas de adquisición de IRM.
40. Ciclos de histéresis.
41. Parámetros de concentración magnética.
42. Parámetros de tamaño de partícula magnética.
43. Parámetros de dureza magnética.
44. Laminas delgadas de horizontes.

C) Rusia

45. Curvas de desmagnetización termal.
46. Curvas de adquisición de IRM.
47. Ciclos de histéresis.
48. Parámetros de concentración magnética.
49. Parámetros de tamaño de partícula magnética.
50. Parámetros de dureza magnética.
51. Laminas delgadas.

Discusión entre perfiles

52. Relación entre parámetros magnéticos (biplots) para los horizontes de la localidad de Barranca de Tlalpan.
53. Relación entre parámetros magnéticos para los horizontes de la localidad de Oberlaab.
54. Relación entre parámetros magnéticos para los horizontes de la localidad de Kursk.
55. Correlación y comportamiento magnético entre los perfiles analizados.

Apéndices (CD)

56. Perfil de un suelo.
57. Ubicación de loess.
58. Componentes de campo magnético.
59. Esquema de ciclo glacial.
60. Parámetros de Milankovitch.
61. Fotografías de algunos de los equipos utilizados.

Índice de tablas

1. Minerales magnéticos y las posibles transformaciones entre estos.
2. Ejemplo de minerales magnéticos.
3. Relación entre los diferentes parámetros magnéticos.
4. Relación de muestras de las secciones de México.
5. Relación de cutanes.
6. Relación de muestras de las secciones de Austria.
7. Relación de muestras de secciones de Rusia.
8. Resultados de las secciones de México.
9. Resultados de las secciones de Austria
10. Resultados de las secciones de Rusia.
11. Resultados de los horizontes de México.
12. Resultados de los horizontes de Austria.
13. Resultados de los horizontes de Rusia.

Resumen

Esta investigación busca caracterizar paleosuelos del Pleistoceno por medio del análisis de magnetismo de rocas (RM). Las secuencias de paleosuelos aunque se desarrollan a partir de diferentes materiales (volcánico y eólico), presentan la misma evolución edáfica y son clasificados en su unidad fundamental como *Luvisoles*. Estos suelos (*Luvisoles*) se caracterizan por la presencia de más del 50% acumulación de arcilla dentro de un horizonte Bt.

Es a través del uso de este tipo de análisis (RM), que se pretende desarrollar una nueva metodología para el estudio y análisis de paleosuelos volcánicos y determinar la importancia de su señal magnética frente a otras secuencias. Esto permitirá adquirir información complementaria que contribuya a la mejor comprensión de los procesos que actúan sobre los suelos, reflejando así, las posibles condiciones ambientales que predominaron durante la formación y evolución de los paleosuelos.

Los perfiles que se analizan en este estudio provienen de tres regiones geográficas diferentes:

- a) la secuencia de la Barranca de Tlalpan (BT), desarrollada sobre depósitos volcanoclásticos en el Estado de Tlaxcala, (México); misma que se muestreo en cuatro secciones verticales (TX30, TX41, TX2 y TX43).
- b) las secuencias de loess-paleosuelos desarrolladas en zonas periglaciales durante el último evento interglacial (OIS-5) en dos regiones. Una de ellas expuesta en dos secciones: OB2 y OB6 dentro de la cantera de Pitchler en la localidad de Oberlaab (Austria). La otra secuencia MIK13 se localiza dentro de la cantera de Alexandrovsky en la provincia de Kursk, (Rusia).

Los resultados de este estudio señalan que los horizontes superficiales A(A-ABt-Ah) y E (E-EgBt) del paleosuelo volcánico (BT) están constituidos, en general, por un mayor número de fases mineralógicas así como por minerales magnéticamente duros. Los horizontes profundos (Bt, BtC, BC, C y tepetates) presentan en su mayoría dos fases, aunque existen muestras que solo tienen solo una fase magnética. Independientemente de la sección analizada, éstas se caracterizan por la escasa cantidad de minerales ferrimagnéticos en la parte superficial, donde se observa que el relativo mal drenaje que existente afecta de forma considerable a la señal magnética del suelo. Esto permite inferir que son los minerales paramagnéticos y antiferrimagnéticos los que dominan la señal magnética en los horizontes superficiales.

Resumen

Los paleosuelos desarrollados sobre los depósitos eólicos (canteras de Pitchler y Alexandrovsky), se caracterizan por la escasa presencia de minerales ferrimagnéticos a lo largo de las secciones. En ambas localidades (Oberlaab y Kursk) los horizontes superficiales (A y E) presentan una mayor cantidad (relativa) de minerales ferrimagnéticos suaves e inestables, en relación con los horizontes más profundos. Esto se ve reflejado en el clásico incremento relativo de varios de los parámetros magnéticos analizados, (“enhancement” χ , p.ej.) que ha sido ampliamente estudiado y reportado para este tipo de secuencias (loess-paleosuelos). La respuesta magnética que se obtiene en estos paleosuelos señala que la mayor parte de la firma magnética se debe a minerales antiferromagnéticos.

Se encontró que la señal magnética registrada dentro de estas secuencias (loess-paleosuelos) resulta ser más intensa en el paleosuelo de la cantera de Alexandrovsky con respecto a la encontrada en la cantera de Pitchler, e incluso es posible observar que la sección OB2 tiene el registro de χ mayor que el encontrado en OB6.

De este modo, a pesar de tener una ubicación geográfica y material parental diferente, hay similitudes en la respuesta magnética obtenida para los paleosuelos estudiados. Los valores y tendencias similares en parámetros y factores magnéticos señalan la presencia de minerales antiferromagnéticos en todas las secciones analizadas en este trabajo. La mayor proporción de éstos se encontró, en los perfiles eólicos (OB y MIK), así como entre en los horizontes superficiales de las secciones desarrolladas de material volcanoclástico (BT).

En ambas canteras, Pitchler y Alexandrovsky, la señal magnética (χ) es menos intensa que la registrada en Barranca de Tlalpan, de ahí que se tenga:

MÉXICO >>> RUSIA >> AUSTRIA
TX30 > TX41 > TX42 > TX43 >>> MIK13 >> OB2 > OB6

El trabajo está constituido por siete capítulos, cuyo contenido se distribuye de la siguiente manera:

Capítulo I.- Se presenta una introducción que comprende antecedentes sobre la aplicación de estas técnicas (RM), hipótesis de trabajo, justificación y objetivos de esta investigación.

Capítulo II.- Abarca conceptos teóricos relacionados con el magnetismo de rocas, una introducción sobre parámetros y factores que se pueden utilizar.

Capítulo III.- Contiene una reseña del trabajo realizado durante el trabajo de campo, toma de muestras y características técnicas de los equipos utilizados.

Resumen

Capítulo IV.- Constituido por tres apartados, comprende una breve descripción de las tres regiones en las que se realizó el estudio, abarcando aspectos generales de las zonas y la relación que existe con estudios previos para cada una de las localidades. De esta forma se tiene que: IV.1 muestra aspectos de las secuencias de México, IV.2 de Austria y IV. 3 los de Rusia.

Capítulo V.- Se presentan los resultados magnéticos obtenidos en los laboratorios para cada localidad, además de las observaciones al microscopio para algunas muestras. El capítulo se divide en tres secciones principales: V.1 abarca las secciones de Barranca de Tlalpan (TX), V.2 comprende las secciones de Pitchler (OB) y V.3 contiene la sección de Alexandrovsky (MIK). Cada sección se subdivide en diferentes apartados que agrupan los resultados según la información que proporcionan, (mineralogía, concentración, tamaño y dureza de las partículas magnéticas) de cada horizonte, así como del análisis de muestras con rasgos edáficos especiales (cutanes) de BT.

Capítulo VI.- Es la parte fundamental de este trabajo, ya que en él se muestra la discusión e interpretación de los resultados obtenidos en términos de la mineralogía, concentración tamaño y dureza de las partículas magnéticas. También abarca la discusión por secciones de una misma localidad y el análisis de las variaciones magnéticas dentro de los horizontes de cada perfil, la relación entre las diferentes unidades pedoestratigráficas (génesis-respuesta magnética), así como una posible relación con aspectos paleoambientales.

Capítulo VII.- Se realiza una síntesis de las interpretaciones obtenidas de este estudio y se concluye brevemente el comportamiento magnético de cada región, además de presentar algunas recomendaciones y sugerencias para continuar con este tipo de estudios en el futuro.

Además se anexa un disco que contiene los apéndices, una carpeta con citas bibliográficas en formato pdf y una base de datos que incluye algunos de los datos más importantes obtenidos en el laboratorio. Todo con la finalidad de que ayude al lector a tener una mejor comprensión tanto de este escrito, como de las técnicas de magnetismo de rocas.

De este modo, se tiene que:

Apéndice I conceptos sobre magnetismo y mineralogía magnética.

Apéndice II conceptos de suelos, paleosuelos y loess,

Apéndice III conceptos de algunos factores asociados con las principales variaciones climáticas ocurridas en el planeta.

I Introducción

Debido a la dinámica presente en los sistemas de circulación atmosférica y oceánica del planeta, así como a las variaciones de los movimientos astronómicos de la Tierra (excentricidad, precesión, inclinación del planeta), cambios en el albedo, presión, temperatura, humedad, viento, contenido de CO₂, entre otros, cuyas evidencias han quedado grabadas con el tiempo en diversas secuencias continentales y/o marinas. Esto ha motivado a que diversas ramas de la ciencia se den a la tarea de analizar dichos cambios a través de una gran gama de métodos y técnicas que se complementan entre sí para la obtención de información de las condiciones climáticas ocurridas a través del tiempo. Son este tipo de estudios los que permiten poseer una mejor comprensión de las condiciones ambientales del pasado, un mejor entendimiento de la situación actual, así como la aportación de valiosa información para la predicción del comportamiento del sistema en el futuro.

El Cuaternario (últimos dos millones de años), es el periodo geológico que caracteriza por registrar alteraciones en las temperaturas medias globales, cambios en el nivel del mar, la circulación oceánica, formación de desiertos, y alteraciones en los patrones de circulación atmosférica que modificaron la dinámica del sistema atmósfera-oceano.

Una alternativa para el estudio de las condiciones climáticas del pasado es el estudio de los suelos antiguos o paleosuelos, debido a la respuesta que tienen éstos de las condiciones ambientales que predominaron durante su formación y desarrollo que se preservan en los horizontes que constituyen al suelo. Una nueva opción para su estudio es el análisis de la mineralogía magnética existente en los horizontes de los paleosuelos a través de propiedades magnéticas de sus sedimentos; es decir, por medio del estudio de diversos parámetros y factores de magnetismo de rocas (RM). Esto se debe a que estos minerales (magnéticos) responden fácilmente a las alteraciones ambientales que se reflejan en los cambios de concentración, tamaño y dureza magnética como resultado de la oxidación, reducción e hidratación, entre otros procesos a los que se someten los minerales.

I.1 Aplicaciones de los análisis de magnetismo de rocas

En las últimas décadas, el uso de propiedades magnéticas de rocas ha cobrado mayor fuerza como una herramienta alterna en el estudio de condiciones paleoambientales, fundamentalmente a través del análisis de la mineralogía magnética presente en diversos registros, ya sean marinos o continentales a nivel mundial: Alaska, (*Beget et al., 1990, Liu et al., 1999; Vlag et al., 1999*); Norteamérica (*Fine et al., 1992; Singer et al., 1992; Dalan y Banerjee, 1998; Geiss et al., 2005*); Europa (*Oches y Banerjee, 1996; Jordanova et al., 1997; Hanesech y Petersen, 1999, Sartori et al., 1999; Terhorst et al., 2001, 2003a y b, Boyko et al., 2004*); Asia (*Foster y Heller, 1997; Akram et al., 1998; Fang et al., 1999*), China (*Maher, 1998; Florido et al., 1999; Liu et al., 1993 y 2003; Guo et al., 2001, Spassov et al., 2003*), África (*Dearing et al., 1996 y 2001*).

Introducción

El incremento en la aplicación del análisis de magnetismo de rocas en estudios ambientales, se debe a que, además de ser técnicas rápidas y no destructivas sobre otras (difracción de rayos X ó el análisis de minerales pesados), han permitido correlacionar e inferir de forma exitosa la información sobre las variaciones en el balance de precipitación/evaporación y el régimen hidrológico de los ríos (*Dearing y Flower, 1982*); la estimación de paleoprecipitaciones (*Florido et al., 1999*) y paleodirecciones del viento (*Lagroix y Banerjee, 2002a y b*); modificaciones en la red fluvial (*Caballero y Ortega, 1998*) así como los cambios en la cubierta vegetal por variaciones climáticas (*Oldfield et al., 1983; Geiss y Banerjee, 1997*), entre otras más.

Por eso, además de su valiosa contribución en diversos estudios paleoclimáticos (*Verosub y Roberts, 1995*) en secuencias marinas (*Haese et al., 1998; Jelinowska et al., 1999; Brachfeld y Banerjee, 2000; Vlag et al., 2004*); lacustres (*Geiss y Banerjee, 1997; Williamson et al., 1998; Vlag y Banerjee, 1999; Ortega y Urrutia, 1997; Ortega et al., 2000*); también es un método que ha adquirido una mayor aplicación dentro de una amplia variedad de campos del conocimiento como en: estudios arqueológicos (*Dalan y Banerjee, 1996 y 1998; Jordanova et al., 2001, 2003 y 2004*), evaluación de contaminación por partículas (*Strzyscz y Mugiera, 1998; Matzka y Maher, 1999; Charlesworth y Lees, 2001; Kapicka et al., 2001; Boyko et al., 2004*), así como su aplicación en la exploración espacial (*Hviid et al., 1997; Morris et al., 1998; Rochette et al., 2001; Kletetschka et al., 2005*).

Dentro de los estudios de paleosuelos con fines de interpretación paleoclimática, los mejor analizados son las secuencias de loess-paleosuelos, destacando el caso de las secuencias chinas, como las más estudiadas con diversos métodos, entre los que destacan los de magnetismo de rocas (*Rixiang et al., 1999; TenPas et al., 1999; Shenggao, 2000; Tang et al., 2003*). Es en este tipo de secuencias, donde el análisis de propiedades magnéticas, en especial susceptibilidad magnética (χ), ha permitido establecer una estrecha correlación entre los ciclos glaciales e interglaciales, a través de la comparación de los registros de χ con los registros de paleotemperaturas en sedimentos oceánicos y la correlación de hielo fósil (*Heller y Liu, 1984; Kukla y Went, 1992; Kukla et al., 1988*).

En México, al igual que en otras partes del mundo, se está utilizando de forma exitosa del uso de estas propiedades (RM) como una herramienta complementaria en varios estudios del país, como es el caso de los registros lacustres (*Ortega et al., 2000, Ortega et al., 2002*) paleosuelos (*Ortega et al., 2001 y 2004*), estudios paleomagnéticos (*Goguitchaichvili et al., 2004a y b; Soler y Urrutia, 1994; Goguitchaichvili et al., 2002 a y b*) y arqueomagnéticos (*Hueda et al., 2004*).

1.2 Justificación

Buscar la relación que existe entre varios paleosuelos (Luvisoles) que se han desarrollados durante el Cuaternario en diversas regiones y con una génesis diferente entre sí, basado en el análisis de propiedades de magnetismo de rocas (Fig. 1). La respuesta magnética que se obtenga de cada perfil, ha quedado registrada en la mineralogía (magnética) dentro de cada horizonte; por lo que se podrá adquirir información complementaria que permita tener una mejor comprensión del clima, determinando las posibles causas (naturales y/o artificiales) que dan origen al comportamiento magnético de cada uno de los perfiles. Al establecer la relación magnética edafológica de cada horizonte se podrá inferir las condiciones paleoambientales que más influyeron durante la evolución y desarrollo del suelo; lo que permitirá dar seguimiento a la variabilidad climática de cada región, desarrollando una metodología en las técnicas magnético-edáficas para los paleosuelos volcánicos de los cuales hay poca información, y comenzar a crear una base de datos de las propiedades de este tipo (RM) que ayude a caracterizar mejor este tipo de suelos, para su posterior modelación

El estudio de las secuencias loess-paleosuelos ha sido intenso, sobre todo en la década pasada, incluyendo los estudios de (RM) aún son relativamente pocas las investigaciones que se realizan en este campo sobre secuencias de paleosuelos de origen volcánico, dado lo difícil de su análisis e interpretación. Las características edáficas de México (24 de las 28 unidades de suelos establecidas por FAO, y 131 de las 158 subunidades), hacen del país uno de los sitios ideales para realizar estudios de paleosuelos de origen volcánico como fuente de información paleoclimática-ambiental.

Europa y Asia occidental son regiones donde se desarrollaron extensas secuencias de loess-paleosuelos que guardan el registro de importantes variaciones climáticas en el pasado (Terhorst y Ottner, 2001 y 2003 a, b; Maher y Thompson, 1992, 1994; Maher et al., 2003; Sycheva 1996 y 2003). Al igual que en estas dos regiones, en México se está comenzando a tener una mejor caracterización y entendimiento tanto de los suelos modernos como de los paleosuelos. Esto es posible debido a la información obtenida a partir de varias técnicas propias del estudio de suelos, como son: la extracción de hierro por oxalato y ditionito, análisis mineralógicos y micromorfológicos entre otros, en diversas regiones del país (Solleiro et al., 2001 y 2002; Jasso et al., 2002; Sedov et al., 2001 a y b, 2002 y 2003).

Los primeros reportes de estudios de magnetismo de rocas en las secuencias de paleosuelos del centro de México han sido realizados en el Nevado de Toluca y en Tlaxcala (Ortega et al., 2001 y 2004; Soler et al., 2001; Rivas, 2003).

Es la búsqueda de nueva información que permita comprender el comportamiento de los paleosuelos de origen volcánico, lo que motiva a la realización de este estudio, dada la escasa información sobre este tipo de suelos por medio del análisis de magnetismo de rocas y su posible relación con el medio ambiente.

Introducción

De esta manera, con estas técnicas se puede complementar la información obtenida de otros métodos, que en su conjunto, permita obtener una caracterización magnética de los paleosuelos volcánicos; así como determinar el rol que desempeña este tipo de secuencias con respecto a aquellos suelos que se desarrollaron con una ubicación geográfica y origen diferente, como es el caso de las secuencias de loess-paleosuelos. Para ello se parte, de considerar una misma unidad edáfica (Luvisol) para las tres regiones que son contemporáneas (desarrollados hace aproximadamente 120, 000 años, OIS 5e (apéndice III).

Así, la presente investigación comprende el estudio de paleosuelos poligenéticos, es decir, suelos que cuentan con al menos dos historias genéticas derivadas de ambientes diferentes en el pasado, y cuyos horizontes no se encuentran relacionados genéticamente entre sí, donde además se pueden observar interrupciones a las que fueron sometidos durante su pedogénesis, lo que provoca el retrabajo del material y cambios geomorfológicos, como resultado de la variedad climática existente durante su formación (*Garnica et al., 1998; Terthorst y Ottner, 2003a y b*).

El estudio forma parte de un proyecto de investigación internacional: “modelos de suelos poligenéticos del Pleistoceno”, dentro del proyecto participan el Instituto de Geofísica y de Geología, ambos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM, México), el Instituto de Geografía de la Universidad de Tübingen (Alemania), Instituto de Geología de la Universidad de Viena (Austria) y el Instituto de Geografía de la Real Academia de Ciencias (Rusia), con el apoyo de ICSU (Internacional Council Science Union).

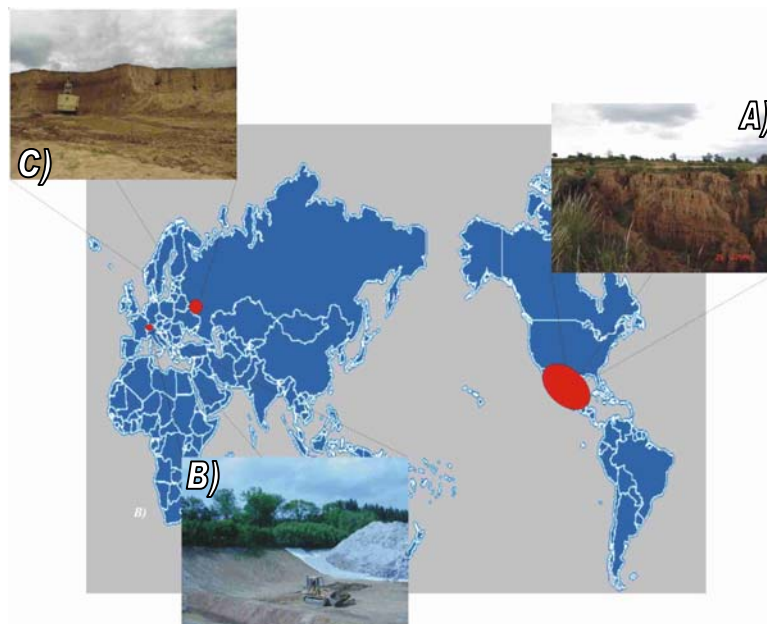


Figura. 1.- Localización de las regiones de estudio. A) Paleosuelos de origen volcánico (parte central de la faja volcánica transmexicana, FVTM) en la localidad de Barranca de Tlalpan, en el Estado de Tlaxcala (México), B) Paleosuelos de origen eólico (zona periglacial) que provienen de la cantera de Pitchler, en la localidad de Oberlaab (límites Austria-Alemania y C) Paleosuelos de origen eólicos de la cantera de Alexandrovsky, en la localidad de Kursk, (límites Rusia-Ucrania).

I.3 Hipótesis

Si bien en las tres localidades la unidad de suelo desarrollada corresponde a Luvisoles, el tipo de material parental es fundamental para la diferenciación de sus propiedades magnéticas. De esta forma, la mineralogía magnética presente en los perfiles de las tres localidades varía según el tipo de horizonte que se analiza, como resultado tanto de las condiciones ambientales, los factores formadores del suelo, así como los minerales presentes en el material parental (apéndice II).

Por esa razón, se busca identificar cuales son los factores de la mineralogía magnética (tipo de mineral, concentración, tamaño y dureza magnética) que determinan el comportamiento magnético de cada unidad pedostratigráfica y obtener la firma magnética de cada horizonte para tratar de correlacionarla con una variable ambiental.

I.4 Objetivos

- ✓ Hacer uso del análisis de magnetismo de rocas, como una herramienta alterna en la caracterización de paleosuelos.
- ✓ Obtener la firma magnética de los paleosuelos a partir de las variaciones que presentan los parámetros y factores magnéticos de cada localidad analizada.
- ✓ Determinar el factor formador de suelo que más influye en el comportamiento magnético de cada localidad.
- ✓ Encontrar una posible relación entre procesos pedogenéticos y propiedades magnéticas para el comportamiento de cada secuencia analizada.
- ✓ Comparar las unidades pedostratigráficas como resultado de la respuesta magnética registrada en los horizontes que conforman a cada sección dentro de una misma localidad.
- ✓ Comparar los paleosuelos de diferentes regiones a partir de las características de la mineralogía magnéticas.
- ✓ Relacionar la información magnética de los horizontes de cada perfil, con las condiciones paleoambientales que pudieron ocurrir durante su formación y desarrollo.

II Marco Teórico

Las rocas de la corteza presentan diversos comportamientos magnéticos que dependen tanto de las propiedades de los minerales como de los campos magnéticos a los que son sometidos. A pesar de que toda la materia tiene una respuesta magnética, son solo algunos óxidos, oxihidróxidos, sulfuros y carbonatos de hierro (menos del 5% del total de los minerales de la corteza terrestre y del 1% de los minerales opacos de la misma), los que presentan una respuesta importante en el estudio de magnetismo de rocas. En estos estudios resulta fundamental conocer la mineralogía magnética, ya que existen otros parámetros fuertemente dependientes de ella, como son la concentración o el tamaño de partícula magnética. Los minerales magnéticos se encuentran en los suelos debido a la alteración o intemperismo de las rocas, donde no sólo hay minerales litogénicos (aquellos minerales que se forman en las rocas), sino también la formación de nuevos minerales como consecuencia de la pedogénesis, es decir, procesos de formación de suelo producto de alteraciones físico-químico-biológicas.

Un parámetro que sirve de firma magnética para identificar a los minerales magnéticos es la *temperatura de Curie* (T_C), que es la temperatura a la cual un material pierde su carácter magnético, es decir, cuando el mineral cambia de una condición ferro/ferrimagnética a una paramagnética. Por debajo de esta temperatura (T_C), los átomos de los minerales interactúan de manera que sus momentos magnéticos se acoplan y actúan en la dirección del campo magnético aplicado. La temperatura (T_C) varía según el tipo de mineral así como el grado de alteración que presente el material original, por lo que a mayor alteración, mayor será su T_C . Una temperatura análoga a la de Curie es la *temperatura de Neel* (T_N), es decir, es aquella temperatura a partir de la cual los materiales antiferromagnéticos imperfectos se transforman en paramagnéticos, ([Tabla 1](#)).

Otro parámetro útil es la *temperatura de bloqueo* (T_B), definida como la temperatura registrada durante el enfriamiento en la que el periodo de relajación en una magnetización termorremanente es lo suficientemente grande que permite considerar a la remanencia como estable. La *transición de Morin* (T_M) es la temperatura a la que se pierde el ferromagnetismo en un mineral; mientras que la *transición de Verwey* (T_V) es la temperatura donde se registra un cambio en la red cristalina del mineral por la redistribución de los cationes del hierro. En el caso de la magnetita, es alrededor de los -150 °C e implica el cambio de un sistema cúbico imperfecto a una simetría monoclinica (*Evans y Heller, 1997*).

Por otro lado, los minerales magnéticos se encuentran tanto en las rocas como en aquellos materiales que proceden de las mismas, y suelen ser representados en diagramas ternarios ([Fig. 2a y b](#)). Los diagramas se subdividen en series de acuerdo a su composición mineralógica, misma que se ve sometida a diversos procesos que dan origen a la formación de nuevos minerales magnéticos ([Fig. 2c y d](#)).

Marco Teórico

Mineral	Alteración	Temperatura [°C]	Referencia
Titanomagnetita 60% de Ti		80-120,150,80-100,80, 150	N, A, B,B,
Titanomagnetita 30% de Ti		350	G
Titanomagnetita (Duras y Suaves)		200	C
Titanomagnetita rica en Ti	Magnetita	>300	D
Titanomaghemita		400-600	F
Titanomaghemita	Magnetita	250>	L
Goethita		120, 150,120, 80-120, 120, 120,120, 120-130	A, C, F, G, J, K, L, M
Goethita	deshidrata a Hematita	200-400, 200-400, 300-400, 300-400, 200-400, 300	D, E F, G, H, L
Lepidocrocita		270-300,-196, -196	E, F, L
Lepidocrocita	deshidrata Maghemita	220-270,200-250, 250-350	D, E, F, H
Siderita	Magnetita	>200, 311	D, A
Pirrotita		320, 300, 290-320, 300-325, 280-300, 320, 320, 325, 100-200,	A, C, F, H1, I, J, K, L, L
Greigita		330,300, 330, 330	A, C, J, K
Olivino	Magnetita	>300	D
Maghemita	Hematita	350-450, 350	D, G
Pirita	Magnetita	350-500	N, G
Magnetita	Maghemita	150-250,	D
Magnetita		580,575,585, 578, 480, 580, 575	D, C, F, H, I, K, M
Maghemita		600,587-675,740, 590-675, 590-675, 350	A, C, F, J, K, M
Hematita		675, 480-600,675, 675,675,675, 675, 680, 680	A, B, F, H, I, J, K, L, M
Magnetita	Hematita	>500	D
Hematita	Magnetita	>500	H
Piroxenos	Magnetita	>600	D
Maghemita	Hematita	350, >250	H, L
Maghemita metaestable	Hematita	270-350	D
Ilmemohematita		100	C
Hierro		770, 765	C, K
Akaganita	deshidrata a Hematita	250	E, H
Ulvoespinela		-153, -153, -153	F, H, K
Ilmenita		-218, -200 a -218,-233, -218	F,H ¹ , K, L
Cobalto		1131	K
Níquel		358	K
Pirrotita		320	M
Jacobsita		300	M
Cromita		-84	M

Tabla 1.- Diversos intervalos característicos de algunas temperaturas de Curie y/o Neel reportado para algunos minerales magnéticos. A- Geiss, 1999; B- Jordanova et al., 1997; C- Maher y Thompson, 1999; D- Tarling, 1983; E- O'Really, 1984; F- Thompson y Oldfield, 1986; G- Morris y Tarling, 1996; H-Valencio, 1980; I- Irving,1964; J- Evans y Heller, 1997; K- McElhinng y Mcfadden, 2000; L-Buttler, 1998; M.-Tarling y Hrouda, 1993; N.- Jacobs, 1994.

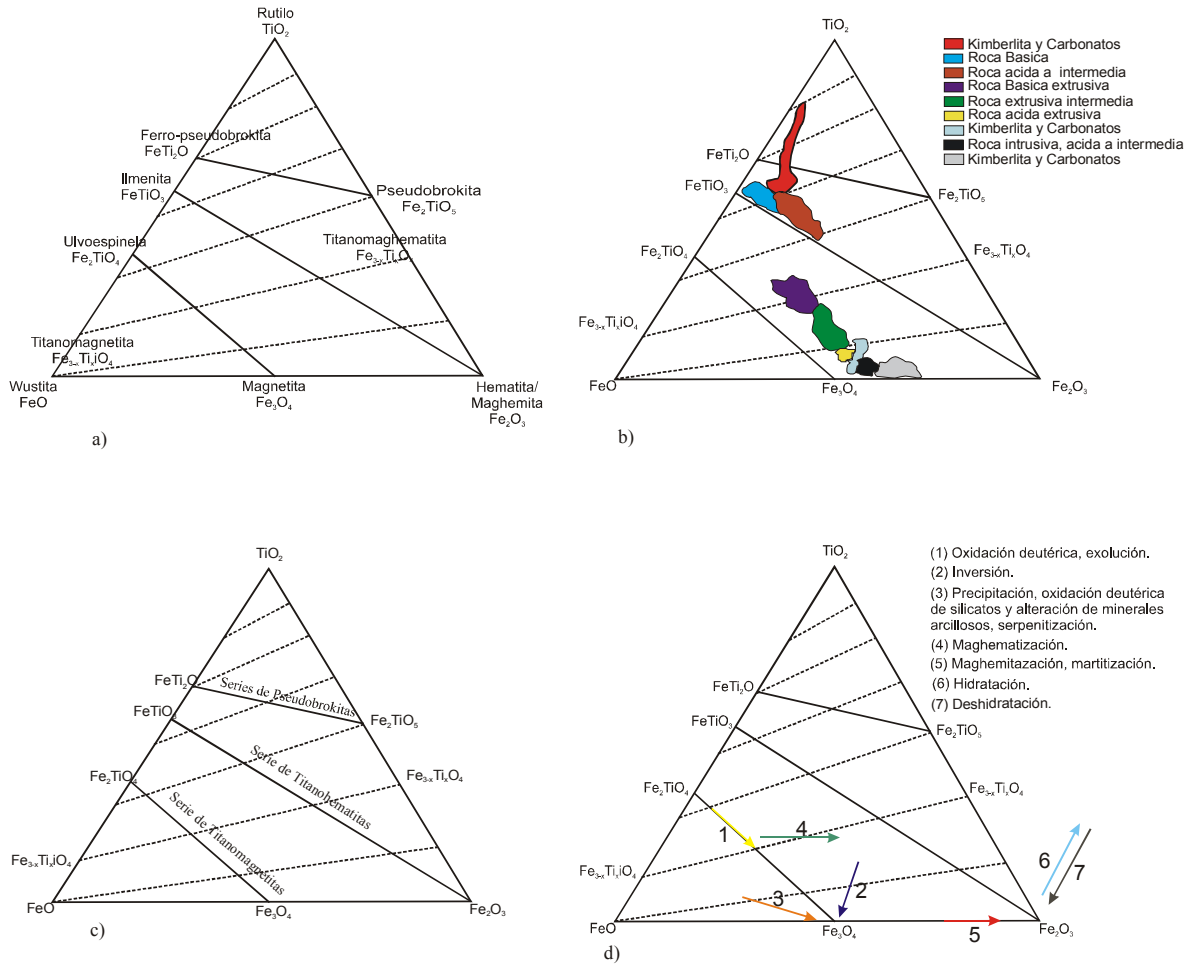


Figura 2.- Representación esquemática de minerales magnéticos. a) diagrama ternario, b) Algunos procesos que sufren los minerales magnéticos, c) Tipo de roca donde se llegan a localizar, d) Algunas de las series más estudiadas. Modificado de O'Really, 1984; Olivos, 1992.

II.1 Propiedades Magnéticas de la materia

Las sustancias y materiales magnetizables atribuyen sus propiedades magnéticas al momento magnético proporcionado por los electrones en órbita, por los espines tanto de electrones como los nucleones (Jhonk, 1988). Esto se debe a la intensidad de magnetización presente en la superficie de la Tierra, que varía en función de la propia magnetización y permeabilidad de las rocas, misma que depende de la susceptibilidad magnética. La cristalinidad de los minerales magnéticos, porosidad, tamaño, forma, y orientación de las partículas; junto con su geometría y composición influyen en el comportamiento magnético de los minerales. Esto se puede observar en la composición del magma, ya que es considerado como un indicador importante en el ordenamiento para la cristalización de los minerales (O'Really, 1984).

Marco Teórico

Para explicar la inducción magnética, se recurre a la teoría de los dominios (agrupación de átomos de un material en regiones magnéticas microscópicas), donde la introducción de un campo magnético alinea dichas regiones, lo que da como resultado la magnetización del material de estudio (Fig. 3).

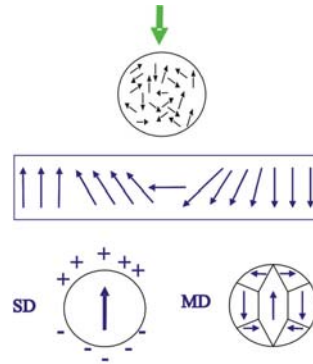


Figura 3.- Representación esquemática de un dominio magnético, su tamaño y el ordenamiento que sigue cuando es sometido a la aplicación de un campo magnético. Modificado de Irving, 1964; Thompson y Oldfield, 1986.

Todos los átomos dentro de un dominio se encuentran magnéticamente polarizados a lo largo del eje cristalino (Robinson, 1990). Si después de retirar la aplicación de un campo, los dominios permanecen alineados en una dirección preferencial se considera que presentan una magnetización permanente llamada “retentividad”, que es la capacidad para retener el magnetismo, aunque sí el material no está magnetizado, los dominios presentarían una orientación aleatoria.

Los minerales magnéticos presentan, según su comportamiento al momento de ser sometidos a la acción de un campo exterior, alguno de los cinco efectos magnéticos (Jhonk, 1988; Sheriff, 1989; Jiles, 1991; Tarling y Hrouda, 1993; Milsom, 1996):

El **diamagnetismo** se presenta en todos los átomos y está asociado con la variación del radio, la velocidad de giro de las cargas de los átomos y la alteración de su momento magnético que se oponen al campo magnético. Se aprecia mejor en aquellos átomos en los que el momento magnético del átomo es nulo, lo que origina una susceptibilidad magnética negativa. Es por eso que en esencia, todos los materiales presentan un pequeño efecto diamagnético, (Fig. 4a).

El **paramagnetismo** es otra forma débil de magnetismo, que depende de la agitación térmica de las moléculas y por lo tanto de la temperatura. Se presenta donde el momento magnético del átomo es permanente y no nulo, ocasionado por una simetría insuficiente en la disposición de sus orbitales. Como los momentos magnéticos de los átomos están en todas direcciones, estas sustancias aparecen como no magnéticas. Los materiales con este tipo de concentración, se caracterizan por presentar una baja susceptibilidad magnética y mayor a cero (Fig. 4b).

El **ferromagnetismo** se caracteriza por presentar fuertes momentos magnéticos permanentes, incluso en ausencia de un campo aplicado. Las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos. Estos forman los llamados recintos de “Weiss”, que se ordenan al ser sometidos a un campo exterior en un fenómeno similar al paramagnetismo (Fig. 4c). El valor de la susceptibilidad de estos materiales es mucho más alta que en el caso de los paramagnéticos y depende de la historia previa del material. Se presenta sólo en estado sólido.

El **ferrimagnetismo** se caracteriza por que los materiales que lo presentan, tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados anti-paralelamente, de diferente magnitud; dando lugar a un momento resultante diferente de cero, incluso en ausencia de un campo exterior. La magnetita (Fe_3O_4) es un material ferrimagnético y es el mineral más importante en la contribución del magnetismo de las rocas, (Fig. 4d).

Los materiales **antiferromagnéticos imperfectos** son un caso especial de los que presentan ferromagnetismo, es decir, de aquéllos donde los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero anti-paralelos. En el antiferromagnetismo puro, la suma de los momentos es cero, sin embargo la presencia de ligeras imperfecciones en la red cristalina modifica el arreglo ferromagnético básico, dando lugar a una débil magnetización “parásita” (Fig. 4e).

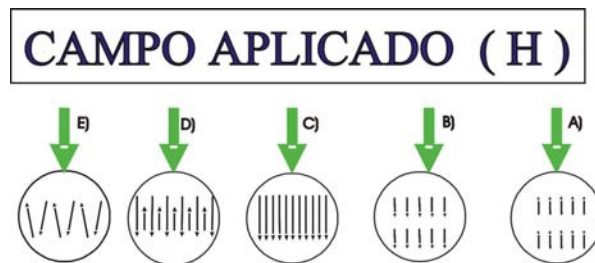


Figura 4.- Representación esquemática del posible alineamiento del dominio magnético de los minerales cuando se somete a un campo (concentración magnética). A) Diamagnetismo, B) Paramagnetismo, C) Ferromagnetismo, D) Ferrimagnetismo, E) Antiferromagnetismo imperfecto. Modificado de Tarling y Hrouda, 1993.

En la [Tabla 2](#) se resumen algunos de los minerales magnéticos (óxidos, hidróxidos, sulfuros y carbonatos de hierro) y el comportamiento magnético (concentración magnética) que los caracteriza.

Marco Teórico

Comportamiento Magnético	Minerales magnéticos
Diamagnéticos	Calcita, feldspatos alcalinos, plásticos, cuarzo, materia orgánica, agua, halita, kaolinita, granate, cerusita, magnesita, cinabrio, galena
Paramagnéticos	Ilmenita (Ta), ulvoespinela, olivino, siderita, biotita, piroxeno, chamosita, nontronita, anfíbol, epidota, pirita, lepidocrocita (Ta), proclorita, vermiculita, ilita, bentonita, calcopirita, atapulgita, dolomita
Ferromagnéticos	Hierro, Cobalto, Níquel.
Ferrimagnéticos	Magnetita, Maghemita, Titanomagnetita, Titanomaghemita, Pirrotita, Greigita.
Antiferromagnéticos	Goethita, Hematita

Tabla 2.-, Comportamiento magnético de algunos minerales magnéticos, Ta.- Temperatura ambiente, modificado de Valencio, 1980; Tarling, 1983.

La concentración de los minerales ferromagnéticos es importante, ya que la formación de óxidos e hidróxidos son capaces de reflejar información sobre los procesos que dan origen a la formación del suelo, su material parental, las condiciones ambientales y sus variaciones durante el periodo de pedogénesis (Fig. 5; Le Borgne, 1955 y 1960; Tite y Linington, 1975; Schwertmann, 1971).

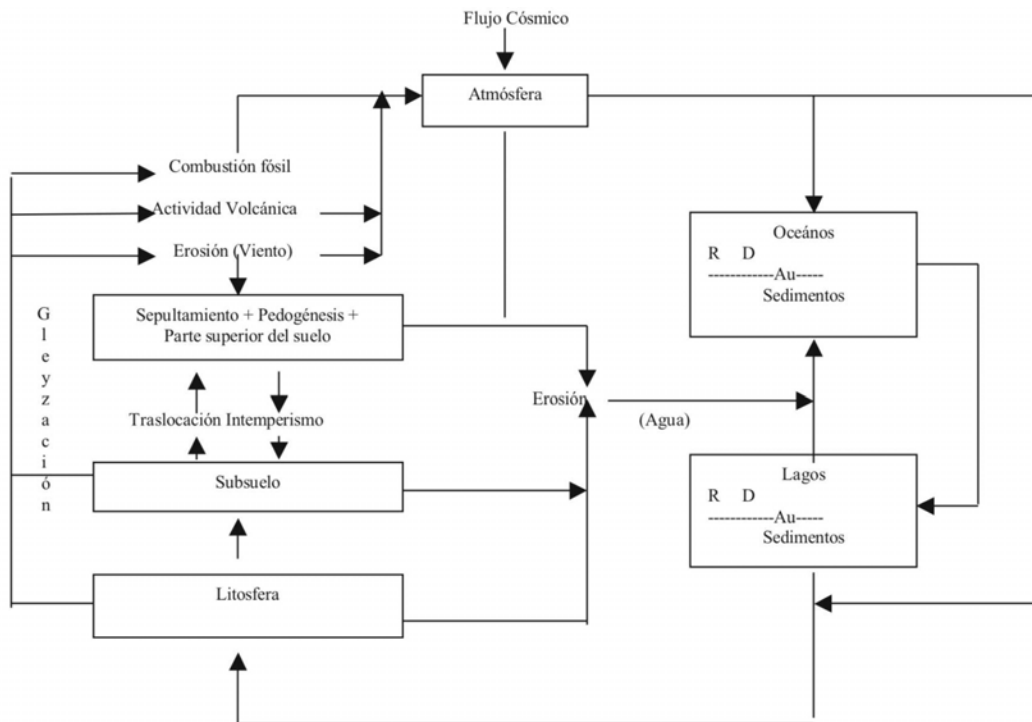


Figura 5.- Esquema de la dinámica de algunos procesos que involucran la formación y transformación de minerales magnéticos, donde R.-Resuspensión, D.-Deposición. Au.-Autogénesis. Tomado de Thompson y Oldfield, 1986.

II.2 Magnetización y Ciclos de Histéresis

La magnetización es la suma de los momentos magnéticos de cada átomo por unidad de volumen, que describen el comportamiento de cada material en respuesta a la aplicación de un campo magnético. La magnetización depende de la composición mineralógica, origen y evolución de las rocas así como del campo magnético presente durante su génesis e historia geológica (apéndice I). Está dada por la presencia de minerales ferrimagnéticos o ferromagnéticos incluidos dentro de una matriz de minerales diamagnéticos o paramagnéticos.

Dentro de las magnetizaciones que presenta la materia (apéndice I), se encuentran la magnetización remanente natural (NRM), que se ve influenciada por el aporte de diversas magnetizaciones que adquiere el material con el tiempo. También hay un par de magnetizaciones consideradas como artificiales: a) la magnetización anhistórica remanente (ARM), que es la remanencia producida en el laboratorio por la aplicación de campos alternos decrecientes en presencia de un campo directo y fijo de baja intensidad; que puede ser utilizado para determinar el tamaño de partículas y la composición magnética de los minerales presente en las muestras; y b) La magnetización isoterma remanente (IRM) es un proceso de magnetización originado bajo la acción de un campo directo de alta intensidad (entre 0.1 y 9 T, dependiendo del equipo). Generalmente no ocurre en la naturaleza, aunque puede originarse por el impacto de rayos, por lo que es utilizada en la estimación de la mineralogía y tamaño de partícula en el laboratorio.

Cuando cesa la aplicación de un campo magnético sobre un material ferromagnético, el material no anula por completo su magnetismo, por lo que permanece un magnetismo residual. Para eliminar a éste se requiere de la aplicación de un campo contrario al inicial, ya que los materiales tienen una inercia a cambiar su campo magnético denominado como “*histéresis*” magnética. Cada material tiene su propio ciclo de histéresis que lo caracteriza, mismo que está en función de la composición y el espectro de coercitividades (Fig. 6). La coercitividad o fuerza coercitiva, es el campo requerido para reducir la magnetización a cero dentro de una muestra, a la cual se le ha aplicado un campo previamente.

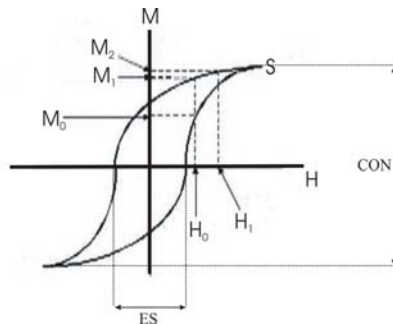


Figura 6.- Ejemplo de un ciclo de histéresis y los parámetros que se obtienen a partir de estos. M.-Magnetización, H.-coercitividad, S.-Magnetización de saturación, M_s- Magnetización remanente de saturación y H_c- Coercitividades remanentes, ES.- Estabilidad magnética y CON.- Concentración magnética. Modificado de Maher y Thompson, 1999; IFEnt.

II.3 Parámetros de magnetismo de rocas

Dentro del análisis de magnetismo de rocas, se hace uso de varias relaciones entre factores y parámetros magnéticos que aportan información sobre el comportamiento magnético que tienen las muestras en función de la mineralogía, concentración y tamaño de partícula magnética entre otros factores que se pueden determinar en las muestras. Entre los más utilizados se encuentran:

χ .- Susceptibilidad magnética, es la relación entre la magnetización inducida y la intensidad de un campo aplicado. Es medido en un campo alterno con intensidad menor a 0.1 mT, y es una primera aproximación de la concentración de minerales ferrimagnéticos (χ_f), paramagnéticos (χ_p) y del tamaño de partícula.

SIRM/ χ .- Relación útil en la estimación de la mineralogía magnética, donde los valores bajos indican la presencia de minerales antiferromagnéticos.

HIRM_x.- Magnetización isothermal remanente en campos altos, en este caso $x=300$ mT, se calcula como $(SIRM + IRM_x)/2$ y es útil para evaluar de forma cualitativa la concentración de minerales antiferromagnéticos con una alta coercitividad.

$\chi_{fd}\%$.- La susceptibilidad dependiente de la frecuencia, se calcula como $[(\chi_{lf} - \chi_{hf})/\chi_{lf}] * 100$, donde (χ_{lf}) es la susceptibilidad magnética en baja frecuencia y (χ_{hf}) lo es en altas frecuencias. Es un parámetro que permite identificar la presencia de material en estado superparamagnético (SP) (Dearing, 1996; Jordanova et al., 1997), aunque también es sensible al contenido titanio en muestras con titanomagnetitas (Wall y Worm, 2000).

χ_{ARM} .- Es la normalización de la ARM_{100} por un campo constante (50 μ T), es sensible tanto a la concentración de magnetita como al tamaño de grano magnético, siendo más efectiva para los estados SD y PSD.

χ_{ARM}/χ .- Se le utiliza como un indicador del contenido de magnetita de origen biológico, o del tamaño de partícula magnética (King et al., 1982).

S_x.- Se calcula como el cociente $-IRM_x/SIRM$ (donde x es el campo aplicado, en este caso $x=100$ y 300 mT), lo que permite ver lo “suave” o “duro” magnéticamente de los minerales al ser sometidos a un impulso producido por una corriente directa. S_{300} , con valores de alrededor de 0.85 y menores puede ser indicador de la presencia de material antiferromagnético dentro de la muestra analizada. Del mismo modo, S_{100} es utilizado para ver la variación en el tamaño de partícula con componentes de baja coercitividad de aquellas que no lo son, aunque no puede discriminar entre mezclas con alta coercitividad de las partículas finas con una baja (con valores entre 0.4 y 0.6, Robinson, 1986). Los valores de S_{100} del orden de 0.3 ó menores, al igual que S_{300} , son empleados para ver la contribución de antiferromagnéticos (Opdyke y Channell, 1996, Stockhausen y Thouveny, 1999).

ARM.- Es un parámetro sensible tanto a la concentración como al tamaño de grano de minerales ferrimagnéticos y útil en el cálculo de otros factores magnéticos, en este caso el campo máximo aplicado es de 100 mT.

ARM/SIRM.- Es una relación que, al igual que χ_{ARM}/χ_s , es utilizada como indicador de partículas que presentan dominios sencillos y pseudosencillos estables.

ARM₄₀/SIRM.- Relación que permite ver cualitativamente la estabilidad existente en las muestras, es decir, su dureza. Visto en un ciclo de histéresis, la estabilidad corresponde a la abertura que llega a presentar la gráfica.

ARM₁₀₀/ χ .- Este parámetro es sensible a la mineralogía magnética, ya que se ha observado que varía inversamente proporcional con la concentración de magnetita.

Ciclos de histéresis.- La combinación de los parámetros de histéresis, es decir, coercitividades (H_{CR} , H_C) y remanencias (M_R , M_{RS}) permiten tener una idea de la posible concentración, estabilidad y tamaño de partícula magnética. De este modo, la abertura que llegue a presentar el ciclo, es un indicador de la estabilidad magnética que predomina en la muestra; así como la amplitud del ciclo sugiere la concentración que tiene la muestra analizada. Además, la pendiente de las curvas, en los extremos donde alcanza a cerrarse, se asocia con el aporte de material paramagnético, al realizar la corrección por paramagnéticos, misma que es útil para inferir la cantidad de ferrimagnéticos que hay en el registro de χ .

Los investigadores han establecido relaciones entre los cocientes de los parámetros de histéresis (diagramas de Day), es decir, M_{RS}/M_S y H_{CR}/H_C , con los que han inferido el tamaño de partícula magnética presente en las muestras (*Day et al., 1977*). Lo que se logró establecer fueron los límites para muestras artificiales de titanomagnetitas bajo condiciones controladas, es decir, muestras de las que se conocían sus características (forma, tamaño, entre otras) previo al análisis magnético. De este modo, lograron delimitar el tamaño de partícula magnética en tres regiones principales dentro del diagrama, es decir, los dominios sencillos (SD) en la parte superior izquierda del diagrama, las partículas multidominio (MD) se localizaron en el extremo inferior derecho, y en la parte intermedia del diagrama se localizó al material pseudosencillo (PSD). Un grupo más, el de los superparamagnéticos (SP), fue ubicado por debajo de la región de los multidominio (**Fig. 7**). Aunque se han realizado estudios posteriores en los que se obtienen una mejor resolución de los establecidos en 1977 (*Dunlop, 2002; Li, 2003; Thieme, 2003*).

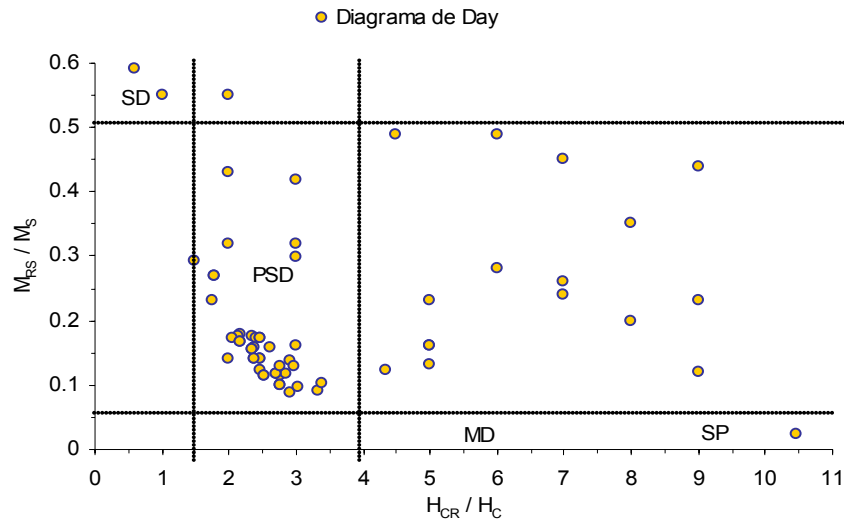


Figura 7.- Representación esquemática de los dominios magnéticos en un diagrama de Day. SP.- Dominio sencillo ($0.03-0.1\mu\text{m}$), PSD.- Dominio pseudosencillo ($0.1-0.2\mu\text{m}$), MD.- Dominio múltiple ($2.0 > \mu\text{m}$), SP.- superparamagnéticos ($0.03\mu\text{m} <$). Modificado de Day et al., 1977, Dunlop, 2002.

Existen diversas relaciones entre parámetros magnéticos denominados “*biplots*” que, junto con el análisis de otros parámetros magnéticos, permiten complementar la información sobre el tipo de mineral que contribuye a la señal magnética característica de un perfil.

H_{CR} vs. $SIRM/\chi$.- Permite inferir la presencia de algunos minerales magnéticos como goethita y hematita (Opdyke y Channell, 1996; Peters et al., 2002 y 2003).

ARM_{40}/ARM vs. $SIRM/\chi$.- Es útil para inferir la mineralogía magnética determinar la existencia de minerales como magnetita, titanomagnetita, greigita y pirrotita (Peters y Thompson, 1998).

$\chi_{fd}\%$ vs. $SIRM/\chi_{ARM}$.- Esta relación es útil para interpretar las distribuciones de coercitividad y tamaños que presentan los minerales magnéticos, es decir, hacia el extremo superior izquierdo (0-5%) se encuentra el material ferromagnético grueso con alta coercitividad. Lo opuesto (inferior derecho y mayor al 5%) es asociado a minerales ferrimagnéticos finos con baja coercitividad (Maher y Taylor, 1988).

χ vs. $\chi_{fd}\%$.- Se pueden asociar con el material del cual provienen los minerales magnéticos (Fig. 7a y b) contenidos en las muestras (Dearing, 1999).

χ vs. ARM_{100} .- Relación con la que se puede inferir la concentración y tamaño de los minerales de forma cualitativa, incrementándose la concentración de la parte inferior izquierda hacia la superior derecha, y el tamaño de forma inversa (Fig. 8c).

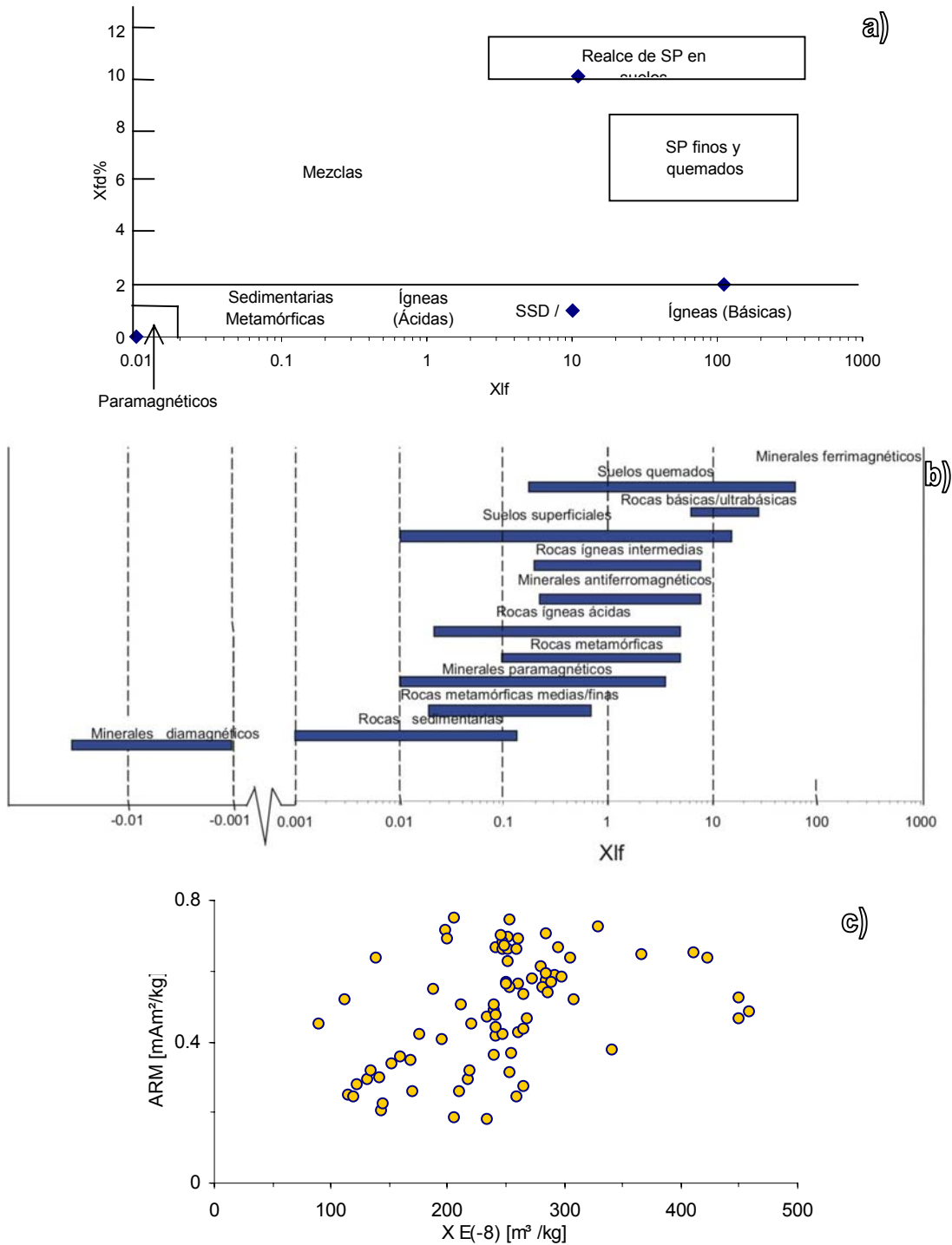


Figura 8.- Información que puede ser obtenida a partir de la correlación entre los parámetros y factores magnéticos. a y b) Información de la posible fuente que da origen a los minerales magnéticos a partir del registro de susceptibilidad magnética. c) Concentración y tamaño de partícula magnética. En color rojo (línea de eje), se indica la dirección en la que se incrementa la concentración magnética; y en azul (línea discontinua) la dirección en la que disminuye el tamaño de partícula magnética. Modificado de Maher y Taylor, 1988; Dalan y Banerjee, 1998; Dearing, 1999.

Marco Teórico

En la [Tabla 3](#) se resumen algunos de los parámetros y factores magnéticos más utilizados dentro de los análisis de magnetismo de rocas, así como la información que se puede inferir a partir de estos como son la concentración, tamaño, mineralogía, fuente, dureza y estabilidad magnética del material de estudio.

Parámetro	Mineralogía	Concentración	Tamaño	Fuente	Estabilidad
χ		*			
$\chi_{fd\%}$			*		
NRM		*			
ARM _x		*			
ARM		*			
IRM _x		*			
SIRM		*			
H _{CR}	*		*		
H _C					*
M _R	*				*
M _{RS}	*				*
S ₁₀₀			*		*
S ₃₀₀	*	*			
ARM ₄₀					*
SIRM/ χ		*			
ARM ₁₀₀ / χ		*			
ARM/SIRM			*		
ARM ₄₀ /SIRM	*				
χ_{ARM}		*			
χ_{ARM} /SIRM	*		*		
χ_{ARM} / χ			*	*	*
SIRM/ χ_{ARM}		*	*		
HIRM		*			*
χ vs. SIRM		*			
$\chi_{fd\%}$ vs. SIRM/ χ_{ARM}		*			*
χ vs. $\chi_{fd\%}$			*	*	
χ vs. ARM		*	*		
S ₁₀₀ vs. S ₃₀₀			*		*
$\chi_{fd\%}$ vs. χ_{ARM} /SIRM	*		*		
χ_{ARM} /SIRM vs. χ					
S ₁₀₀ vs. χ_{ARM} /SIRM			*		
χ vs. χ_{ARM} /SIRM		*	*		
χ_{ARM} / χ vs. χ_{ARM} /SIRM	*	*			
χ vs. H _{CR}				*	
H _{CR} vs. SIRM/ χ			*		
χ_f vs. χ_{ARM}					
χ_{ARM} / χ vs. χ_{ARM} / $\chi_{fd\%}$	*			*	
ARM ₄₀ /SIRM vs. S ₁₀₀	*				
ARM ₄₀ /SIRM vs. SIRM/ χ	*				
χ_{ARM} / χ vs. χ_{ARM} /SIRM		*		*	
χ vs. S ₃₀₀		*			*
χ vs. SIRM/ χ_{ARM}		*			
$\chi_{fd\%}$ vs. χ_{ARM} /SIRM		*	*		

Tabla 3.- Relación entre propiedades-factores magnéticos y la información que se obtiene a partir de ellos, King et al., 1982; Maher 1986; Opdyke y Channell, 1996; Thompson y Oldfield, 1986; Peters y Thompson, 1998; Peters et al., 2002; Verosub y Roberts, 1995; Evans y Heller, 1997; Maher y Taylor, 1988; Dearing, 1999; Jordanova et al., 1997; Stockhausen y Thouveny, 1999; Maher y Thompson, 1999.

**II.4 Propiedades Magnéticas
en Suelos**

Los principales minerales magnéticos en los suelos y loess son la maghemita, goethita y la hematita, (Maher, 1986; Schwertmann, 1988; Liu et al., 1993) y magnetita (Longworth et al., 1979). Se considera que la asociación de goethita-hematita (Schwertmann, 1988), es la más extendida de los óxidos de hierro, que se presenta en suelos de clima cálido. El aporte de goethita en los suelos es importante, para aquellos que presentan un buen drenaje y condiciones de humedad, mientras que la hematita predomina en ambientes más secos y condiciones altamente oxidantes. En suelos de climas cálidos, la asociación dominante de óxidos de hierro es el par goethita-hematita. Por otro lado, los procesos de oxidación-reducción se ven fuertemente vinculados con los efectos climáticos como la precipitación e incrementos de temperatura, que se reflejan en los parámetros magnéticos, como es el caso de la susceptibilidad magnética (Tite y Lenington, 1975).

Las propiedades magnéticas se ven afectadas por una diversidad de procesos y mecanismos de la naturaleza (Fig.9) que alteran el comportamiento de los materiales que constituyen las muestras por analizar, entre los que se encuentran (Thompson y Oldfield, 1986):

- Disgregación física.- Presente en el intemperismo físico, la erosión y transporte de material por medio de agua, hielo ó gravedad que produce una disminución en el tamaño de la partícula, con lo que puede cambiar la estructura cristalina de los minerales magnéticos dentro de la muestra por estudiar.
- Transporte y depósito.- Cuando el material removido no presenta rasgos de transformaciones químicas ni por disgregación, es la sedimentación la que más afecta a los procesos de formación tanto de las fracciones magnéticas, como de las no magnéticas de un material.
- Transformación química.- Relacionada con los procesos de intemperismo, génesis de suelos y la diagénesis de los sedimentos que tienden a presentar una transformación de hierro con carácter paramagnético a la forma ferrimagnética o antiferromagnética.
- Concentración y disolución.- Los minerales magnéticos primarios pueden presentar mayor resistencia dentro de un estrato que en un suelo durante el intemperismo, de tal manera que se concentran en la parte superior de la capa alterada (regolita). El crecimiento y acumulación de materia orgánica en los suelos afecta la concentración de minerales magnéticos, así como el depósito y precipitación del material que es portador de ellos.

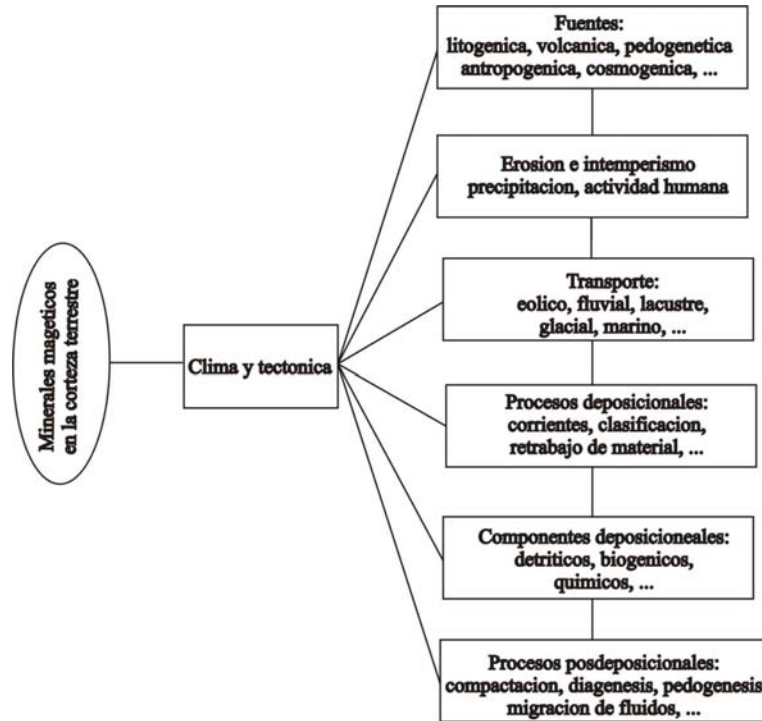


Figura 9.- Diagrama de la transformación de los minerales magnéticos en la corteza terrestre tomado de Verosub y Roberts, 1995.

Muchos de los minerales de los suelos (primarios y secundarios) presentan un comportamiento paramagnético, los suelos ricos en hierro son pobres en minerales ferrimagnéticos, por lo que el paramagnetismo tiene un aporte importante en la susceptibilidad total (Thompson y Oldfield, 1986). El aumento de susceptibilidad magnética (χ) en la parte superficial (“enhancement”) de estas secuencias se debe a (Maher, 1998):

1. Conversión de algunos óxidos de hierro (u otra fuente de hierro) débilmente magnéticos en minerales ferrimagnéticos, como es el caso de la magnetita y la maghemita.
2. Persistencia de estos minerales ferrimagnéticos en el suelo.
3. Concentración selectiva de minerales ferrimagnéticos resistentes a la alteración.

Los primeros estudios de magnetismo de rocas realizados en secuencias de suelos, utilizaron mediciones de χ por ser el parámetro más sencillo de determinar. En ellos se observó que la señal variaba con la profundidad y presentaba un incremento en la parte superficial, que se asocia a la formación de magnetita durante los incendios que sufrió el suelo (Le Borgne, 1955 y 1960). De hecho, las secuencias de loess-paleosuelos se han caracterizado por que los valores más bajos de χ , se localizan en el material parental de los suelos, ocasionado por el decaimiento en el contenido de minerales magnéticos; y los más altos en la parte superficial.

Marco Teórico

Con la evolución en la aplicación y desarrollo del análisis de magnetismo de rocas, han surgido nuevas propuestas para dar explicación al incremento en los registros de χ en la parte superficial de un perfil entre las que están: la reducción que presenta la goethita o hematita a magnetita, que posteriormente se oxida para formar maghemita, como consecuencia de la combustión de la materia orgánica, que origina un incremento de la temperatura y reducción en la atmósfera (Longworth *et al.*, 1979); procesos de fermentación ocasionada por un decaimiento en el contenido de materia orgánica, bajo condiciones anaeróbicas durante periodos húmedos, donde también se puede dar la reducción de la hematita. Por la acumulación preferencial de minerales litogénicos (Fine *et al.*, 1989); productos in situ de óxidos magnéticos, debidos a su génesis (Maher y Taylor, 1988), ó por la intervención de bacterias magnéticas, es decir, aquellos organismos que contienen magnetita cristalizada en forma intracelular en cadenas de SD que se polarizan a lo largo de un eje (Fassbinder *et al.*, 1990; Maher y Thompson, 1991; Moskowitz *et al.*, 1993) ó bacterias reductoras de hierro (Lovely *et al.*, 1987; Fisher, 1988).

Algunas de las hipótesis sobre el incremento en la señal magnética que se desarrolla sobre los suelos en la parte superficial, se ha relacionado con la descomposición de vegetación (Meng *et al.*, 1997); por la contaminación de partículas magnéticas, (Thompson y Oldfield, 1986); el grado de pedogénesis (Oches y Banerjee, 1996); el tipo de suelo estudiado y cambio dentro de los factores formadores de suelo (Shenggao, 2000); la humedad que presenta el suelo que puede controlar la producción pedogenética o destrucción de los minerales magnéticos (Liu *et al.*, 2003). Otras hipótesis consideran que es el aporte exterior de minerales magnéticos debido a causas naturales como las cenizas volcánicas, y factores antropogénicos como la contaminación industrial (Maher, 1986) las que le dan origen.

Diversos autores lo asocian a la contribución de partículas magnéticas ultrafinas (SP) en la parte superficial del perfil (Maher, 1988; Dearing, 1996); por pedogénesis y formación de sulfuros como la greigita (Stanjek *et al.*, 1994), por reacciones endotérmicas (lepidocrocita-maghemita), o exotérmicas como la recristalización de maghemita-hematita (Prezzi y Somoza, 2002). Incluso, se ha considerado que dentro de una secuencia, el suelo más viejo será aquel que presente un mayor aumento magnético en su parte superficial (Woodward *et al.*, 1994), lo que es aplicable para aquellos suelos derivados de loess como un indicador efectivo de las fluctuaciones climáticas. No así en los originados de rocas ígneas cuyos valores más altos, comparados con las secuencias de loess, corresponden al material parental. (Thompson y Oldfield, 1986; Lu 1991 y 1999; Oldfield, 1991; Yu y Lu, 1991).

A pesar de ser la susceptibilidad magnética (χ) el parámetro magnético más utilizado en estudios climáticos y ambientales, son pocos los trabajos que reportan una señal diferente a la ampliamente estudiada en estos registros, es decir, el típico incremento en la parte superficial de dichas secuencias e incluso de otros ambientes. Un comportamiento atípico de dicha tendencia, es cuando los valores más bajos de χ se presentan dentro de la parte superficial de la secuencia, mismos que se incrementan con la profundidad y que son asociados con el contenido de hierro presente en las secuencias.

Marco Teórico

En consecuencia, esto refleja la mineralogía magnética y las transformaciones a los que se vean sometidos los minerales como resultado de diversos procesos. De esta forma, algunas de las posibles causas que dan origen a este tipo de comportamiento magnético están relacionadas con condiciones de gran inestabilidad del paisaje, lo que puede reflejar cambios frecuentes de las condiciones paleoambientales y la intensidad del intemperismo a la que son sometidos los horizontes, alterando así la pedogénesis del suelo (*Johnson y Willey, 2000; Schellenberger, 2003*). Un proceso que puede dar origen al comportamiento atípico (disminución en la señal de χ , en la parte superficial de un perfil) es el ocasionado por lessivage, es decir, aquellos procesos que facilitan la movilidad de los minerales dentro del perfil hacia la parte más profunda del mismo que dan origen a la redistribución de los minerales magnéticos que han sido alterados como resultado de una disolución preferencial. (*Fine et al., 1989*).

La saturación de agua dentro del perfil durante gran parte del año, es otro factor importante ya que da lugar a la destrucción de minerales ferrimagnéticos. Los óxidos de hierro se reducen al someterse a condiciones anóxicas debido a la pérdida de Fe^{2+} por ser altamente soluble. Esto ocasiona que los suelos mejor “aireados” tengan una señal más intensa que los suelos que evolucionaron bajo condiciones gléyicas (*Geiss, 1999*). De esta forma, se ha observado que los suelos con presencia de condiciones hídromórficas, tienen valores más bajos que aquellos que no los presentan y que se desarrollaron sobre depósitos glaciales (*Grimley y Vepraskas, 2000; Grimley et al., 2004*).

El clima es otro de los procesos de gran influencia en este tipo de comportamientos, y cuyos indicios quedan registrados en el color de los horizontes (*Fang et al., 1999*). Así, en ambientes calidos, que favorecen la oxidación del hierro, se presentan colores rojizos, como resultado de la formación de Fe_2O_3 (*Kemp, 1985*). Esto puede ser indicador de cambios contrastantes en temperaturas y precipitaciones, reflejando así el grado de pedogénesis y erosión que se registran en la señal magnética, lo que da lugar a una nueva mineralogía magnética. (*Yao y Yu, 1989; Guo et al., 1993; Ming et al., 1999; Dearing et al., 2001; Wu et al., 2002*).

También se ha encontrado que un suelo a pesar de que se haya formado a partir del mismo material parental, puede presentar variaciones como resultado de su posición dentro de la paleopendiente (*Williams y Cooper, 1990*). Además, se ha observado la gran importancia del tipo de roca que da origen al suelo, es decir, la propia alcalinidad de la roca (*Yu y Lu, 1991*). Se ha sugerido que la ausencia de aumento superficial en la señal magnética dentro de una secuencia, se deba al aporte de material ferrimagnético fino-ultrafino que no proviene directamente de material parental pero que se ha formado durante el intemperismo y desarrollo de los horizontes superficiales. Aunque existe la posibilidad de presentar un enriquecimiento autigénico, como resultado de la formación de nuevo material ferrimagnético.

Marco Teórico

Otra opción latente que permite dar explicación a esta conducta magnética, es que se deba a la inclusión de material menos intemperizado, por lo que a pesar del desarrollo y transformación del suelo, estos no sean lo suficientemente intensos para enmascarar la señal magnética del material parental (*Shenggao, 2000*).

La naturaleza del material parental, es otro de los factores que tiene un papel primordial para entender el comportamiento de la señal magnética, sobre todo en materiales de origen volcánico, rico en minerales magnéticos que son heredados al suelo, y cuya señal magnética no se pierde fácilmente por la pedogénesis (*Ortega et al., 2004*).

III Metodología

III. 1 Trabajo de campo

La colecta de muestras se llevó a cabo en cuatro etapas de trabajo de campo: dos en los paleosuelos volcánico en México, y dos sobre secuencias de loess-paleosuelos tanto en Austria como en Rusia.

En Tlaxcala se obtuvieron cuatro secciones: una compuesta (suma de dos o más suelos incompletos) TX30 en marzo de 2003, y las secciones TX41, TX42 y TX43 en septiembre de 2004. TX41 comprende la parte superficial (P_S , horizontes A-ABt-Ah-E-EgBt-Btg1 y Btg2) y media (P_M , horizontes Btg1 y Btg2) de la secuencia, TX42 corresponde a la parte media (P_M), y TX43 se asocia a la parte baja (P_I , horizontes Bt1-Bt2-Bt3-Bt4-BtC-BC-C y tepetates), (Fig. 11). Se colectaron 14 muestras en marzo de 2003 a cada 0.3 m aproximadamente; así como 89 muestras en septiembre de 2004, con un espaciamiento de 0.1 m. También se cuenta con 6 muestras de rasgos pedológicos especiales en la sección TX30: denominados “cutanes”, que son recubrimientos de arcilla que se acumulan en el horizonte de iluviación (Bt) y que son resultado de procesos pedogenéticos superficiales en respuesta a modificaciones de textura, estructura o fábrica en superficies naturales del suelo (Fig.14). A estas modificaciones se les considera como un aspecto de la microestructura y pueden ser de arcilla (argilano), de tensión, de óxidos (sesquian o mangan) o de materia orgánica (Buol *et al.*, 2000).

De esta forma, con ambos muestreos (campana de 2003 y 2004), se logró tener una secuencia completa constituida por los horizontes: A-ABt-Ah-E-EgBt-Btg (1-2)-Bt (1-4)-BtC-BC-C-Tepetates, además de los cutanes. Estos últimos, son localizados entre 3.8 y 4.2 m aproximadamente dentro del perfil TX30; mismos que se han denominado como: cután rojo (QTR), cután gris oscuro (QTGO), cután parte inferior (QTPI), cután negro 1 (QTN1), cután negro 2 (QTN2) y cután gris (QTG).

Por otro lado, de las secuencias asociadas con loess se obtuvieron un total de 66 muestras, de las cuales 24 pertenecen a las secciones austriacas OB2 (horizontes E1-E2-Btg1-Btg2-Btg3-BCg y C); y OB6 (horizontes Ah-Eg1-Eg2-Btg1-Btg2-Btg3 y Btg4) (Fig. 16). Las 22 muestras restantes corresponden a la secuencia rusa, misma que está constituida por horizontes de tipo A-E1, E2, Bt1-Bt2-Bt3-BtC que sobreyacen a un suelo más antiguo con horizontes AB y Cg asignadas con el Pleistoceno Medio (Fig.19). En ambas regiones el espaciamiento se realizó a cada 0.3 m aproximadamente.

En campo se realizó una limpieza de los perfiles para contar con muestras no alteradas y poder observar de forma clara los horizontes y poderlos clasificar. El muestreo siempre se comenzó desde de la parte inferior de la secuencia hacia la parte superficial del perfil para evitar la contaminación con material que fue obtenido previamente. En promedio se colectaron alrededor de 300 g por muestra a lo largo de los perfiles.

III.2 Trabajo de laboratorio

Para esta etapa, se requiere de muestras secas previo a su análisis de propiedades de magnetismo de rocas, por lo que éstas se secan a una temperatura de 40 °C durante 24 horas. Posteriormente las muestras son cuarteadas y colocadas en recipientes de acrílico de 8 cm³ en las que se realiza la mayor parte de las mediciones de parámetros y factores magnéticos. La susceptibilidad magnética (χ) es medida en un campo alterno con intensidad menor a 0.1 mT; las lecturas son hechas tanto en alta frecuencia (0.47 kHz) como en baja (4.7 kHz), utilizando un susceptibilímetro Bartington MS2 y un sensor dual MS2B. Con estas mediciones, se puede tener una estimación del aporte de partículas SP a partir de la dependencia de frecuencias $\chi_{fd}\%$. Así mismo, la χ refleja la intensidad con la que penetra el campo al mineral y el grado de magnetización con respecto al campo en función de la frecuencia que es utilizada.

La magnetización natural remanente (NRM) y todas las remanencias artificiales se midieron con un magnetómetro Molspin Minispin Fluxgate. La magnetización anhistórica remanente (ARM_x) se obtuvo de la aplicación de campos directos e inversos constantes de 50 μ T sobre impuestos aun campo alterno decreciente, donde x es la intensidad del campo alterno aplicado (entre 20 y 100 mT), en un desmagnetizador Schonstedt GSD-1. La magnetización isothermal remanente (IRM) se obtiene aplicando pulsos electromagnéticos con un magnetizador ASC Scientific modelo IM-10. Se aplicaron, considerando campos directos e inversos intervalos discretos entre 5 y 1000 mT. En este caso se considera la adquisición a 1000 mT como el campo al cual la muestra alcanza su magnetización isothermal de saturación (SIRM), y es utilizado para calcular otros factores como los S _{χ} .

Se midieron coercitividades y remanencias con un magnetómetro de tipo Vibrating Sample Magnetometer (VSM-nuvo) con la aplicación de campos entre 0 y 1000 mT; éstos son útiles para determinar la magnetización de saturación (M_S) y la contribución paramagnética a la susceptibilidad magnética (χ_p). La contribución de la fracción paramagnética (χ_p), es la pendiente del ciclo original; por lo que el aporte ferrimagnético de la susceptibilidad (χ_f) se estima a partir de la diferencia:

$$\chi - \chi_p = \chi_f$$

La identificación de la mayor parte de la mineralogía se realizó principalmente por medio de la identificación de las temperaturas de Curie o Neel y las transiciones de Verwey de los minerales magnéticos dentro de cada perfil, ya sea por las variaciones de susceptibilidad magnética durante el calentamiento (κ vs. T) (Duff, 1979; Keefer y Schive, 1981; Özdemir y O'Really, 1981; Tarling, 1983); el monitoreo de remanencias (componentes e intensidad) y de susceptibilidad magnética durante mediciones de desmagnetización termal (d_T; Lowrie, 1990; Jordanova et al., 1997; Jelenska et al., 2005); o el análisis de mediciones de susceptibilidad y remanencias en bajas temperaturas, es decir, entre 10 y 300 K (Moskowitz et al., 1998; Muxworthy, 1999; Thieme, 2003; Yu, 2003; Sartori et al., 2005, en prensa).

Metodología

Las temperaturas de Curie fueron obtenidas a través de mediciones de susceptibilidad en altas temperaturas con un equipo Bartington (MS2, un sensor MS2W y un horno MS2WFP), las mediciones se inician a temperatura ambiente (20 °C) hasta los 700 °C como temperatura máxima, a razón de 7°C/min. aproximadamente en una atmósfera de aire. Este tipo de mediciones son útiles para la estimación de la mineralogía magnética dentro de la muestra, en la que se puede observar diferentes comportamientos en las curvas que se asocian a diversas fases mineralógicas, así como la posible transformación de estas durante el calentamiento o el enfriamiento.

Algunas muestras con una baja señal de susceptibilidad inicial (valores menores a 0.4 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$), fueron analizadas a través de desmagnetizaciones termales (d_T) con un equipo Thermal Specimen Demagnetizer Model TD-1. Para estas muestras, se prepararon mezclas de las muestras con cemento de alta temperatura Omega CC y posteriormente se les aplican tres pulsos electromagnéticos ortogonales entre sí: $x=1$ T, $y=0.5$ T y $z=0.1$ T, (Lowrie, 1990). El experimento inicia a temperatura ambiente y se van calentando las muestras hasta 700 °C, a intervalos cerrados y se lleva a cabo un monitoreo del comportamiento de las remanencias, χ y las componentes X, Y y Z ([apéndice I](#)).

Se cuenta con el análisis de dos muestras piloto con experimentos a bajas temperaturas, (susceptibilidad y remanencias) que corresponden a la transición entre los horizontes Btg1 y Btg2 (Btg1/Btg2), así como a un horizonte E. Éste tipo de mediciones (a bajas temperaturas) son una opción más dentro de los análisis de magnetismo de rocas, ya que permiten tener mejores resultados que los obtenidos en otros parámetros magnéticos, debido a que los sedimentos son altamente vulnerables a las alteraciones químico-mineralógicas durante las mediciones a altas temperaturas. De esta forma, los experimentos a bajas temperaturas permiten complementar al resto de las mediciones para tener una mejor caracterización del comportamiento magnético de las muestras analizadas.

La susceptibilidad magnética a bajas temperaturas, se analizó con un susceptómetro modelo 7130 AC LakeShore Cryotronics. Las frecuencias a las cuales puede operar se encuentran entre 10 y 10,000 Hz, con un rango de temperatura entre 15 y 300 K. El rango de campo aplicado que se puede utilizar es de 0 a 2000 A/m en corriente continua, o de 0 a 1500 A/m de corriente directa.

Metodología

Las remanencias a bajas temperaturas se midieron en un magnetómetro tipo Quantum Designs SQUID (MPMS2). El equipo opera a temperaturas que oscilan entre 2.1 y 300 K, y el campo que puede aplicarse es de 0 a 5 T. Este sistema de mediciones de propiedades magnéticas permite la identificación de la mineralogía magnética en función de las transiciones cristalográficas que se observan a bajas temperaturas, como la transición de Verwey. También es muy útil en la identificación de la distribución del tamaño de partícula magnética, especialmente en partículas ultrafinas y superparamagnéticas.

En inspecciones superficiales, se cuenta con observaciones de algunas muestras de mano con un microscopio estereográfico (Olimpos, SZPT), y el análisis de laminas delgadas con luz transmitida y nicoles cruzados con un microscopio petrográfico (Olympus, BX60) y mediciones por difracción de rayos X. Dichas mediciones, cuyos datos no se presentan en este trabajo, se realizaron con difractor Philips modelo 1130/96 sobre muestras de arcilla orientada y tratada con manganeso, glicerina y calentadas a 100, 350 y 550 ° C.

IV Área de estudio

IV.1 Barranca de Tlalpan (Tlaxcala, México)

La secuencia de paleosuelos de esta región se encuentra en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en el Estado de Tlaxcala. La FVTM, es un arco volcánico continental de tipo andesítico formado por una cadena de grandes estrato-volcanes calco-alcalinos con una orientación W-E de 1000 km de longitud y 200 km de ancho aproximadamente (*Del Castillo, 1974; Macías et al., 1997*). El clima dentro de esta zona (FVTM) varía desde el de alta montaña (F), seco (C) y el tropical lluvioso (A) (*Williams et al., 1998; Tanke y Gulik, 1989; García, 1988; Metcalfe et al., 2000*); con temperaturas promedio que oscilan entre 5 y 22 °C (*INEGI-3-IV.4.4*). La precipitación en la parte centro-sur de la FVTM oscila entre 600 y 2000 mm al año, y se ve afectado por la acción de los vientos del oeste que transportan la humedad del Pacífico en invierno hacia el interior del país y los vientos del este que durante el verano son los que la transportan del Golfo de México y el Caribe.

Las secciones analizadas provienen de la localidad denominada: “Barranca de Tlalpan (BT)” que se ubican en la porción NW del estado, entre los 19° 27’ 41.3” N y 98° 18’ 52.5” W a 2580 msnm y a 3 km de la ciudad de Tlaxcala (*Fig.10*). En la zona afloran en su mayor parte rocas volcano-sedimentarias. Su clima es en general templado sub-húmedo con lluvias en verano, con una temperatura promedio de 16 °C y una precipitación de 879 mm, aunque datos de SMN registran alrededor de 500 mm de precipitación pluvial en promedio (*INEGI-1 y 2, SMN, Cp, jespino*). Los suelos de esta zona están constituidos por vidrio o arena volcánica y presentan horizontes endurecidos (tepetates).

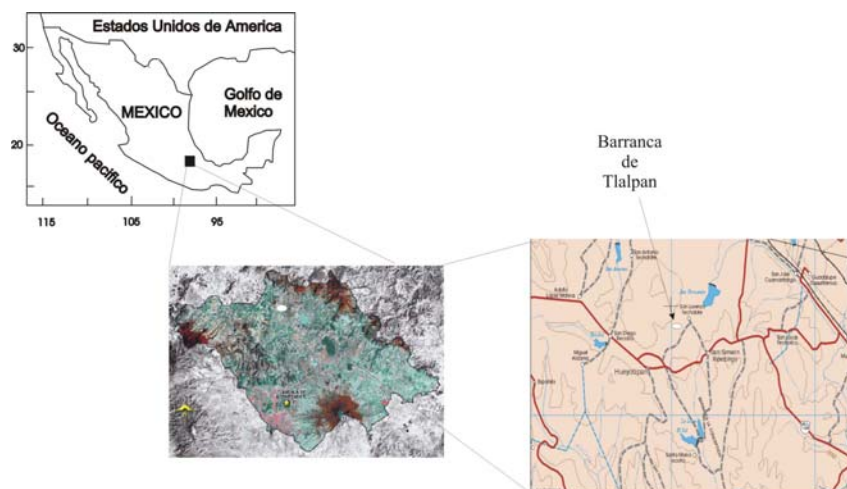


Figura 10.- Ubicación de la localidad Barranca de Tlalpan, en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), en el Estado de Tlaxcala. El círculo enmarca la ubicación de la Barranca. Modificado de INEGI 1 y 2.

Área de Estudio

Los paleosuelos de esta investigación corresponden a estudios recientes de la localidad (P₁), dentro de una secuencia de toba-paleosuelos que se retomándose de nuevo desde 2001; aunque existen trabajos de la región como parte de la investigación Puebla-Tlaxcala que corresponden al Proyecto México de la Fundación Alemana para la Investigación Científica en los años 70 y 80's (Werner 1976, 1978 a y b).

Se considera que la secuencia está constituida por siete paleosuelos, separadas por cenizas consolidadas (Solleiro et al., 2001; Ortega et al., 2004). A su vez, está ha sido agrupada en tres unidades (gris-parda y roja) además de un suelo moderno, mismo que se ha clasificado como un Feozem antrópico del Holoceno Tardío (Fig. 11).

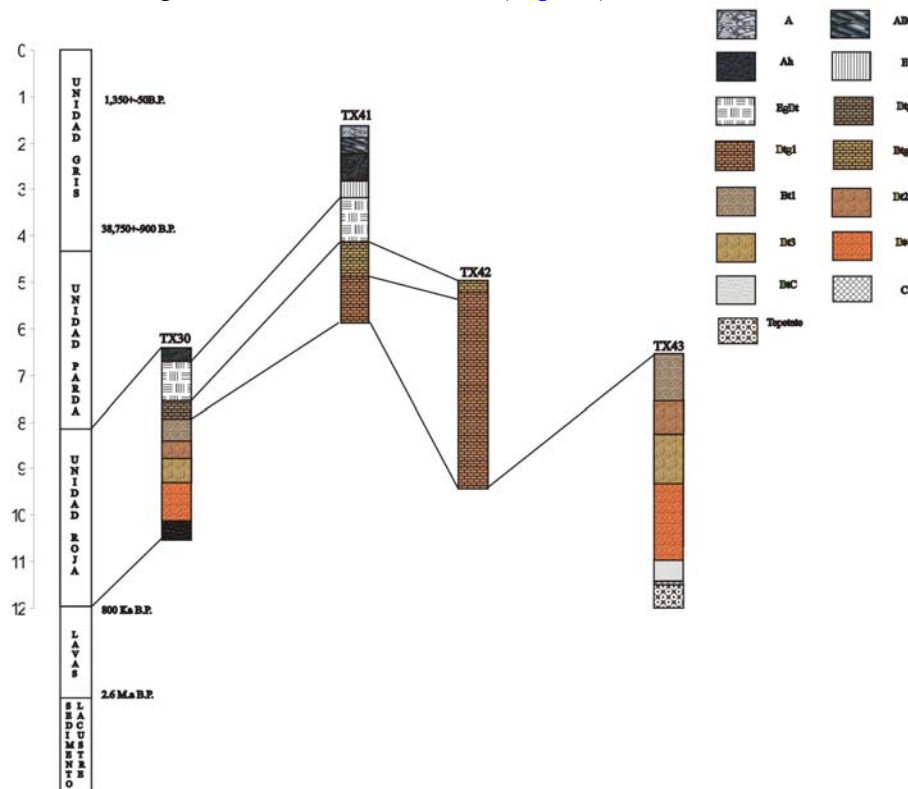


Figura 11.-Correlación esquemática entre las secciones del perfil estudiado en Barranca de Tlalpan de esta investigación, con estudios previos, modificado de Ortega et al., 2004. TX30.- sección compuesta muestreada en 2003; TX41 corresponde a la parte superior (P_S) de la secuencia; TX42 con la parte media (P_M) y TX43 a la parte inferior de la secuencia. (P) Las tres últimas secciones (TX41-43) corresponden al muestreo realizado en 2004. Modificado de Ortega et al., 2004.

De las tres unidades localizadas en el área de estudio (gris, parda y roja), es esta última que se ha considerado para el estudio. Las edades de estas unidades no ha sido establecidas con precisión, pero se sabe que la gris comprende desde el Holoceno hasta aproximadamente 50,000 años (Sedov y Solleiro, 2001). Aunque no se cuentan con fechamientos hasta el momento para ninguna de las secciones analizadas (unidad roja), para el tepetate le que subyace ha sido posible obtener un fechamiento en 800,000 años (Sedov, Cp).

Área de Estudio

Además, en la campaña de 2004 se encontraron trozos de dientes fosilizados, localizados entre el límite inferior de la unidad parda y la unidad roja (P_s , Fig. 13). En una interpretación preliminar (Dr. Mouloud Benami), los fragmentos pertenecen a restos de un caballo relativamente reciente que podrían ser asociados con el Pleistoceno temprano (Fig. 13). Tomando en cuenta la información y fechamientos que se tienen hasta el momento, y considerando que el periodo de formación de un horizonte Bt es de alrededor de 10,000 años, el grado de evolución que presentan los perfiles y la posición dentro de la secuencia; se considera que el paleosuelo de este estudio se desarrolló durante Pleistoceno la etapa isotópica 5e, es decir, hace 120,000 años aproximadamente (apéndice III; Birkeland, 1984 y 1992; Solleiro et al., 2001; Ortega et al., 2004). También en la parte inferior del estrato del cual se extrajeron los restos del fósil, se encuentra un afloramiento de lavas, misma que fue muestreada y datada por potasio-argón en 2.6 millones de años.

La unidad gris, está compuesta de dos paleosuelos separados entre sí por material endurecido (tepetates). La segunda unidad (parda), la conforman tres paleosuelos que presentan horizontes Bt bien desarrollados; y en la parte baja de la secuencia se encuentra la unidad roja, constituida por dos paleosuelos que presentan horizontes Bt bien desarrollados con alto contenido de arcilla. Las componentes piroclásticas de material parental son en su mayoría: plagioclasas, piroxenos, anfíboles, vidrio volcánico y minerales opacos, mismos que son escasos (Ortega et al., 2004). La unidad pedoestratigráfica analizada (unidad roja) han sido clasificada como Luvisoles crómico (Ortega et al., 2004). Estos Luvisoles se caracterizan por presentar la mayor parte de su horizonte B un matiz de 7.5 YR en la escala de colores de Munsell, y una pureza en húmedo mayor a 4, o a un matiz más rojo que 7.5 YR. Dicha escala asocia una escala para diversas tonalidades que puede presentar el suelo bajo condiciones tanto húmedas como secas, el 7.5, se asocia con un color amarillo-rojizo.

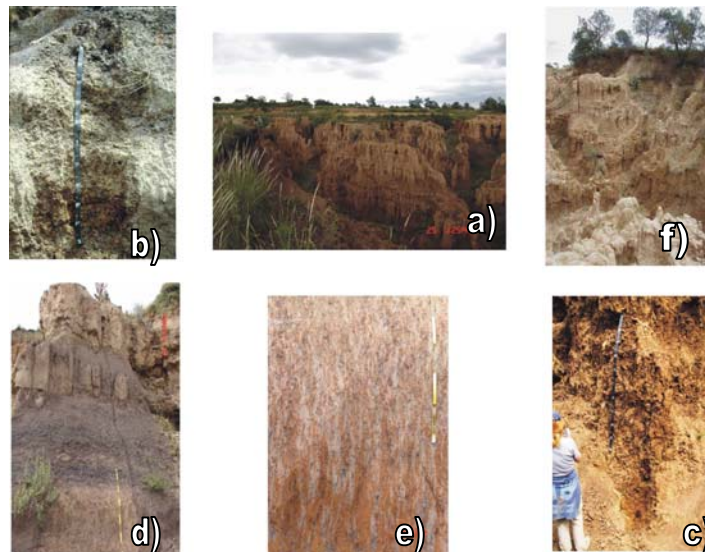


Figura 12.-Fotografías de las secciones de paleosuelos de origen volcánico que provienen de la localidad de Barranca de Tlalpan (BT), muestreadas durante las campañas de trabajo de 2003 y 2004. a) Vista panorámica de la localidad de Barranca de Tlalpan (BT). b) sección TX30 (P_s y P_{td}), c) sección TX30 (P_m y P_d), d) sección TX41 (P_s y P_m), f) sección TX42 (P_m) y g) sección TX43 (P_d).

Área de Estudio

En la [Tabla 4](#), se presenta una relación de los horizontes y perfiles que fueron muestreados durante las dos campañas de trabajo de campo.

TX30	No.	TX30	No.	TX41	No.	TX42	No.	TX43	No.
Ah	1	Bt1	2	A	1	Btg1	5	Bt1	6
EgBt	2	Bt2	2	ABt	2	Btg2	18	Bt2	4
Btg	3	Bt3	2	Ah	3			Bt3	6
		Bt4	4	E	2			Bt4	10
		BtC (1-2)	2	EgBt	5			BtC	7
		RC	6	Btg1	4			C	6
				Btg2	7			Tep	6
(P _S /P _M)		(P _I)		(P _S)		(P _M)		(P _I)	

Tabla 4.- Relación de muestras de las secciones de Barranca de Tlalpan en Tlaxcala (México), durante las dos campañas de trabajo. RC.- muestras con rasgos característicos de algún proceso que sufrió el suelo (cutanes). TX30 muestreo de la campaña de 2003, TX41, TX42 y TX43 muestreo de 2004. (P_S)- Parte superior de la secuencia; (P_M)- Parte media y (P_I)- Parte inferior.



Figura 13.- Fotografías de fragmentos de un diente de caballo fosilizados encontrados dentro de la región de estudio, que son asociados con el Pleistoceno.

IV.1.1 Horizontes

Los horizontes A (A, Ah y ABt) en general tienen una transición clara entre sí, un color gris oscuro a negro, con un espesor aproximado de 0.2 m en promedio dentro de cada uno de los perfiles, presentan una estructura bien desarrollada en bloques angulares y sub-angulares. En los horizontes E (E y EgBt) la transición es gradual y en algunas partes difusa, con un espesor de 0.75 m en promedio, tienen un color gris, pardo-amarillo en húmedo y blanco-amarillo en seco. La estructura que está constituida por pequeños bloques con prismas medios y pequeños. Los horizontes Btg, tienen entre 0.5 a 1 m de espesor en promedio, presentan un color pardo rojizo, además de concreciones de color rojizo. La estructura es en bloques y prismas, aunque no son tan evidentes. Se observa que en general los horizontes Bt (1-4) tienen una transición clara, un espesor de 0.7 a 1.4 m en promedio, se caracterizan por su color pardo y rojizo. Además, poseen una alta contenido de arcilla (40-60%), una estructura muy bien desarrollada y la presencia de cutanes. Los horizontes más profundos (BtC, C y tepetates) tienen un espesor promedio de 0.7 a 0.9 m y en el material parental (tepetate) con 0.8 m de espesor promedio dentro de la columna. La transición entre ellos es clara y los colores son pardos claros y rojizos.

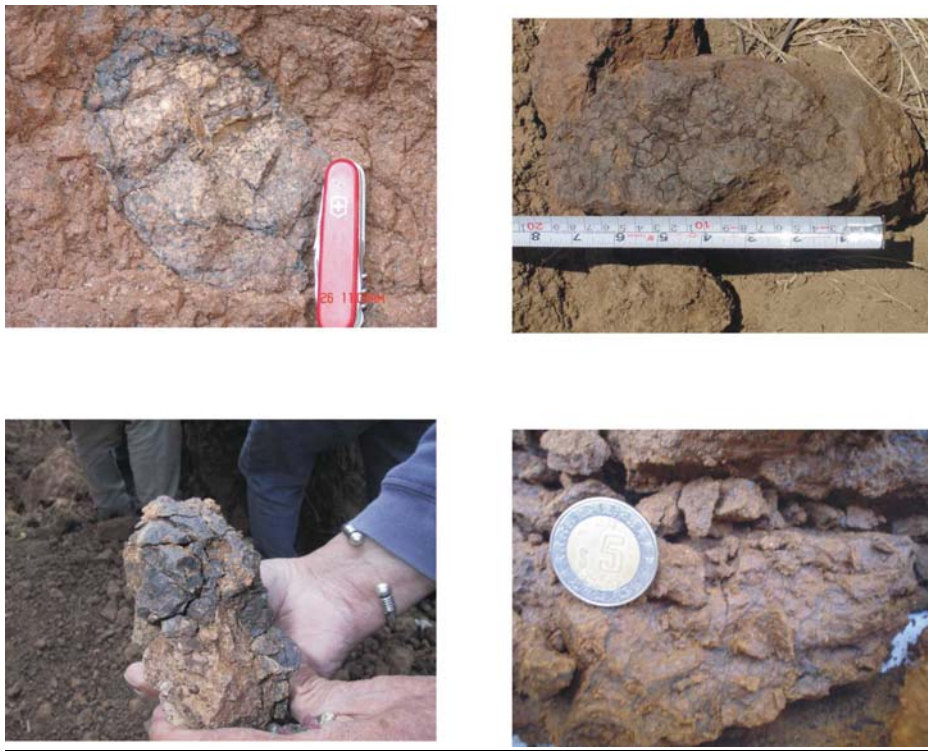


Figura 14.- Fotografías representativas de los cutanes que se encontraron en la localidad de Barranca de Tlalpan, en la parte inferior del perfil.

IV.2 Cantera de Pitchler
(Oberlaab, Austria/Alemania)

El sitio de estudio se encuentra en la localidad de Oberlaab, que se localiza a 80 km al NE de Salzburgo y 25 km SW de Linz, en los límites de Austria-Alemania (Fig. 15). Al norte existe una serie de cordilleras que incluye una porción de los Alpes del Tirol-Salzburgo y en la parte central de la región están los Hohe Tauern que culminan en el Grossglockner (elevación más alta, con 3,797 m) donde inicia el glaciar Pasterze, el más grande de Europa.

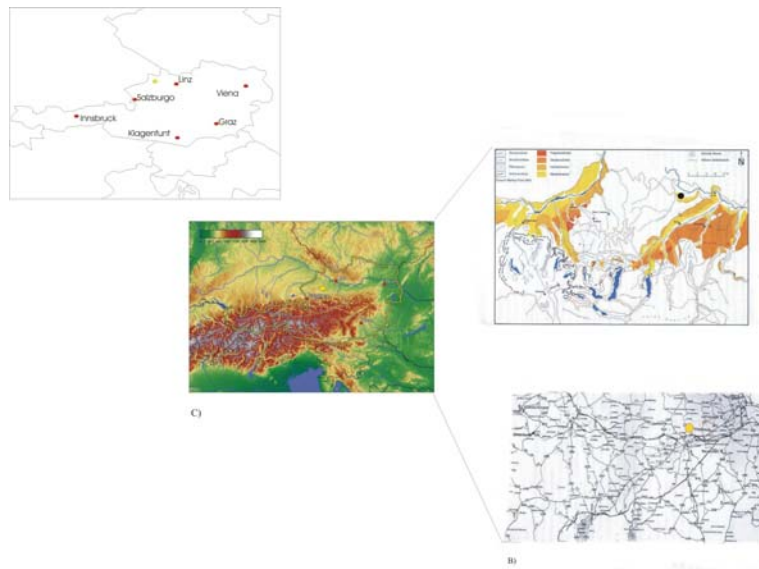


Figura 15.- Ubicación de la localidad de Oberlaab, de donde se obtuvieron las muestras para ser estudiadas y algunas características de la región. Tomado de Terhorst 2003a.

El clima se ve influenciado por la localización de masas de aire provenientes del Atlántico o el Mediterráneo y la presencia de vientos locales así como por vientos del oeste. La temperatura media anual de la región oscila entre los 6 y 9 °C, con una precipitación media anual de 1,000 a 1,300 mm, aunque en algunas partes como los valles interiores pueden registrarse entre 1,500 y 2,000 mm al año. Para la localidad estudiada, la precipitación es de 1169 mm al año y las temperaturas promedio de 8.9 °C, con los meses de junio-agosto como aquellos que registran las temperaturas más altas (estación meteorológica 11150).

Los depósitos sedimentarios de esta región se encuentran en depósitos gruesos y heterogéneos constituidos por sedimentos glaciales y periglaciales que provienen de los Alpes en un valle fluvio-glaciar formado durante las últimas glaciaciones del Cuaternario. Existen rasgos morfológicos que sugieren un relieve modelado por lo menos por seis eventos interglaciares (Steingruber y Terhorst, 2003), aunque se han llegado a identificar hasta nueve eventos que han afectado a la zona (Khol y Krenmayr, 1997).

Área de Estudio

Sobre los loess se encuentran paleosuelos con un desarrollo moderado y aunque no se cuentan con fechamientos hasta el momento, por la posición en la que se encuentran, se considera que comprenden más de 120,000 años de formación, lo que correspondería al periodo Eemian dentro del Pleistoceno (apéndice III).

Las secciones analizadas en este estudio (OB2 y OB6) se localizan entre 48° 12' 22.9"N y 14° 01' 39.2"E, en la parte occidental de la cantera Pichler de donde se extrae material para hacer ladrillos. Estos perfiles son asociados con el periodo de Eemian. Ambos perfiles también son análogos con las unidades OL5 y OL7 de una investigación previa de paleosuelos poligenéticos bajo condiciones reductomórficas que han sido descritas y analizadas anteriormente (Terhorst y Ottner, 2003 a y b; Fig. 16a).

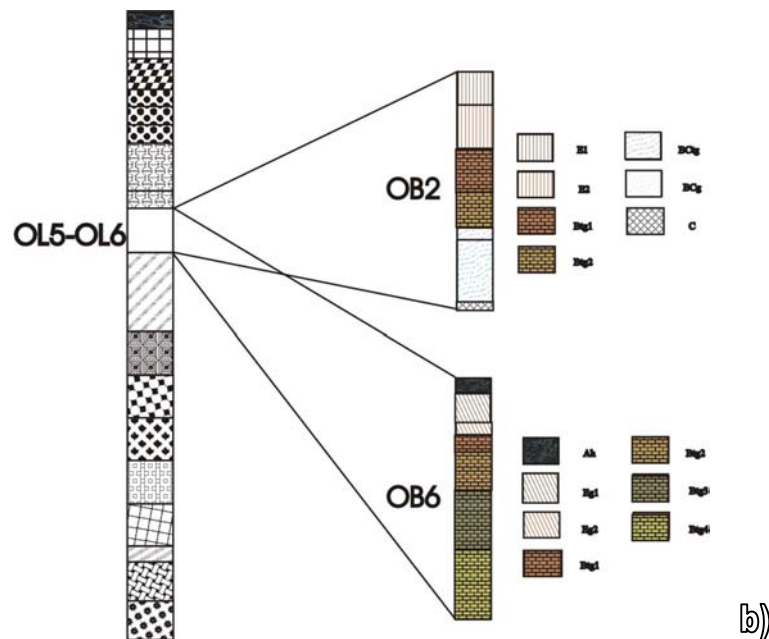
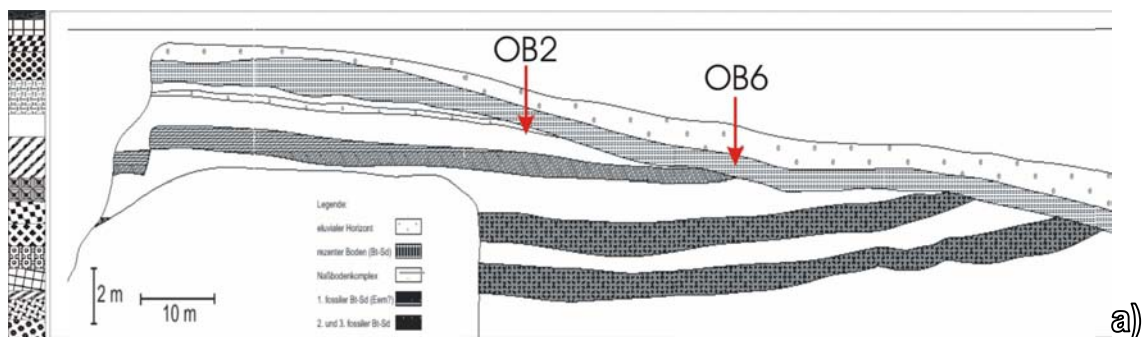


Figura 16.- Representación esquemática de la zona de estudio. a) Ubicación de los perfiles analizados, donde se muestra un acúmulo de la zona, lo que sugiere una superposición de procesos que se asocia con diversos eventos glaciales. b) Relación de los perfiles muestreados con estudios previos. Modificado de Terhorst et al 2001 y 2003b

Área de Estudio

Las unidades pedoestratigráficas se caracterizan por presentar un color amarillo-pardo con algunos lentes de color gris, evidenciando así los procesos de gleyzación, y algunas zonas de moteados con coloraciones rojizo amarillentos (Fig. 17). La transición de los horizontes en general es muy difusa y se observa la presencia de cutanes arcillosos. Además de la presencia de fuertes rasgos reductomórficos, con concreciones de hierro y manganeso, no se ha encontrado indicios de CaCO_3 , ni evidencia clara de erosión como en el resto de las unidades (Khol, 2000).



Figura 17.- Fotografías de los perfiles analizados en la cantera de Pitchler, en la localidad de Oberlaab (Austria-Alemania). De izquierda a derecha se encuentra la sección OB2 y OB6 respectivamente.

OB2 se considera como un suelo monogenético que se encuentra perfectamente separado de los suelos que le supra y subyacen por el material parental. En cambio el perfil OB6 lo está con un suelo poligenético, en él que convergen suelos de diferentes edades, por lo que sus propiedades originales se encuentran superpuestas (Fig. 16b).

En la Tabla 5, se presenta una relación del muestreo para ambos perfiles, mismos que han sido clasificados como Luvisoles Estágnicos, que son aquellos suelos que se caracterizan por presentar al suelo, por lo menos temporalmente y/o completamente saturado con agua superficial, a menos que esté drenado por un periodo lo suficiente grande que propicie las condiciones necesarias para que haya procesos reductomórficos.

OB2		OB6	
Horizontes	Muestras		Muestras
E1	2	Ah	1
E2	2	Eg1	1
Btg1	2	Eg2	1
Btg2	1	Btg1	1
BCtg	2	Btg2	1
BCg	3	Btg3	2
C	1	Btg4	3

Tabla 6.- Relación de las muestras asociadas con el periodo Eemian de la secuencia de loess-paleosuelos en la localidad de Oberlaab, Austria., RC- Rasgos característicos de algún proceso que sufrió el perfil (cután).

IV.2.1 Horizontes

El Horizonte E presenta un color pardo amarillento, con concreciones de color negro y pardo de hierro y manganeso, con un incremento tanto en la intensidad del color como en el contenido y diámetro de las concreciones con respecto a la profundidad. Su estructura es en bloques angulares que rompe en gránulos. Hay presencia de cutanes delgados, muy finos, de color pardo y grises, con fisuras rellenas. En la parte baja hay indicios de una eluviación incompleta (cutanes arcillosos sobre bloques quebradizos con grandes cantidades de moteados). En cambio, el Horizonte Btg (1 y2) tiene una transición gradual, su color es amarillento a pardo, continúa el incremento en el tamaño de las concreciones como en el horizonte anterior, se considera un horizonte con mejor estructura que los anteriores, que es en forma de bloques angulares a laminares bien definidos. Presenta cutanes gruesos de color gris que varían a coloraciones más pardas y disminuyen en concentración con la profundidad. El Horizonte BCg muestra un decremento en la cantidad de concreciones, no así en su diámetro. La estructura se conserva, es decir, en bloques angulares a sub-angulares con tendencias a ser laminar.

IV.3 Cantera de Alexandrovsky
(Kursk, Rusia)

El área de estudio se localiza en la planicie central de Rusia a 10 km del poblado de Kursk, en la provincia del mismo nombre, la cual limita con Ucrania. El perfil compuesto (MIK13) considerado para el estudio, proviene de la cantera denominada “Alexandrovski” a 51° 0’ N y 36° 19’ E, entre los 200-260 msnm (Fig. 18).



Figura 18.- Ubicación de los paleosuelos de origen eólico (loess-paleosuelos) que provienen de la cantera de Alexandrovski, en la provincia de Kursk, al SW de Moscú, (límites Ucrania-Rusia).

La cantera se encuentra en la parte de las llanuras que se considera no fueron cubiertas por el hielo durante el Pleistoceno (Fig. 19). La información meteorológica que proviene de una estación en Kursk, a 167 msnm y 51° 39’N y 36° 11’ E indica, como que la temperatura oscila entre -3 y 19 °C (promedio de cinco años), con julio como el mes con mayor temperatura y enero y febrero con las mínimas. La precipitación varía entre 3 y 7 mm (promedio de cincuenta y cinco años), siendo julio el mes con más precipitación y octubre el mes con el menor aporte.

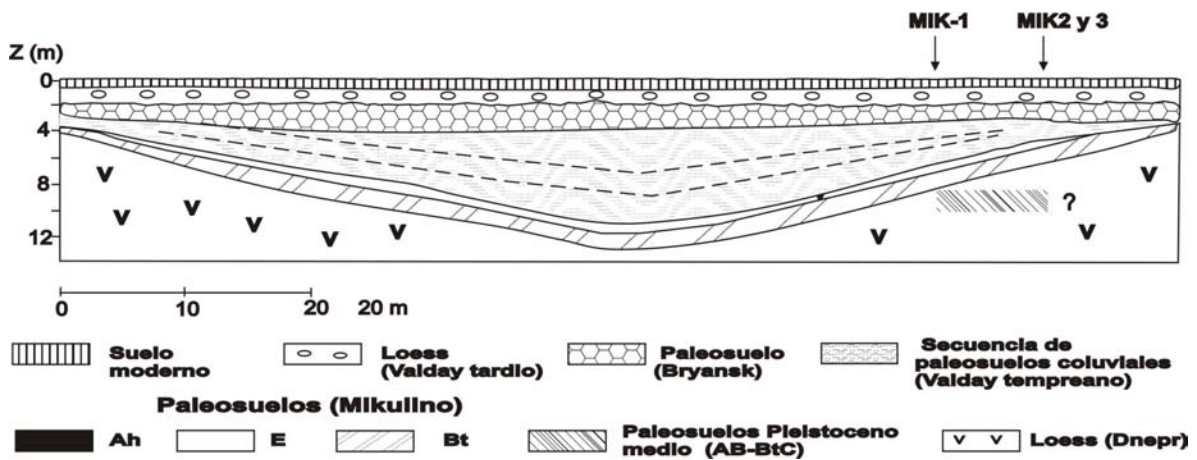


Figura 19.- Representación esquemática de la zona de estudio y ubicación de los perfiles. Tomado y modificado de Sycheva et al., 2003 y Sycheva 2004.

Área de Estudio

El perfil MIK 13, es un perfil compuesto construido a partir de las muestras de tres secciones (MIK1, MIK2 y MIK3), y ha sido clasificado como Luvisol álbico (Fig. 20). Este tipo de suelos se caracterizan por presentar un horizonte álbico en el primer metro del suelo, es decir, un horizonte E de color más claro que el resto del perfil. Al suelo estudiado le ha asignado una edad aproximada de 120,000 años, de acuerdo a su posición estratigráfica asociándose con el periodo Mikulino, que es correlacionable con el Eemian dentro de la nomenclatura de glaciaciones de Europa (apéndice III).



Figura 20.- Fotografías del perfil y las secciones analizadas en este trabajo, dentro de la cantera de Alexandrovsky. En la parte superior se muestra una imagen general del perfil; y de izquierda a derecha, la parte superior (MIK1-2) e inferior (MIK2-3).

En la [Tabla 6](#), se presenta una relación del muestreo que se realizó para esta área.

	Campaña	2003			
MIK-1		MIK-2		MIK-3	
Horizontes	Muestras	Horizontes	Muestras	Horizontes	Muestras
A	1	Bt3	1	BtC2	1
E	2	BtC1	1	BtC3	1
BtE	1			BtC4	1
Bt1	1			Cg	1
Bt2	2				
Bt3	2				
AB	1				
BtC	1				

Tabla 6.- Relación de las muestras asociadas con el periodo Eemian de la secuencia de loess-paleosuelos en la localidad de Kursk, Rusia, RC- Rasgos característicos de algún proceso que sufrió el perfil.

IV.3.1 Horizontes

El horizonte A tiene un límite ondulado y transición clara, presenta una textura arcillo-limosa, con manchas de pequeñas a medianas conformadas a manera de lentes color pardo-claro en una matriz de colores pardo-oscuro y pardo-grisáceo. El material de los lentes pardos claro es más limoso que el de los colores oscuros. En la parte más superficial del horizonte presenta un color pardo enriquecido en colores negros debido a la presencia de carbón producto posiblemente de un incendio. En general el horizonte presenta una estructura laminar (quizás no relacionada a procesos pedogenéticos, presentando el posible origen sedimentario). La superficie de estos agregados no presenta cutanes de arcilla y bloques angulares. El horizonte que le subyace (horizonte E) un límite ondulado con una transición marcada. Es de color pardo-grisáceo, con textura de migajón arcillo-limosa y/o limosa y estructura en dos categorías: laminar en bloques sub-angulares. Las superficies de las estructuras laminares están cubiertas por siltanes discontinuos que se incrementan con la profundidad. Se observa la presencia de fragmentos de carbón, pero en menor proporción que en los horizontes superiores, algunos fragmentos presentan formas angulares y alguna orientación. Hay concreciones de Fe-Mn de colores negros, negro-rojizos y pardo-rojizos; en general se observa que los agregados son más intemperizados. En la parte central del horizonte existe material humificado de color pardo-grisáceo a pardo-rojizo. El horizonte BtE presenta un límite es ondulado con una transición clara. Se observan agregados cubiertos por cutanes de arcilla, como carácter distintivo y son de colores pardos oscuros. La textura del horizonte es de tipo migajón limoso, los colores son pardo-amarillento con algunos horizontes grisáceos, además de algunos siltanes que son gris claro. La estructura es planar delgada y en bloques grandes, medianos y pequeños.

En los Horizontes Bt, se observa un límite ligeramente ondulado con una transición clara a difusa con la profundidad, la textura es de migajón arcillo-limosa y cuenta con una estructura perfecta y agregados grandes con tendencia a ser prismática, además de presentar planos delgados, bloques grandes (mayores que BtE) y grandes gránulos. Los gránulos construyen bloques grandes sub-angulares y planares. El tamaño y geometría de los agregados cambian fuertemente en comparación con el horizonte superior. El color es pardo-amarillento con moteados grisáceos blanquecinos, cuya intensidad se incrementa con la profundidad (en los agregados); aunque en la muestra de mano, (en la parte cortada por cuchillo) se observa un color pardo-claro a pardo-rojizo. Presenta cutanes de colores pardo-rojizos, por debajo de la cubierta de cutanes se observan recubrimientos de siltanes, aunque éstos están más concentrados en las paredes verticales de los agregados. Hay presencia de manganeso con un hábito dendrítico en la parte más baja del horizonte. También se observa la presencia de siltanes que se observan presentan colores grises-blancos en superficies horizontales y verticales, con algunos que se encuentran rellenando grandes fracturas con Mn. Los Horizontes BtC cuentan con límites ondulados y transición de clara que varía de acuerdo con la profundidad, es más limo-arcilloso que el horizonte superior, presenta colores amarillentos con motas pardo-rojizas en húmedo. En la parte baja del perfil hay motas verde-grisáceas de características de gley. En el centro de las motas de gley se observan concreciones de Fe rodeados por halos de color pardo-rojizo.

Área de Estudio

Su estructura es laminar y en bloques de diversos tamaños angulares grandes. Es un horizonte mayor con mayor contrastante que el anterior. Presenta laminaciones con alternancia de colores pardo-amarillento claro con pardo-amarillento oscuro. Las laminaciones claras tienen espesores aprox. de 1-2 cm., y las de color más oscuro son de 1-0.5 cm. Las laminaciones oscuras presentan ondulaciones con concentraciones de películas de arcilla. Este horizonte es cortado por fracturas en las que existen cutanes pardo-oscuros con algunos colores claros, algunas fracturas llegan a impregnarse de la arcilla presente en los cutanes, llegando a tener espesor de 2-5 mm. La textura es limosa y su estructura es planar y en bloques angulares. Además existen fracturas que atraviesan el horizonte, y se encuentran impregnadas por cutanes los cutanes son muy delgados de color rojizo sobre todo en las paredes verticales de los agregados. Además hay algunos siltanes en fracturas, junto con Mn.

El horizonte Cg se encuentra sobreyaciendo a los horizontes pardo-rojizos del suelo sepultado del Pleistoceno Medio. Se llegaron a observar algunos horizontes (mal expresados), que pueden asumirse como paleosuelos. Se observan algunas características de tensión y de gley expresadas por colores grises-rojizos. Tiene un color es pardo grisáceo (característico de propiedades gléyicas), textura de migajón-arcillosa y estructuras planares y de bloques angulares. No se observan cutanes en la superficie de los peds, ni en las fracturas, se observan algunos indicios de dilución de Mn. Las motas con propiedades gléyicas presentan un diámetro de 1 a 3 cm, presentando concreciones de Fe pardo-rojizas. En las paredes verticales de los agregados se observan carbonatos que se concentran en huellas de raíces. En el sentido horizontal hay una mayor concentración de carbonatos.

El horizonte AB, asociado al Pleistoceno, tiene un límite ondulado y una transición clara, textura de migajón arcillo-limosa. Se observan en planos delgados; y bloques angulares moderadamente desarrollados. Se incrementa la presencia de partículas de carbón de formas angulares y orientadas, hay poca presencia de concreciones de Fe-Mn. Existen siltanes en la superficie de los agregados, pero se observa una mayor concentración de ellos en este sub-horizonte oscuro. También hay presencia de colores rojizos en el horizonte, muy bien definidos, debidos probablemente al fuego.

El Horizonte BtC, que subyace al horizonte AB, tiene un límite muy discontinuo, una transición abrupta y tiene una textura de migajón-arcillosa, el color en húmedo es pardo-amarillo pálido, con motas pardo-grisáceas. La estructura es de prismas conformados por bloques angulares. Hay presencia de algunas superficies de los agregados que no presentan cutanes. Existen fracturas cubiertas por cutanes de color pardo-rojizo con algunas características de gley. En este horizonte los siltanes cubren a los cutanes Existen cutanes con Mn sobre las fracturas. Algunos siltanes aparecen también sobre las paredes verticales de los agregados.

V Resultados

V.1 Barranca de Tlalpan

Los resultados obtenidos dentro de esta localidad, reportan en general comportamientos similares entre sí, donde es posible observar una disposición a incrementarse con la profundidad, en varios de los parámetros estudiados, además de observarse que los valores de la sección compuesta de la campaña de 2003 (TX30) son mayores a los registrados en la campaña de 2004 (TX41 a 43). La mayor parte de los cambios relativamente abruptos tienden a corresponder a la transición entre horizontes fundamentales. Los horizontes superficiales (A-ABt-Ah y E-EgBt) ubicados dentro de las secciones TX30 en la parte superior (P_S) y la parte media (P_M), así como en TX41 (P_S), presentan una señal de κ vs. T ruidosa debido a la poca cantidad de minerales ferrimagnéticos dentro de estos horizontes, lo que se ve reflejado en las bajas lecturas de χ entre otros parámetros.

V.1.1 Mineralogía Magnética

En algunos de los horizontes se practicaron ambos métodos (desmagnetización termal y κ vs. T) para corroborar los resultados obtenidos. En ambos procedimientos, los intervalos de temperaturas registradas son muy similares, aunque en la desmagnetización termal se observan algunas posibles fases que no se alcanzan a distinguir en los experimentos de κ vs. T (Fig. 21 y 22).

A) Susceptibilidad vs. Temperatura

La mayor parte de estas mediciones (κ vs. T), se caracterizan por presentar un comportamiento reversible. Sólo los horizontes de las secciones TX42 y TX43 en su parte media (P_M) e inferior (P_I) tienen curvas relativamente más homogéneas y mejor definidas (Fig. 21b, i, k, l y m). Aunque los rangos de temperaturas varían entre cada uno de ellos, la resolución de este método indica la existencia de dos fases en los horizontes profundos (Fig. 21h, k, l y m) y una sola fase hacia la superficie (Fig. 21b, c y d). La mayor parte de los horizontes Btg (1 y 2) presentan dos fases magnéticas alrededor 200-250 y 580 aproximadamente, aunque existen fluctuaciones entre los intervalos, las temperaturas son similares (Fig. 21a y b). Por otro lado las pruebas comparativas realizadas, entre este método y el de desmagnetización térmica, sobre estos horizontes señalan la presencia de al menos tres cambios importantes en las pendientes para el horizonte Btg2 que alrededor de 120, 300-330 y 580 °C (Fig. 22i). En cambio el horizontes Btg1 presenta un amplio espectro de temperaturas agrupado en al menos cuatro fases ubicadas entre 120, 200-300, 500-580 y 650 °C aproximadamente (Fig. 22f, g), lo que resulta ser más claro en la sección TX41 (Fig. 22h). Los horizontes Bt (1-4) poseen curvas reversibles excepto por la muestra de un horizonte Bt2, dentro de la sección TX30 (Fig. 21d). Estos horizontes tienden a presentar una sola fase magnética que se localiza alrededor 500-550 °C (Fig. 21c, d y e).

Resultados

Algunas de las muestras más profundas (Bt4, p.ej.) llegan a tener dos fases magnéticas que se encuentran entre los intervalos 150 y 550-580 °C (Fig. 21g y h). Los horizontes BtC, BC, C y tepetates tienen en su mayoría dos fases alrededor de los 100-200 y 500-580°C aproximadamente (Fig. 21i, j, k, l, y m), y con excepción de una muestra asociada con BC (TX43), dentro de este conjunto de horizontes, el resto de las muestras son reversibles (Fig. 21j). Además, la comparación realizada entre esta técnica y la desmagnetización termal en un horizonte BtC, indica la presencia de tres fases magnéticas (d_T) dentro de los intervalos 100-120, 300-350 y 500-580 °C, con un decremento relativamente homogéneo en la componente X (Fig. 22i).

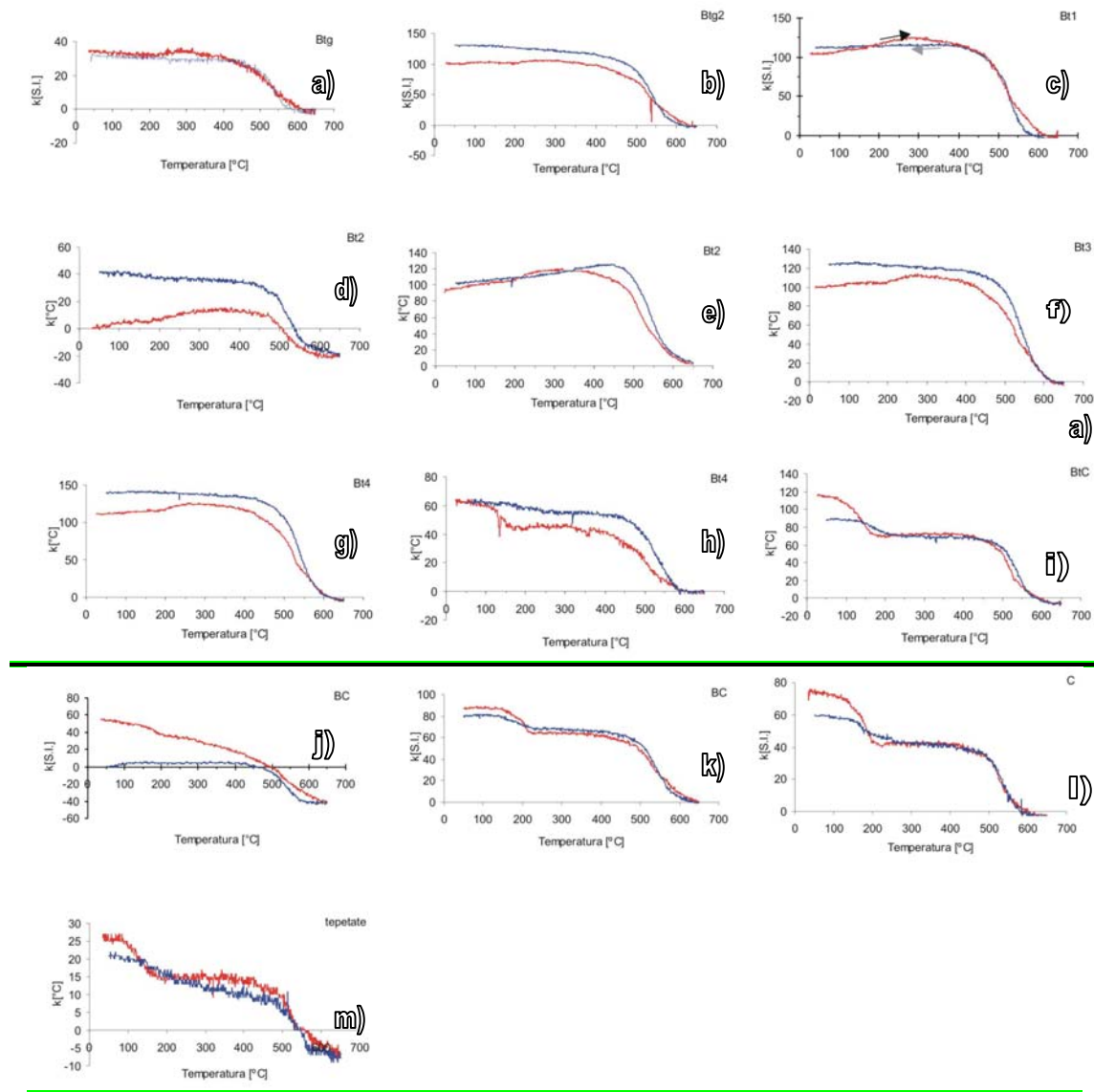


Figura 21.- Curvas representativas de los diferentes comportamientos obtenidos con mediciones de susceptibilidad vs. Temperatura en los horizontes de la localidad de Barranca de Tlalpan (PM y PI) en las cuatro secciones (TX30, TX41, TX42, TX43). La línea de color rojo representa la medición de calentamiento (flecha negra), y en color azul, el enfriamiento (flecha gris).

B) Desmagnetización
Térmica (d_T)

Las curvas d_T indican más variaciones en las tres componentes (X, Y, Z), registrándose una estrecha relación de las componentes de mayor dureza (X y Y) con respecto a la componente suave (Z). Es decir, en general existen decrementos significativos en la componente Z que corresponden con incrementos en las componentes X y Y. Las temperaturas de Curie y/o Neel obtenidas, nos indican la presencia en general, de un mayor número de fases magnéticas en la parte superficial del perfil; donde prevalece una tendencia hacia material magnéticamente más duro. Durante el proceso de desmagnetización, se puede observar que la intensidad inicial de la componente Z es mayor para aquellos horizontes cercanos al material parental (Fig. 22), lo que indica una mayor cantidad de material magnéticamente suave. Algunas de las curvas se caracterizan por una inversión (sobre todo en la componente Z) alrededor de los primeros 50 °C (Fig. 22d y h). Esto puede sugerir la existencia de minerales con una fase magnética más dura que da origen a la formación de nuevos minerales con una fase más suave como resultado del proceso.

Los horizontes A (A, ABt y Ah) presentan gráficos con escasos cambios en la componente X, y en general tienen cuatro decrementos en la componente Z, que se ubican a 80-120, 300-350, 450-580 y 600-650 °C (Fig. 22a, b y c). El horizonte E presenta una inversión al comienzo de la curva y tres cambios de pendiente alrededor de 325, 500 y 675 °C (Fig. 22d). En cambio el horizonte EgBt, presenta una curva similar a la de los horizontes A, aunque con un espectro de temperaturas más amplio que en general, se localiza en tres cambios importantes en la componente Z ubicados a 100-120, 300-340 y 580 °C (Fig. 22e).

Resultados

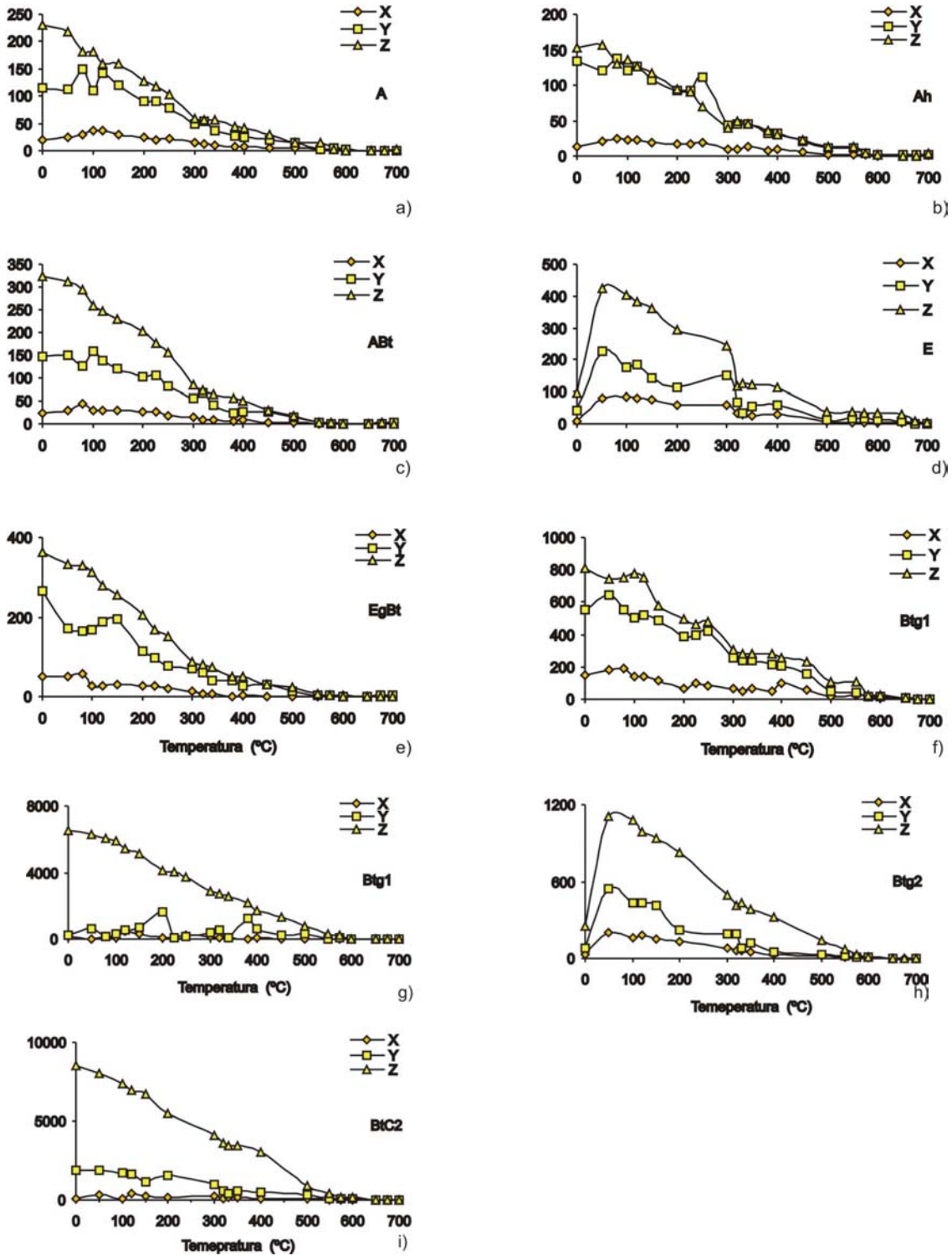


Figura 22.- Curvas por desmagnetización térmica para algunas de las muestras superficiales del perfil de Barranca de Tlalpan, así como algunas muestras comparativas de horizontes de la parte media e inferior de la secuencia que también se analizaron por el método κ vs. T .

V.1.2 Magnetización Isotermal Remanente (IRM)

Las curvas presentan un comportamiento semejante y homogéneo a lo largo de las cuatro secciones, con escasos y ligeros cambios durante la obtención del IRM (Fig.23). En general, existen dos comportamientos que rigen la adquisición de IRM de las muestras:

a) en los horizontes superficiales se tienen curvas con pendientes muy suaves durante la aplicación de campos bajos (300 mT o menos); comenzando a saturarse, cuando lo llegan a ser, en campos altos alrededor de 500 mT (Fig. 23a y d).

b) los horizontes más profundos presentan curvas cuyas pendientes son más abruptas con respecto a los horizontes superficiales, en campos menores a 300 mT. La mayor parte de las pendientes cambia en campos que oscilan entre 100 y 200 mT aproximadamente, alcanzando a saturarse alrededor de 300 mT (Fig. 23b, c, e y f).

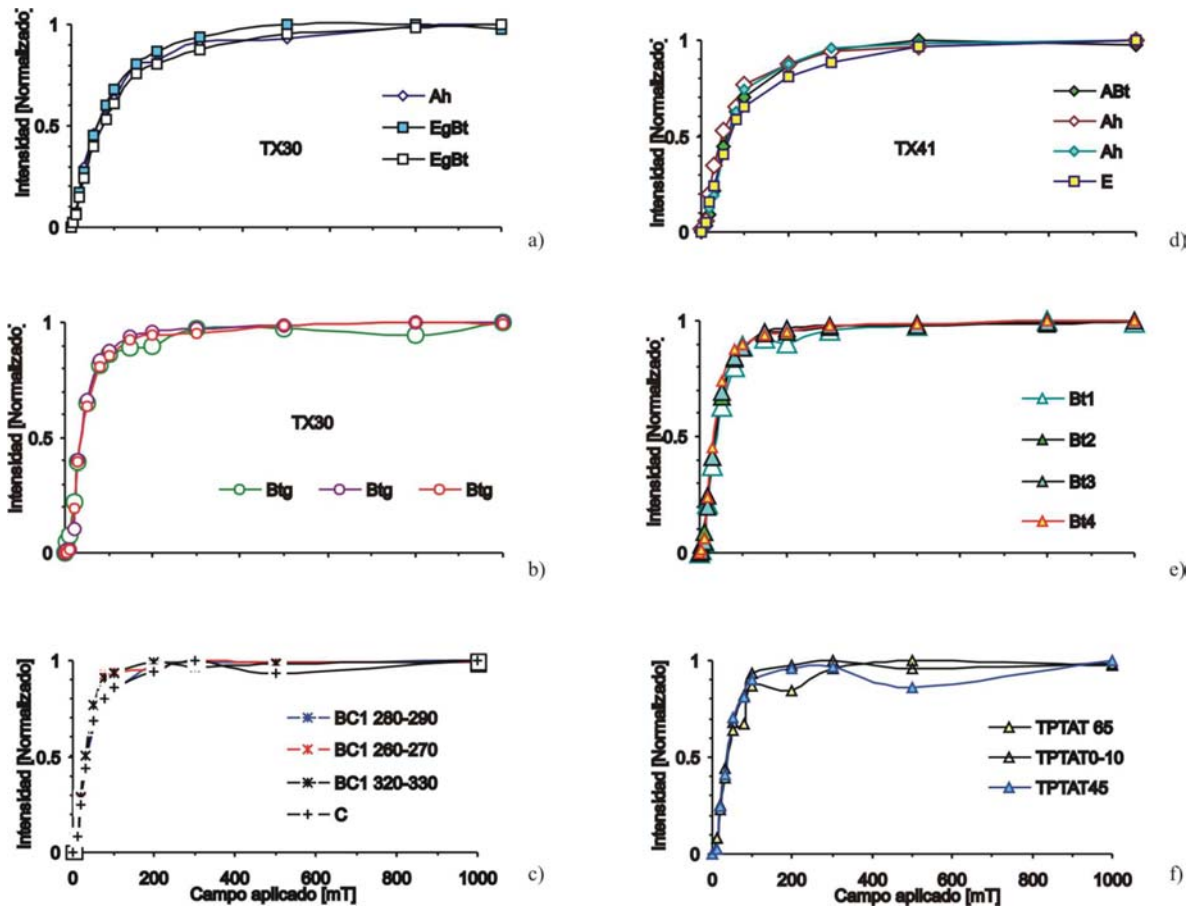


Figura 23.- Curvas representativas del comportamiento de los horizontes de durante la adquisición de IRM, para muestras de las dos campañas de trabajo (2003-2004) en la localidad de Barranca de Tlalpan.

V.1.3 Ciclos de histéresis

Los ciclos son cerrados, estrechos y alargados, donde se puede identificar que las cuatro secciones se caracterizan por tener un incremento de las magnetizaciones (M_R y M_{RS}) con la profundidad, donde las más bajas se ubican en los horizontes superficiales (A-EgBt) y las más altas en los horizontes profundos (Fig. 24a, b, y d). Las coercitividads más altas se localizan en los horizontes superficiales, y se ven disminuidas hacia la parte baja de los perfiles. Además, gran parte de los ciclos no alcanzan a cerrarse en sus extremos, presentando muy poca abertura. Dicha abertura puede ser resultado de la sensibilidad del material a la agitación térmica de las partículas magnéticas y/o condiciones propias del proceso de medición, ya que difícilmente puede ocurrir este comportamiento de forma natural (Jackson, Solheid y Carter; C.p.). También puede observarse ligeras tendencias con formas de “avispa” en las ventanas de los ciclos. En los horizontes medios (Btg) y profundos (Bt, BtC, BC, C y tepetates), a diferencia de los superficiales que cuentan con una amplia contribución de minerales paramagnéticos, presentan incrementos en sus pendientes hasta tener ciclos más definidos y parecidos a un ciclo teórico, es decir bajo condiciones controladas en el laboratorio (Fig. 24e, f, g, h, i, j y k). Existen algunas muestras (Bt2 y BC) que no llegan a cerrarse en sus extremos e incluso la abertura es mayor que la registrada en los horizontes superficiales (Fig. 24g y j). El resto de las muestras tiende a cerrarse en los extremos de sus ciclos. Estos horizontes (P₁) tienen una mayor inestabilidad magnética; la forma de los ciclos en TX30 sugieren concentraciones relativamente más bajas que el resto de las secciones dentro de estos horizontes, aunque se conserva, el mismo comportamiento dentro de cada horizonte.

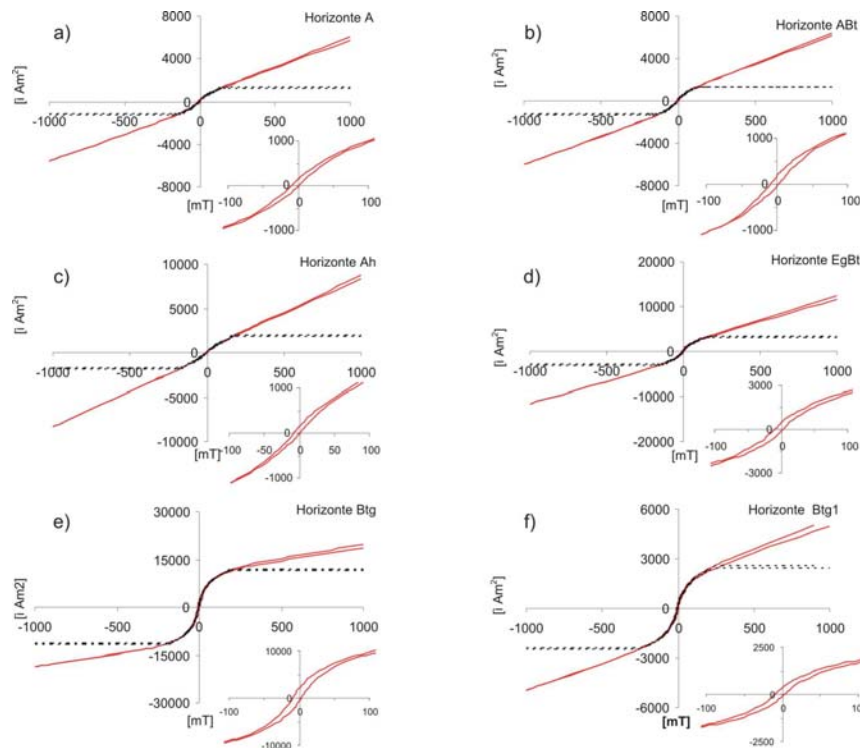


Figura 24.-Ciclos de histéresis de las secciones estudiadas, donde se presentan los comportamientos mas representativos que registraron los horizontes que constituyen al perfil (BT).

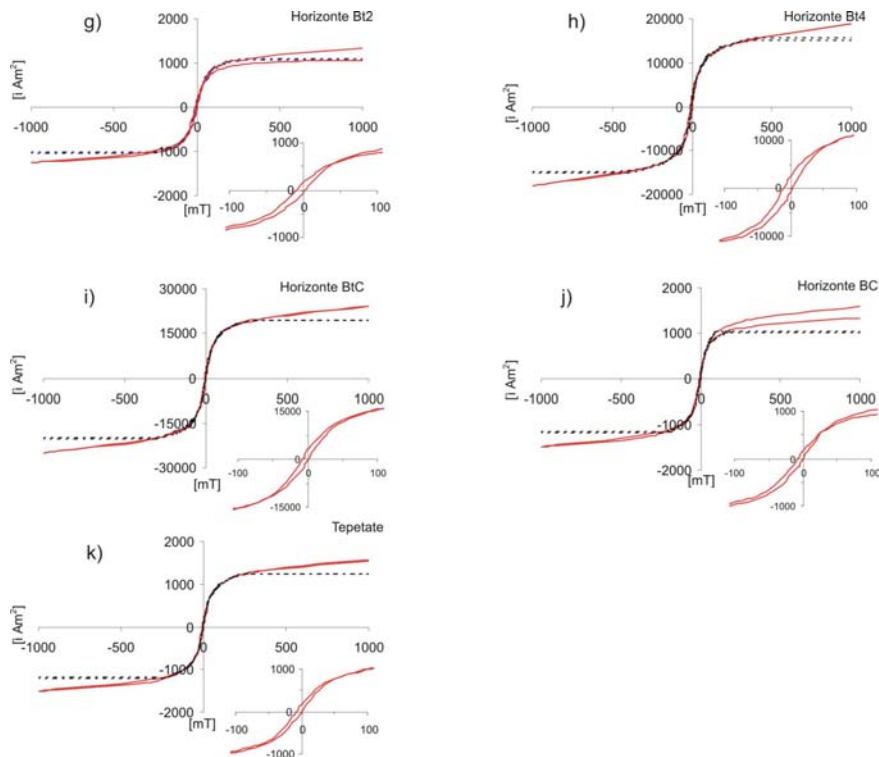


Figura 24, (continuación).- Ciclos de histéresis de las secciones estudiadas, donde se presentan los comportamientos mas representativos que registraron los horizontes que constituyen al perfil (BT)

V.1.4 Susceptibilidad magnética y desmagnetización a bajas temperaturas (10-300K)

Se realizaron mediciones a bajas temperaturas para dos muestras piloto en los horizontes de la parte superior (P_S) y media (P_M) de las secciones. De este modo, se cuenta con el análisis de perdida de remanencias y susceptibilidades a diferentes frecuencias, para las muestras de un horizonte E, dentro de la sección TX41, y en la transición entre los horizontes Btg1/Btg2 en la sección TX42.

Las curvas de desmagnetización son muy similares, sobre todo en el calentamiento, donde la curva del horizonte E presenta una mayor pendiente entre 10 y 40 K, con respecto a la del horizonte Btg1/Btg2; y posteriormente ambas curvas presentan una menor pendiente, con decrementos paulatinos hasta 300 K (Fig. 25b y d). No se observan cambios súbitos en la pérdida de remanencia que sugieran una transición de Verwey ó de Morin. En cambio la desmagnetización durante el enfriamiento se distingue por tener curvas con tendencias diferentes entre sí, es decir, el horizonte E no cuenta prácticamente con cambios en la pendiente durante el enfriamiento, excepto por los extremos, donde se presentan cambios mínimos, por lo que se puede considerar que presenta un decremento homogéneo en la mayor parte de la medición; (Fig. 25a).

Resultados

Por el contrario, la muestra del horizonte de transición Btg1/Btg2 presenta dos conductas diferentes: la primera con una forma convexa entre 10 y 110 K; seguido de un súbito incremento con el cual comienza una tendencia cóncava en la mayor parte de la medición que disminuye conforme aumenta la temperatura, donde el límite entre ambas tendencias sugieren una transición de Verwey propia de la magnetita con impurezas (Fig. 25c).

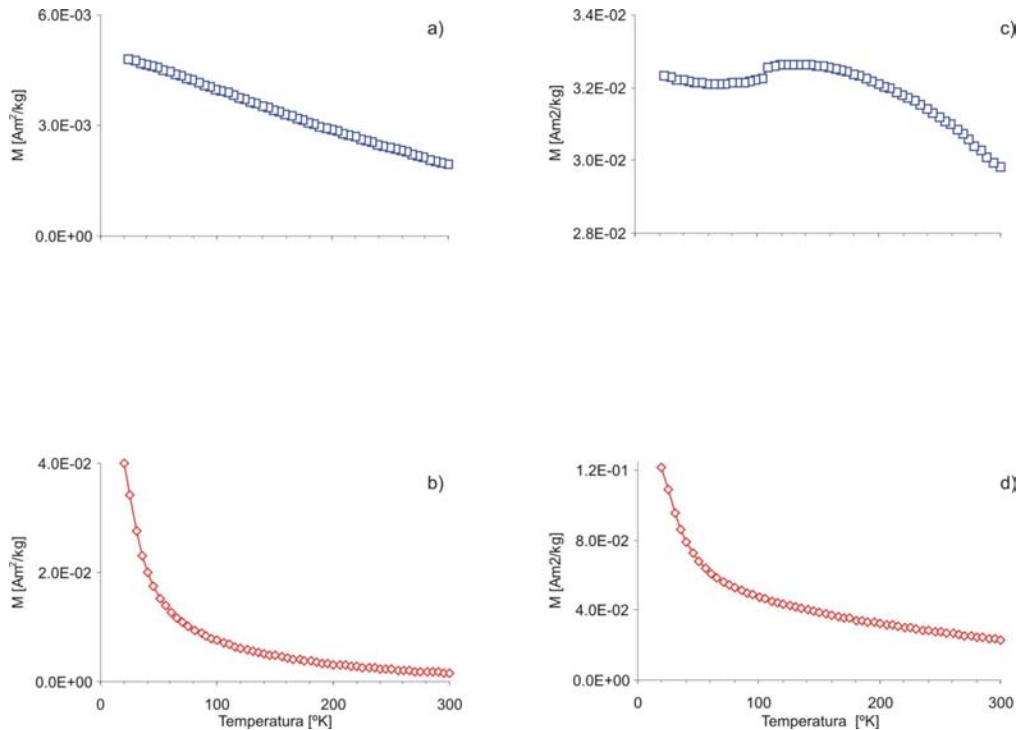


Figura 25.- Curvas que registran la pérdida de remanencia a bajas temperaturas para dos muestras piloto, analizadas en el IRM. a y b) Registro de horizonte E (TX41, izq.), c y d) transición Btg1/Btg2 (TX42, der.). En color azul se muestran las curvas de enfriamiento y en rojo las de calentamiento.

Las gráficas de susceptibilidad a diferentes frecuencias son registradas tanto en componentes de fase como en cuadratura (Fig. 26). Los gráficos en fase se caracterizan en general, por mostrar cambios de pendiente dentro de los primeros 50 K, además de comportamientos opuestos entre sí. En el horizonte E, hay una tendencia lineal a disminuir con el aumento de temperatura, con ligeros cambios en los extremos (Fig. 26a). La transición entre los horizontes Btg1 y Btg2 (Btg1/Btg2), presenta una tendencia a incrementarse de forma gradual, (dentro de los primeros 100 K), conforme lo hace la temperatura, aunque cerca del 60% de la señal tiene una tendencia constante, además de observarse que alrededor de 100-120 K existe una convergencia de las frecuencias (Fig. 26c).

Resultados

Los registros en cuadratura (Fig. 26b y d) muestran comportamientos relativamente semejantes entre sí, dentro de los primeros 100 K aproximadamente, donde existe una convergencia de las diversas frecuencias. La diferencia que existe entre ambas muestras se registra a partir de los 100 K, ya que la muestra del horizonte de transición (Btg1/Btg2) se ordenan sobre una horizontal con variaciones mínimas entre las diferentes frecuencias (Fig. 26d). Las curvas del horizonte E muestran una tendencia a decrecer con mayor variación conforme aumenta la temperatura (Fig. 26b).

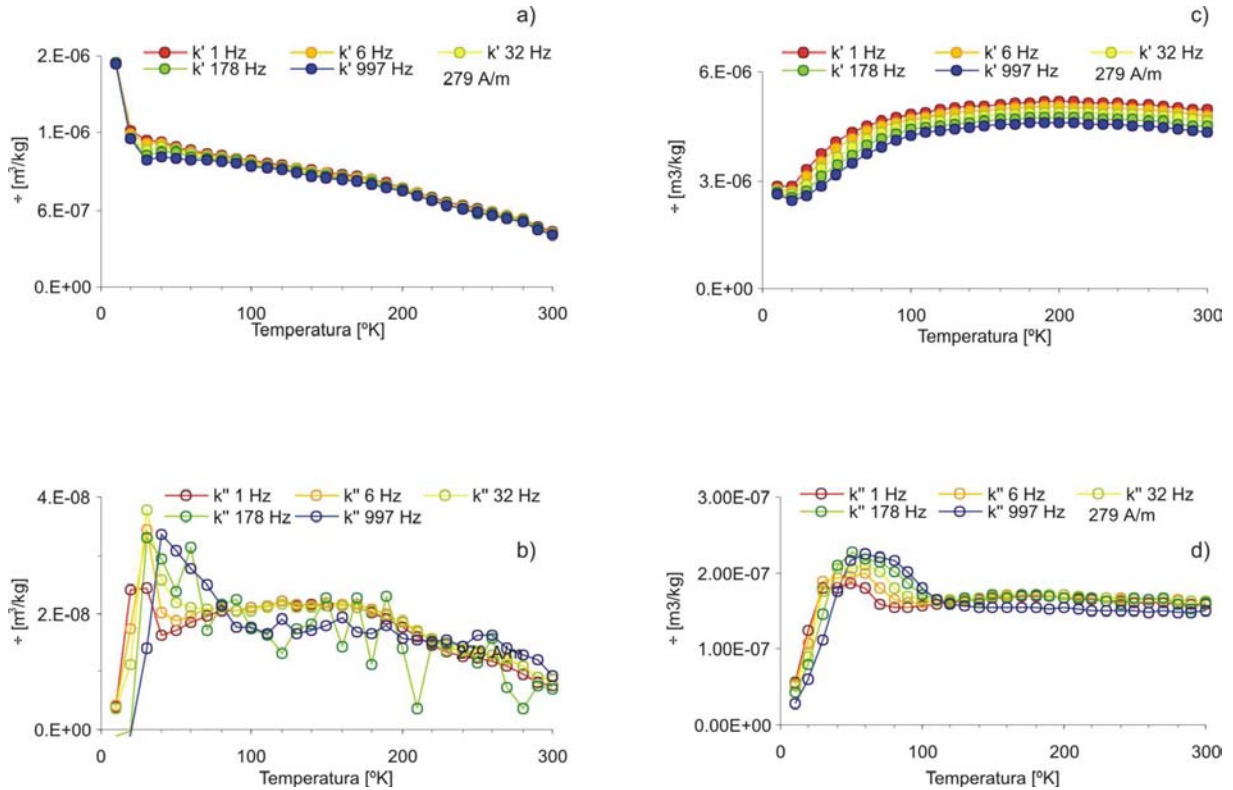


Figura 26.- Mediciones de susceptibilidad magnética a diferentes frecuencias y temperaturas de dos muestras piloto analizadas en el IRM. Se presentan las componentes de fase (arriba) y de cuadratura (abajo) respectivamente. a) y b) Registro de horizonte E (TX41, izq.), c) y d) transición Btg1/Btg2 (TX42, der.). En color azul se muestran las curvas de enfriamiento y en rojo las de calentamiento.

V.1.5 Concentración magnética

Es muy clara la tendencia que presentan la mayoría de los perfiles en varios de los parámetros como χ , SIRM, ARM, entre otros (Fig. 27 y 28), con los valores más altos asociados a la zona de transición entre horizontes fundamentales; es decir, aquellos horizontes que dentro de un perfil ideal, no cuentan con rasgos de algún proceso al que fuesen sometidos los horizontes (apéndice I).

Susceptibilidad magnética (χ)

Todas las secciones registran una tendencia creciente con la profundidad, y es la sección compuesta TX30, donde se presenta la señal más intensa con respecto a su parte análoga en las secciones TX41 y TX43 (Fig. 27a y g, 28g). Los valores fluctúan entre 0.15 y 6.7 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$, con el valor más bajo en la sección TX42 y el más alto en la sección TX30. En los horizontes Ah y EgBt tienden a presentarse la mayoría de los valores bajos de este parámetro, aunque se observa un aumento abrupto en el horizonte EgBt dentro de la sección TX41 (Fig. 27a y 27g). La χ de los horizontes Btg (1 y 2) tiende a incrementarse con la profundidad, lo que resulta más evidente en los horizontes de la sección TX30 donde hay un cambio abrupto en la curva. Los valores de los horizontes Btg1 resultaron ser menores que los encontrados en Btg2, y en la transición entre los horizontes Btg1 y Btg2 (secciones TX41 y TX42) existe un decremento en la señal (Fig. 27g y 28a). En los horizontes profundos, en general, se conserva una tendencia creciente con la profundidad, aunque en los horizontes Bt (1-4) se observan ciertas variaciones dentro de la tendencia principal (Fig. 27a y 28g). Los valores más bajos se encuentran en el horizonte Bt1 y los más altos en los horizontes Bt4, BtC, BC y C; mientras que en los horizontes Bt2 (P₁), Bt3 y Bt4 (P_S) se observan tendencias decrecientes dentro de la sección TX43 (Fig. 28g). La mayoría de los horizontes BtC-BC presentan una tendencia decreciente y en la transición con los tepetates se observa un incremento abrupto en la señal, misma que tiene los valores máximos, y se caracterizan por no presentar cambios significativos (Fig. 27a y 28g).

Magnetización Isotermal Remanente de Saturación (SIRM)

La curva presenta una estrecha correlación con la χ a lo largo de todas las secciones, con el rango de valores similares entre sí, mismos que oscilan entre 0.59-49 mAm^2/kg (Fig. 27 y 28 a, b, g y h). La parte superficial puede agruparse en dos tendencias principales: el primero comprende a los horizontes superficiales (A, ABt, Ah) con los valores más bajos dentro de la sección TX41 (Fig. 27h); y el segundo que se asocia a los horizontes E con un comportamiento casi constante y valores ligeramente más grandes que los registrados en los horizontes A. Los valores más bajos en la sección TX30 se localizaron dentro de estos horizontes superficiales (Ah y EgBt, Fig. 27b). Los horizontes Btg (1-2) con valores mas altos que los horizontes superficiales, con los valores mas altos asociados a muestras del horizonte Btg2, mientras los que los más bajos lo están con el horizonte Btg1 (P_S), (Fig. 27 y 28 b, h). Estos horizontes se caracterizan por presentar un incremento abrupto, mismo que resulta mas evidente en la sección TX30 y TX42 (Fig. 27b y 28b). Es en esta ultima, dentro del horizonte Btg2 (P_M-P₁), donde hay un descenso en la señal; que también se observa en la penúltima muestra de la sección TX41 para el mismo horizonte (Fig. 27h). La mayor parte de la señal para los horizontes profundos (Bt-tepetate) tiende a aumentar con la profundidad dentro de las secciones. Es posible observar un comportamiento decreciente que corresponde con la transición entre los horizontes Bt1 y Bt2, lo que resulta mas claro en la sección TX30 y TX41 (Fig. 27b y h). A partir de la transición del horizonte Bt2/Bt3 y en el horizonte Bt4 (P₁) disminuyen los valores en la sección TX43, mientras que en la

Resultados

sección TX30 hay una ligera tendencia a incrementarse. La mayor parte de los horizontes BC se incrementa, e incluso aquí es donde se encuentran los máximos valores tanto en las secciones TX30 como en la TX43 (Fig. 27b y 28h), aunque en la parte baja se presenta una disminución hacia el horizonte C. Los tepetates conservan la ligera tendencia que proviene del horizonte que le sobreyace (P_1) aunque en la parte baja disminuye.

Magnetización Anhistórica Remanente (ARM)

Al igual que en los parámetros de χ y SIRM, la mayor parte de este registro se caracteriza por la semejanza relativa con los parámetros anteriores, y el incremento que se observa con la profundidad. Los valores fluctúan entre 0.01 y 1.6 mAm^2/kg , con TX43 con los valores más altos, y TX41 con los más bajos en promedio. Las curvas muestran un comportamiento homogéneo con ligeras variaciones, donde sobresale el perfil TX42 (P_1), por contar con una mayor variación en su curva y los perfiles TX30 y 43 (P_1) donde decrece paulatinamente (Fig. 27c y 28c e i). Los horizontes superficiales (A-EgBt) presentan los valores más bajos dentro del perfil, donde los horizontes E-EgBt muestran un ligero incremento con respecto a los horizontes que les sobreyacen. En la transición Ah-E-EgBt (TX41) o Ah-EgBt (TX30) los horizontes Ah tienden a decrecer (Fig. 27c e i). Los horizontes Btg se incrementan con la profundidad, lo que es más evidente TX41 y TX42 (Fig. 27i y 28c), que a diferencia de los horizontes superficiales, en estos horizontes no resulta tan evidente el decremento para la transición EgBt-Btg (Fig. 27i). Dentro de los horizontes Bt, el horizonte Bt1 (TX30 y TX43) así como Bt2 (TX43), son las secciones donde siempre se conserva una tendencia a incrementarse con la profundidad (Fig. 27 y 28i). Esto no ocurre en el resto de los horizontes (Bt2-Bt4) cuya tendencia es a disminuir de forma relativamente homogénea, aunque se pueden observar ligeros cambios en las curvas que corresponden con la transición entre las diferentes etapas de desarrollo de este horizonte (Fig. 28i). Los horizontes más profundos (BtC-tepetates) presentan un comportamiento decreciente, con valores similares o más bajos que los registrados en el horizonte Bt1; y donde sobresale el cambio abrupto que se presentan en el horizonte C (Fig. 27c y 28i).

Magnetización Isotermal Remanente en campos altos (HIRM₃₀₀)

Todas las secciones presentan en general una estrecha relación con las curvas de χ y SIRM, aunque existen frecuentes variaciones, sobre todo en la parte media y baja del perfil, donde sobresale la sección TX43 (Fig. 28j). Los valores oscilan entre -1.51 y 11.17 mAm^2/kg , así como la existencia de agrupamientos relativos en las muestras de todas las secciones. Se reconocen tres grupos en la parte superior del perfil (en especial la sección TX41), que corresponden con los horizontes A-ABt, Ah-E (P_S) y E-EgBt (P_M), donde el tercer grupo (E-EgBt) es el único intervalo de los tres citados que no tiende a incrementarse con la profundidad, por el contrario, disminuye (Fig. 27j). La última muestra del perfil presenta un

Resultados

incremento considerable. Una tendencia creciente se conserva a lo largo de los horizontes Ah, EgBt, Btg y Bt1 (P_S) en TX30, al que le sigue un decremento en los horizontes Bt2 y Bt3; hay un aumento en los horizontes Bt4 y BtC (Fig. 27d). Los horizontes Btg, presentan curvas con frecuentes irregularidades, con los valores mas altos en Btg2, en comparación de los registrados en Btg1, aunque los máximos se encuentran en TX42 y los mínimos en TX41 (Fig. 27j y 28d). En general, la parte inferior del perfil, presenta una tendencia decreciente con la profundidad, con valores entre -0.79 y 41.2 mAm^2/kg , contiene una señal bastante irregular y dos mínimos relativos que corresponden al límite entre los horizontes Bt2-Bt3 y a la transición entre Bt4 y BC dentro de la sección TX43; además, el máximo se encuentra en el horizonte Bt4 (P_S). (Fig. 28j).

SIRM/ χ

Los valores para este parámetro fluctúan entre 3.1 y 14.15 kA/m, con el valor mas alto en TX30 y el mas bajo en TX41 (Fig. 27 e y k). Excepto por esta ultima sección, caracterizada por una clara tendencia a disminuir con la profundidad, el resto de las secciones tiene un comportamiento opuesto a los parámetros descritos anteriormente que se relacionan con el tipo de concentración magnética (Fig. 27 y 28 e, k). Las secciones TX41 y TX42 sobresalen por tener la mayor variabilidad en sus curvas; observándose también, que los cambios mas abruptos en las tendencias principales, en general, se asocian con la muestra que subyace al cambio entre horizontes (Fig. 27k y 28e).

Los horizontes Ah, EgBt, Btg y Bt1 (P_M) dentro de TX30, se presenta una tendencia a incrementarse con la profundidad; el comportamiento cambia y tiende a disminuir, abarcando los horizontes Bt y BtC, aunque se llegan a presentar ligeros incrementos (Fig. 27e). El máximo está en e horizonte Bt1, mientras que el mínimo, se ubica dentro de los horizonte Ah y E de las secciones TX30 y TX41 (Fig. 27e y k). La mayor parte de los horizontes Btg presentan un comportamiento relativamente homogéneo y creciente con la profundidad; excepto en TX42 donde la curva, además de disminuir, presenta una mayor irregularidad. Guarda una estrecha relación con otros parámetros como χ y SIRM, entre 2.55 a 3.35 m, ya que desde la superficie hasta 2.55 m, el comportamiento es opuesto (Fig.28e). La tendencia dentro de los horizontes profundos (Bt-tepetates) es a disminuir con la profundidad, con valores mayores en Bt1-Bt3 y un decremento en la transición Bt2/Bt3, además de un ligero incremento en los horizontes Bt4 (PM) (Fig. 27e y 28k).

Susceptibilidad magnética **(contribución para χ ferrimagnética: χ_p, χ_f)**

Todas las secciones se caracterizan por la fuerte contribución de material paramagnético en los horizontes superficiales, misma que disminuye hacia la parte baja del perfil (Fig. 27-28 f y l). El aporte de material paramagnético de las cuatro secciones fluctúa entre 17 y 80%, donde TX41 (Fig. 27l), se caracteriza por tener la mayor contribución de paramagnéticos, mientras que TX30 y TX43, en general, por su contenido de ferrimagnéticos (Fig. 27f y 28l). Existe una repetición relativa y clara de ciclos dentro de estos parámetros, misma que

Resultados

coincide con los cambios entre horizontes fundamentales, lo que sugiere periodos de inestables del medio que destruyen parte de la fracción ferrimagnética dentro de estas zonas de transición (Fig. 28l). La cantidad de ferrimagnéticos dentro de la parte media (Btg2, P₁) y baja (Bt-tepetates) es similar, lo que sugiere condiciones menos intensas que favorecieron la preservación de una mineralogía de mayor respuesta magnética (Fig. 27f y 28 f, l).

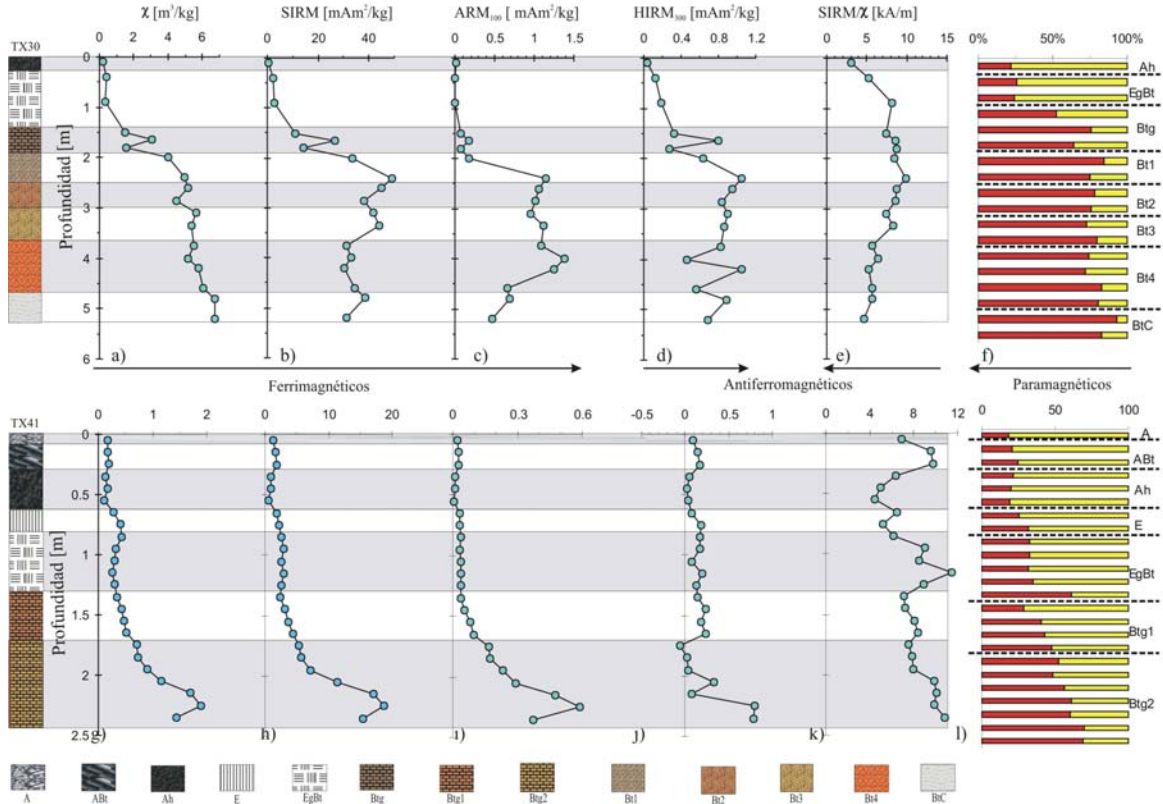


Figura 27.- Parámetros magnéticos asociados con la concentración magnética para las secciones TX30 (arriba) y TX41 (abajo). a-b y g-h) material ferrimagnético; c e i) partículas ferrimagnéticas finas; d-e y j-k) antiferromagnético; f y l) contribución paramagnética. En color rojo está la contribución ferrimagnética (χ_f), y en amarillo está la paramagnética (χ_p). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

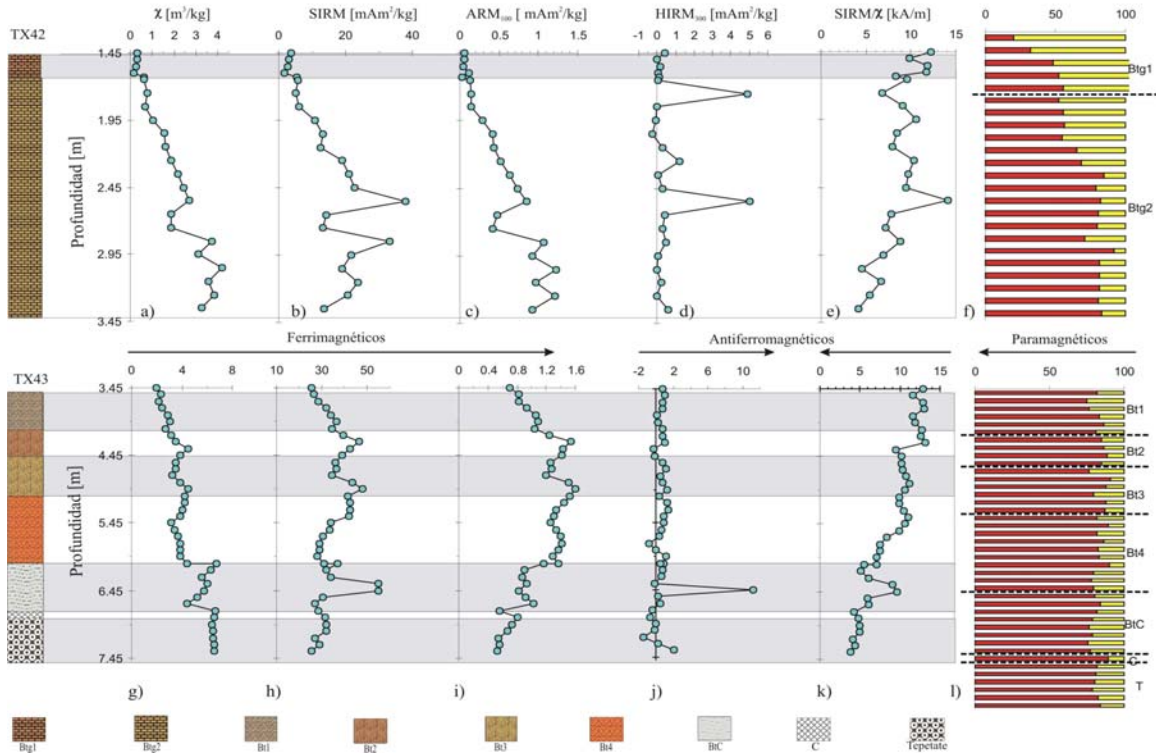


Figura 28.- Parámetros magnéticos asociados con la concentración magnética para las secciones TX42 (arriba) y TX43 (abajo). a-b y g-h) material ferrimagnético; c e i) partículas ferrimagnéticas finas; d-e y j-k) antiferromagnético; f y l) contribución paramagnética. En color rojo está la contribución ferrimagnética (χ_f), y en amarillo está la paramagnética (χ_p). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.1.6 Tamaño de partículas magnéticas

Susceptibilidad dependiente de frecuencias ($\chi_{fd}\%$)

Los valores de este parámetro fluctúan entre 0 y 19%, y ninguna de las curvas presenta una tendencia clara, aunque existe un ligero se observa un incremento en los horizontes superficiales (Fig. 29-30, a y e). Los valores más altos corresponden con los horizonte Ah (TX30 y TX41) y Btg1/Btg2 (TX42); mientras que los valores más bajos en general, están en el horizonte EgBt, así como en la parte media de los horizontes mas profundos (Fig. 29a, e y 30a). Una ligera tendencia decreciente se presenta dentro de los horizontes Bt4 (TX30 y TX43) con ligeros incrementos (Fig. 29a y 30e). También se observan cambios súbitos (TX30 y TX41) en la transición entre los horizontes Ah-E (E y EgBt), en ABt (P_S), Btg1 y Btg2 (P_M); lo que probablemente se deba a la variabilidad en las tasas de intemperismo. No se observan variaciones significativas en los horizontes Btg1 (P_S, TX41) y Btg2 (P_M, TX42) (Fig.29e y 30a).

Resultados

Los horizontes Btg1 de TX42, muestran un cambio abrupto ubicado en la transición Btg1/Btg2, al que le sigue un decremento paulatino que solo comprende la parte superficial de este horizonte (Fig. 30a). Dentro de los horizontes profundos (Bt-tepetates), el mínimo se registra en el horizonte de transición Bt2/Bt3, y los máximos en Bt4 (P_S) (Fig. 27a y 30e). Prácticamente se puede considerar que el perfil presenta una tendencia decreciente con variaciones en los horizontes Bt3, Bt4, BtC, C y tepetates, con el valor mas bajo en los tepetates (PM), y mínimos relativos que en general se pueden asociar a la parte media de cada horizonte (Fig. 29a y 30e).

χ_{ARM}/χ

En general, este parámetro tiende a incrementarse de forma relativamente homogénea con la profundidad, excepto por TX30 (PS) y TX43 (Fig. 29-30 b y f). Los valores oscilan entre 3.7 E (-7) de TX30, y 1.9 E(-5) en TX42 y 43. En el resto de las secciones es posible identificar los diferentes tipos de horizontes; donde los más profundos (PM y PS) cuentan con valores mas altos, el máximo en el horizonte Bt4 (P_M-P_S) y los más bajos se ubican dentro del horizonte EgBt (Fig. 29 b, f y 30f).

Se observan cuatro agrupamientos de las muestras en la parte superficial (TX41). El primero se asocia con los horizontes A (A, ABt y Ah); le sigue un rango de valores más pequeños que corresponde a la transición entre Ah/E, el tercero está en los horizontes EgBt y Btg1 y el último está en los horizontes Btg2 (Fig. 29f). Los valores aumentan a lo largo del horizonte Btg2, excepto en el intervalo de los horizontes de transición Btg1/Btg2 y Btg2 (P_M), (Fig.30a) dentro de TX42. Existe una tendencia creciente en los horizontes Bt1 y Bt2, y entre Bt2 y Bt3 (P_S) se observa una tendencia relativamente homogénea, con valores intermedios (Fig. 29b y 30f). Los valores dentro de los horizontes Bt3, Bt4, BtC, BC y tepetates decrecen, aunque hay un ligero incremento en el horizonte Bt4 (P_M), lo que indicaría condiciones relativamente mas estables (Fig. 30f).

ARM/SIRM

Los valores en las cuatro secciones se encuentran entre 0.01 y 0.42, con TX42 como la sección que registra el mínimo y TX30 el máximo en este cociente (Fig. 29c y 30c). Los horizontes superficiales (Ah-EgBt) se caracterizan por presentar los valores bajos dentro del perfil. (Fig. 29c y g).

En el horizonte Btg2 (P_M) se observa un aumento homogéneo en su comportamiento, que es mas evidente en TX41 y TX42; esta ultima sección es donde además de ubicarse el mínimo (Btg1/Btg2) y también se encuentra el máximo (Fig. 29 c y g, 30c). Además, este parámetro muestra una curva con frecuentes variaciones en la parte inferior, así como una estrecha semejanza con χ_{ARM}/χ a lo largo del perfil (Fig. 29g y 30c). La mayor parte de los horizontes Bt1, Bt2 y Bt4 muestran incrementos en sus valores con la profundidad, mientras que existen decrementos en los horizontes Bt3, Bt4 (P_I) y BtC.

Resultados

Se observa un repunte hacia el horizonte C, mientras que los tepetates muestran un comportamiento con escasas variaciones. El mínimo está en el horizonte Bt1 (P_S) y el máximo se localiza dentro del horizonte Bt4 (Fig. 29c y 30g).

H_{CR}/H_C

Los valores oscilan entre 3 y 17 aproximadamente, la característica de este parámetro es la amplia irregularidad de su curva en cada una de las secciones, donde TX43 presenta un comportamiento relativamente más homogéneo, así como TX30 (P_S) una ligera tendencia a disminuir (Fig. 29-30, d y h). En los horizontes superficiales existe una tendencia a valores más altos que el resto del perfil, lo que resulta más claro en los Ah-EgBt, Btg de TX30, TX41 y TX42 (Fig. 29d y h, 30d). Existe una tendencia decreciente, aunque no muy clara, en el horizonte Btg que es relativamente más evidente en TX30 y TX41 (P_I), no así en TX42 (P_S y P_M, Fig. 29 d y 30h). En la transición Btg/Bt1 hay un ligero repunte de la señal que corrobora la acumulación de material, debido a la presencia de un horizonte de mayor permeabilidad comparado con los que le sobreyacen. Los horizontes Bt (TX41) se caracterizan por tener un registro de escasa variabilidad (relativa) y sin una tendencia clara (Fig. 30h); lo que no ocurre en TX30, donde se presenta un ligero incremento progresivo en Bt2-Bt3 (P_I) y Bt4 (P_S), y un decremento en Bt4 (P_I) y BtC (P_S), excepto la última muestra (TX30), donde se ve un incremento abrupto (Fig. 29d). La mayoría de las muestras previas a la transición entre horizontes, presentan un ligero aumento de la señal; mientras que descensos significativos en el parámetro tienden a ubicarse, en general, dentro de la parte media de los horizontes (Fig. 30).

Resultados

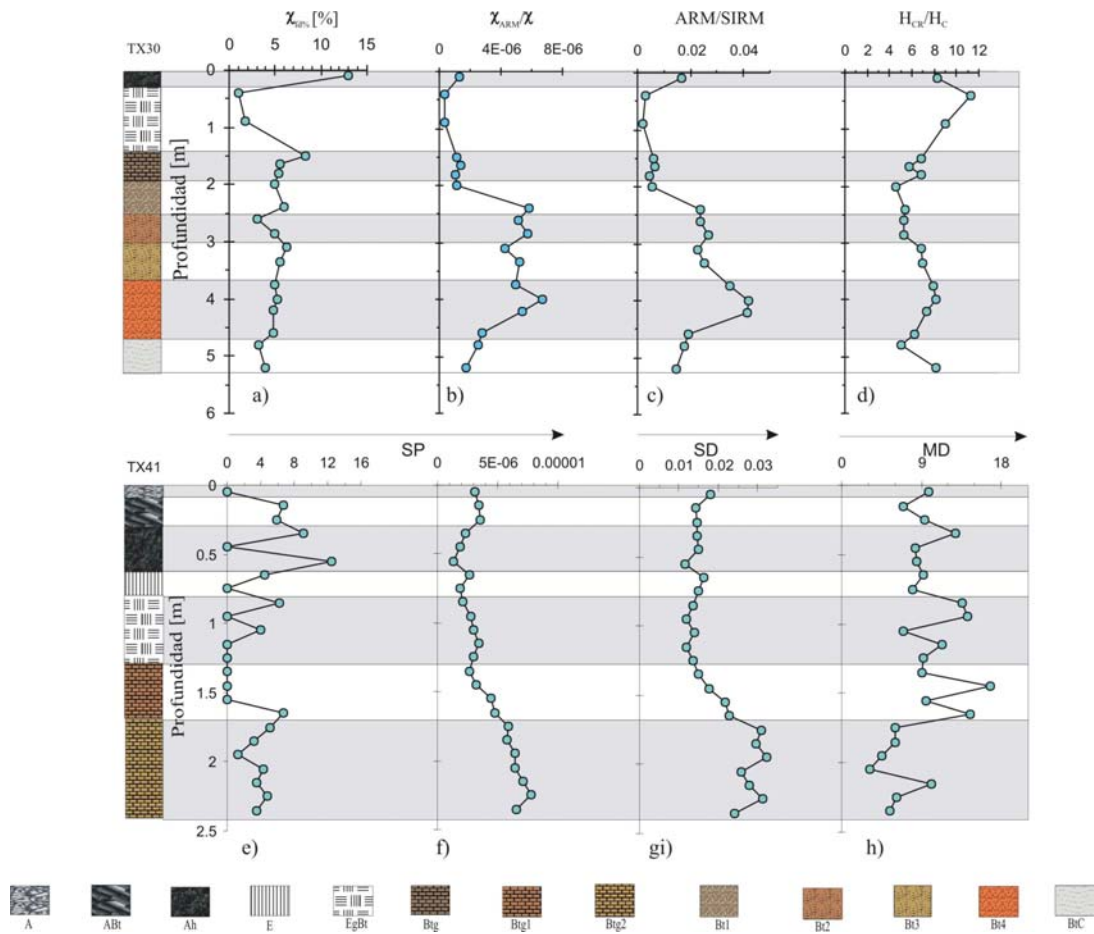


Figura 29.- Parámetros magnéticos asociados con el tamaño de partícula magnética para las secciones TX30 (arriba) y TX41 (abajo). a-b y e-f) partículas ultrafinas (SP); c y g) partículas finas (SD); d-y h) partículas gruesas (MD). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

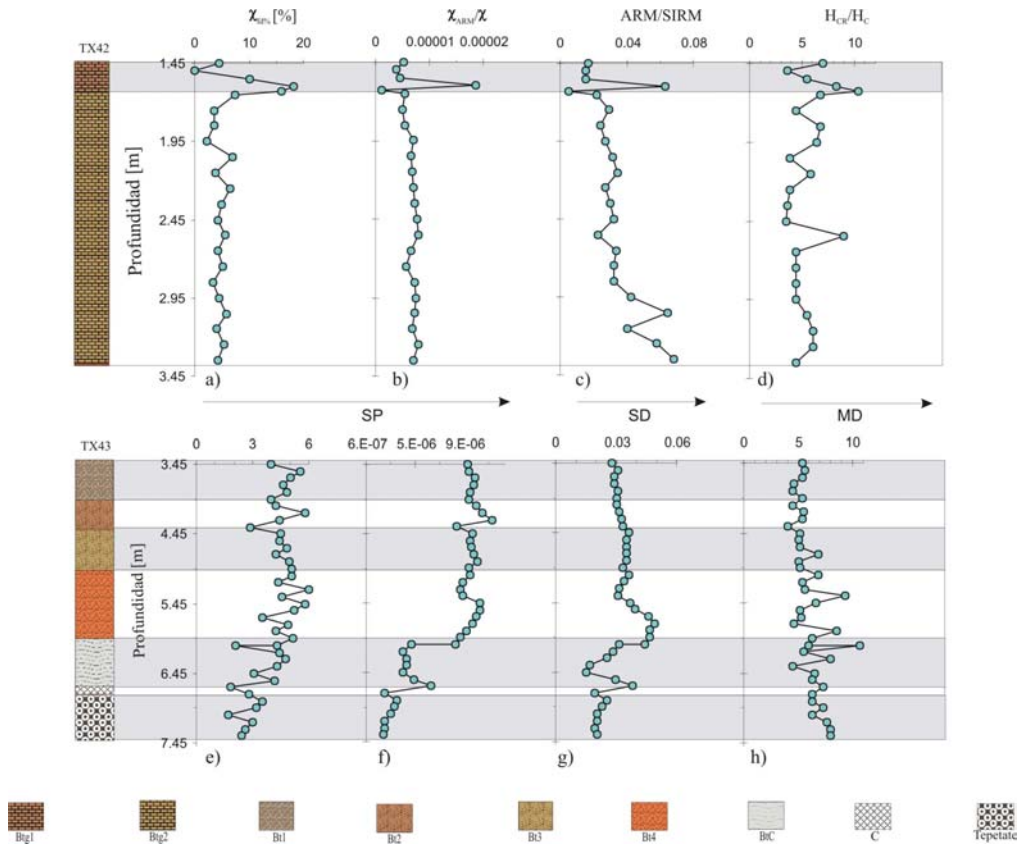


Figura 30.- Parámetros magnéticos asociados con el tamaño de partícula magnética para las secciones TX42 (arriba) y TX43 (abajo). a-b y e-f) partículas ultrafinas (SP); c y g) partículas finas (SD); d-y h) partículas gruesas (MD). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.1.7 Estabilidad y dureza magnética

H_{CR}

El rango de valores se oscila entre 19 y 68 mT, con TX41 y TX43 como las secciones que presentan tanto el mínimo e intensas variaciones, así como el máximo y mas frecuentes “irregularidades” respectivamente (Fig. 31-32, a y e). Los horizontes superficiales muestran un comportamiento decreciente con la profundidad, el cual resulta mas claro en la sección TX30 (Fig. 31a). En general, es en la parte media de estos horizontes (A-EgBt) donde se presenta una ligera disminución, sobre todo en los horizontes de TX41; y en los horizontes EgBt donde se localizan los valores mas altos de este conjunto superficial de horizontes (Fig. 31e). Los horizontes Btg, presentan una ligera tendencia a disminuir con la profundidad con respecto a los horizontes previos. Además, el registro señala intensos y frecuentes cambios, sobre todo en Btg1 (PS) y la transición Btg1/Btg2 respectivamente (Fig. 31e y 32a).

Resultados

Los horizontes profundos (Bt-tepetates) tienen una curva con cambios menos intensos aunque relativamente más frecuentes que en el resto de los horizontes, sobre todo en TX43 (Fig. 32e). La característica de estos horizontes (Bt) es que tienden a presentar, en general, una señal bastante homogénea, excepto en la parte media, donde suelen registrar un ligero incremento. En la transición de Bt1/Bt2 y Bt3/Bt4 hay un ligero decremento en la señal, esto no se observa en la transición de Bt2/Bt3, donde presenta un incremento (Fig. 32e); mientras que los horizontes BtC y BC tienden a decrecer (Fig. 31a y 32e).

H_C

Excepto por TX30 y TX41, el resto de las secciones se caracterizan presentar un comportamiento homogéneo con escasos cambios; dichas variaciones tienden a localizarse, en su mayoría, en la parte media y baja de los horizontes (Fig. 31-32, b y f). Es en las secciones TX41 a TX43 donde se tiene la menor variabilidad relativa en las curvas; aunque son TX42 y TX43 donde se registran las variaciones más frecuentes (Fig. 32b y f). No así en TX41, donde los cambios son más intensos (Fig. 31f). Los valores fluctúan entre 3 y 7 mT, con los más altos ubicados en las secciones TX42 y TX43. Salvo TX42, en el resto de las secciones se pueden encontrar varios de los valores más bajos registrados en este parámetro. También existe una fuerte tendencia decreciente en los horizontes superficiales A-EgBt (TX30) y (A-E, TX41) no así en el EgBt (TX41); lo que sugiere una mayor alteración de los minerales magnéticos (Fig. 31b y f). La mayor parte de los horizontes Btg presentan una curva bastante homogénea con escasos cambios; donde se reconoce a la parte baja del horizonte (Btg2), como la zona con más variabilidad en el comportamiento de la curva (Fig. 31b, 32 b y f). En cambio Btg1 cuenta con un comportamiento más estable, aunque se alcanzan a observar cambios significativos en la transición Btg1-Btg2 (Fig. 31f, 32b). Del mismo modo, hay cambios similares dentro de Btg2 (TX42), que podrían indicar periodos cortos de inestabilidad pero de gran intensidad que modifican el comportamiento de los minerales magnéticos, aunque no lo suficiente como para alterar el desarrollo y transformación del horizonte (Fig. 32b). Gran parte de los horizontes profundos (Bt-tepetates) de la sección TX43 no presentan variaciones significativas excepto en el horizonte Bt4 (PS y PM), así como parte del horizonte BC, además, se observa un ligero repunte de la señal que abarca desde el horizonte BC (P_i) hasta lo tepetates. (Fig. 32f). Lo contrario se observa en TX30 donde hay un relativo aumento en la variación de la curva, que se ubica en Bt4 (P_i) (Fig. 31b).

S₁₀₀

Los valores se encuentran entre 0.4 y 0.9, mostrando una clara tendencia a incrementarse con la profundidad, donde TX30 se caracteriza por presentar la menor variabilidad de todas las secciones, TX43 la de mayor frecuencia, y TX41 y TX42 las de cambios más intensos (Fig. 31-32, c y g).

Resultados

La parte superficial se caracteriza por un decremento en la señal, abarcando en su mayoría a los horizontes A(A-ABt-Ah) y E (E-EgBt), que resulta mas claro en la sección TX30 (Fig. 31 c y g). Este comportamiento da indicios de una mayor alteración de los minerales, sobre todo los magnéticos, esto como respuesta a las condiciones ambientales. Los horizontes Btg presentan una tendencia a incrementarse con respecto al horizonte que le sobreyace, aunque Btg1 muestra un comportamiento decreciente.

En cambio los horizontes Btg2 se caracterizan por el aumento gradual y la frecuencia relativa de cambios de su señal, misma que resulta mas evidente en TX41 (Fig. 31g y 32f). En los horizontes inferiores, la señal muestra en general una ligera tendencia a incrementarse con la profundidad, excepto en Bt4 (P_I) y BtC (P_S), donde la señal decrece, aunque se presentan algunos repuntes (Fig. 32g). El horizonte C también muestra un aumento en el parámetro comparado con el horizonte BC (P_I), mientras que los tepetates registran un comportamiento decreciente. (Fig. 32g).

S₃₀₀

Los valores fluctúan entre 0.7 y 1.0, con las curvas de TX41 a TX43 como aquellas que presentan variaciones más frecuentes, y TX42 como la sección con los cambios relativamente más intensos (Fig. 31 y 32, d y h). En general, hay una disminución en la señal conforme se acerca a la transición entre horizontes. Excepto por los horizontes Ah y EgBt (P_S), que tienen comportamientos ligeramente opuestos, el resto de los horizontes conserva la semejanza con la curva de S₁₀₀ (Fig.31 d y h). En general, la señal de los horizontes Btg se incrementa con la profundidad, aunque de forma muy irregular, destacando la escasa relación entre este factor (S₃₀₀) y el S₁₀₀, misma que resulta mas evidente en Btg2(P_S), donde el comportamiento es opuesto entre si (Fig. 31h y 32d). La parte baja del perfil presenta una comportamiento relativamente homogéneo en la mayor parte de este cociente, con una ligera tendencia a incrementarse con la profundidad; aunque en los horizontes mas profundos Bt4(P_M, TX30) y BC y tepetates (TX43) registra decrementos abruptos e intensos, lo que puede sugerir la presencia de material duro (Fig. 31d y 32h). El mínimo dentro de estos horizontes, se localiza en la transición entre Bt4/BC; y el máximo esta el horizonte C, aunque también hay máximos relativos que corresponden en su mayoría, con las muestras previas al cambio entre horizontes (Fig.32h).

Resultados

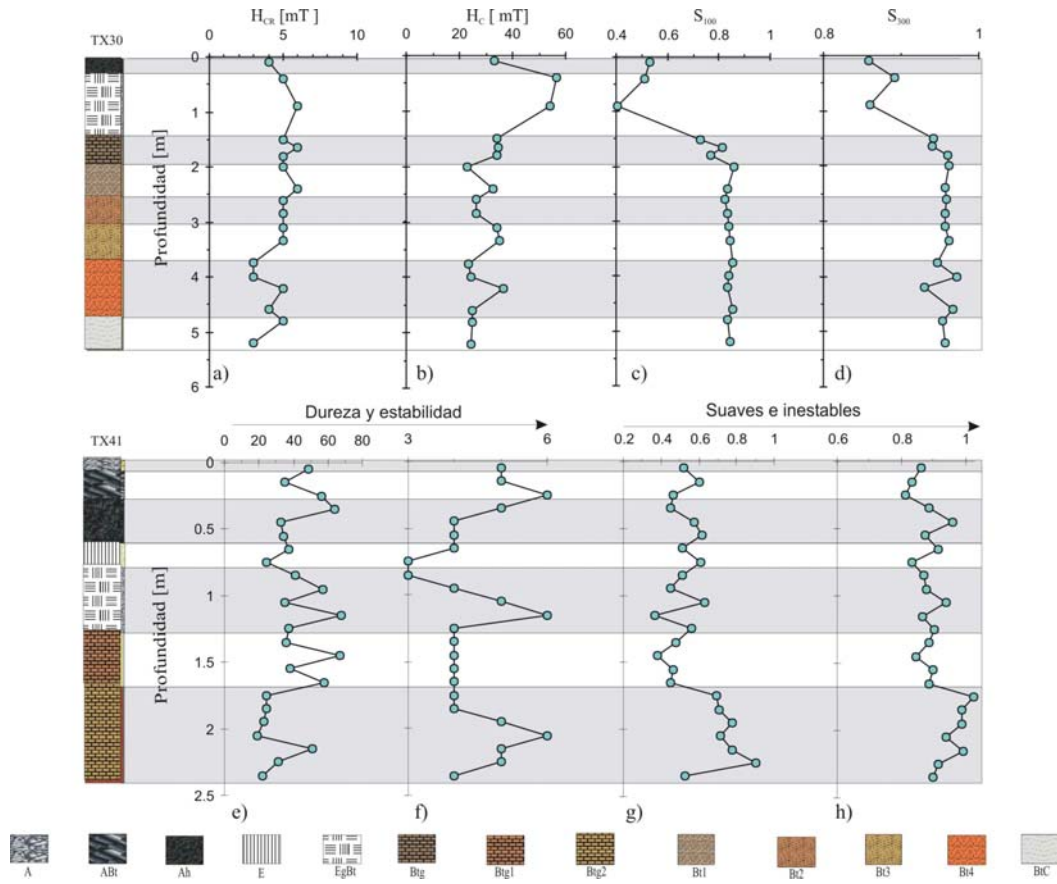


Figura 31.- Parámetros magnéticos asociados con la dureza magnética para las secciones TX30 (arriba) y TX41 (abajo). a-b y e-f) dureza y estabilidad magnética, c-d y g-h) inestabilidad magnética. El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

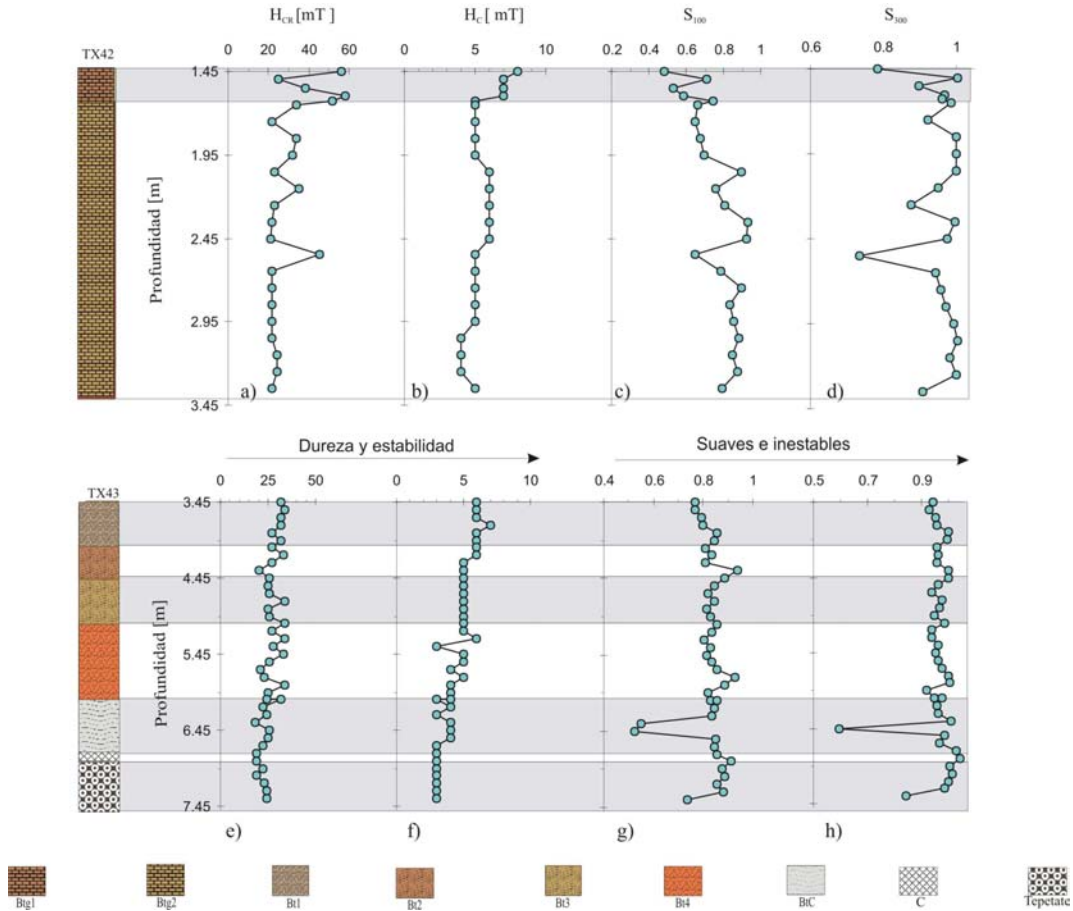


Figura 32.- Parámetros magnéticos asociados con la dureza magnética para las secciones TX42 (arriba) y TX43 (abajo). a-b y e-f) dureza y estabilidad magnética, c-d y g-h) inestabilidad magnética. El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.1.8 Cutanes

En este apartado, se muestra una breve descripción de los resultados más importantes que se obtuvieron de las muestras con rasgos de algún proceso edáfico característico (cutanes), que provienen de la campaña de 2003 (TX30), y que se localizan entre 3.7 y 4.0m aproximadamente. La mayor parte de los cutanes, se caracteriza por presentar curvas κ vs. T reversibles, donde sobresale la gráfica de QTAN1 debido a la separación que existe entre las mediciones (Fig. 34b). Excepto por este cutan (QTAN1) el resto de las muestras tiende a tener dos fases cuyas temperaturas se oscilan entre 100-200 °C y 350-600 °C aproximadamente (Fig. 34 a, c, d, e, f y g).

Resultados

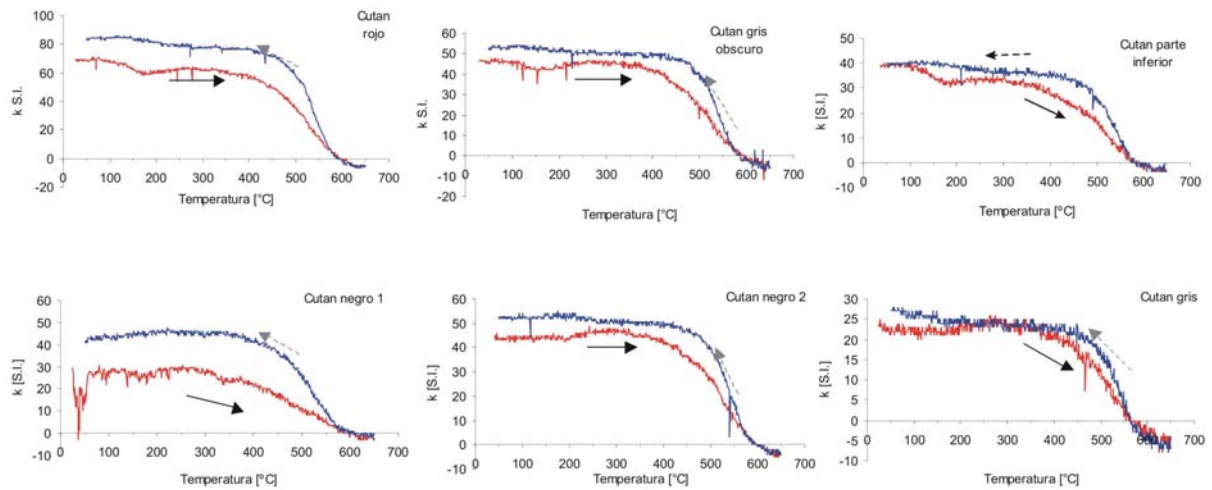


Figura 34.- Curvas de k vs. T para los cutanes obtenidos de la sección TX30 (PI) en la localidad de Barranca de Tlalpan en 2003. La línea de color rojo (flecha continua) muestra el calentamiento, mientras que la línea azul (flecha discontinua) señala el enfriamiento.

De esta forma, agrupando el comportamiento de algunos parámetros magnéticos sobre estas muestras señalan que:

1.- **Cután rojo (QTR)** presenta una de curva de κ vs. T reversible, con dos fases magnéticas a 150-200 y 400-600 °C aproximadamente (Fig. 34a). La curva de adquisición de IRM presenta la pendiente más abrupta de este tipo de muestras, satura a campos menores a 200 mT, aunque se observa un ligero decremento en los 200 mT y un incremento mínimo a partir de los 300 mT, lo que puede ser indicador de la coexistencia de dos fases magnéticas (Fig. 35a). La forma del ciclo de histéresis (alargada, delgada y estrecha), señala las concentraciones más altas (M_R y M_{RS}) de minerales magnéticos para este tipo de muestras, así como la escasa presencia de minerales paramagnéticos; el acercamiento del ciclo (IV cuadrante) indica la presencia relativa de material magnético estable (Fig. 36a).

2.- **Cután gris oscuro (QTGO)** la curva de κ vs. T es reversible y tiene dos fases entre 100-200 y 400-600 °C aproximadamente (Fig. 34b). La curva de adquisición de IRM tiene los valores más altos dentro de un grupo de muestras (cutanes) saturándose en campos bajos (menores a 200 mT) (Fig. 35b). El ciclo de histéresis presenta una forma estrecha y delgada que no alcanza a cerrar en uno de los extremos. En la ventana del ciclo (IV cuadrante) se observa de forma más clara que esta muestra tiene la menor concentración de minerales magnéticos, ya que se observan los valores más bajos (M_R y M_{RS}) dentro de los cutanes (Fig. 36b).

Resultados

3.- **Cután parte inferior (QTPI)** su curva de κ vs. T también es reversible, con dos fases magnéticas entre 150 y 450-600 °C aproximadamente (Fig. 34a). La curva de adquisición de IRM indica los valores más bajos dentro del grupo principal que comprende la mayor parte de los cutanes y satura a campos menores a 200 mT (Fig. 35b). El ciclo de histéresis, con una forma delgada y estrecha, no alcanza a cerrar en uno de sus extremos, aunque en la ventana del ciclo se observa una mayor estabilidad magnética (Fig. 36c).

4.- **Cután negro 1 (QTN1)** la curva de κ vs. T tiene un comportamiento diferente al registrado en los cutanes anteriores, donde se puede observar que está constituida por una sola fase magnética alrededor de 350-600 °C aproximadamente (Fig. 34d). La curva de adquisición de IRM presenta los valores más bajos de todos los cutanes, y satura a campos menores a 300 mT (Fig. 35d). El ciclo de histéresis tiene una forma delgada y estrecha, con valores bajos (M_R y M_{RS}) aunque no tanto como los observados en (QTGO). Además, aunque no alcanza a cerrarse en uno de sus extremos, la abertura del mismo es mínima y es el cután que muestra la mayor corrección por paramagnéticos, alrededor del 47% (Fig. 36d).

5.- **Cután negro 2 (QTN2)** presenta una curva de κ vs. T que es reversible, muestra dos fases entre 200 y 450-600 °C aproximadamente (Fig. 34e); y una curva de adquisición de IRM con una fuerte pendiente que se encuentra dentro del agrupamiento principal de muestras ubicado en la parte media de la gráfica, es decir, cuenta con una pendiente pronunciada y menor a la que tiene (QTGO) pero mayor que (QTPI), y satura a campos entre 200 y 300 mT (Fig. 35e). El ciclo de histéresis se caracteriza por tener una forma estrecha y delgada que no alcanza a cerrar en uno de sus extremos, y cuya abertura es similar al de la muestra (QTGO). Dicha abertura es mayor que la existente en (QTN1) aunque con respecto a la corrección por paramagnéticos es menor (Fig. 36e).

6.- **Cután gris (QTG)** la curva de κ vs. T es reversible, y cuenta con dos fases entre 200 y 400-600 °C, aproximadamente (Fig. 34f). La curva de adquisición de IRM tiene una pendiente más abrupta que la de (QTN1) se encuentra dentro de las muestras con valores medios, es más alta que (QTPI) pero más bajo (QTN2), y se satura a campos de 300 mT (Fig. 35f). El ciclo de histéresis tiene forma estrecha y delgada, y aunque no alcanza a cerrar en uno de sus extremos, la abertura es poca. En la ventana del ciclo, se puede observar que es de los ciclos que indican una mayor estabilidad magnética (Fig. 36f).

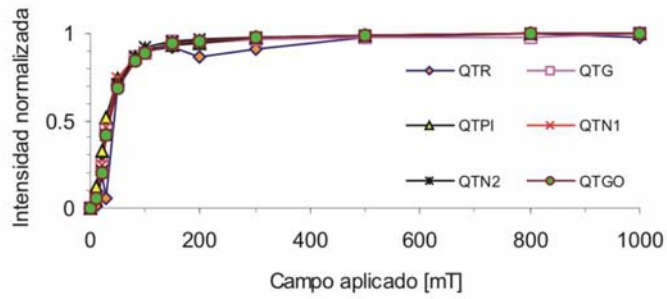


Figura 35.- Curvas de adquisición de IRM para las muestras con rasgos edáficos especiales (cutanes) de la sección TX30. Las graficas se caracterizan por saturarse en campos bajos, lo que sugiere una mayor aportación de minerales magnéticamente suaves.

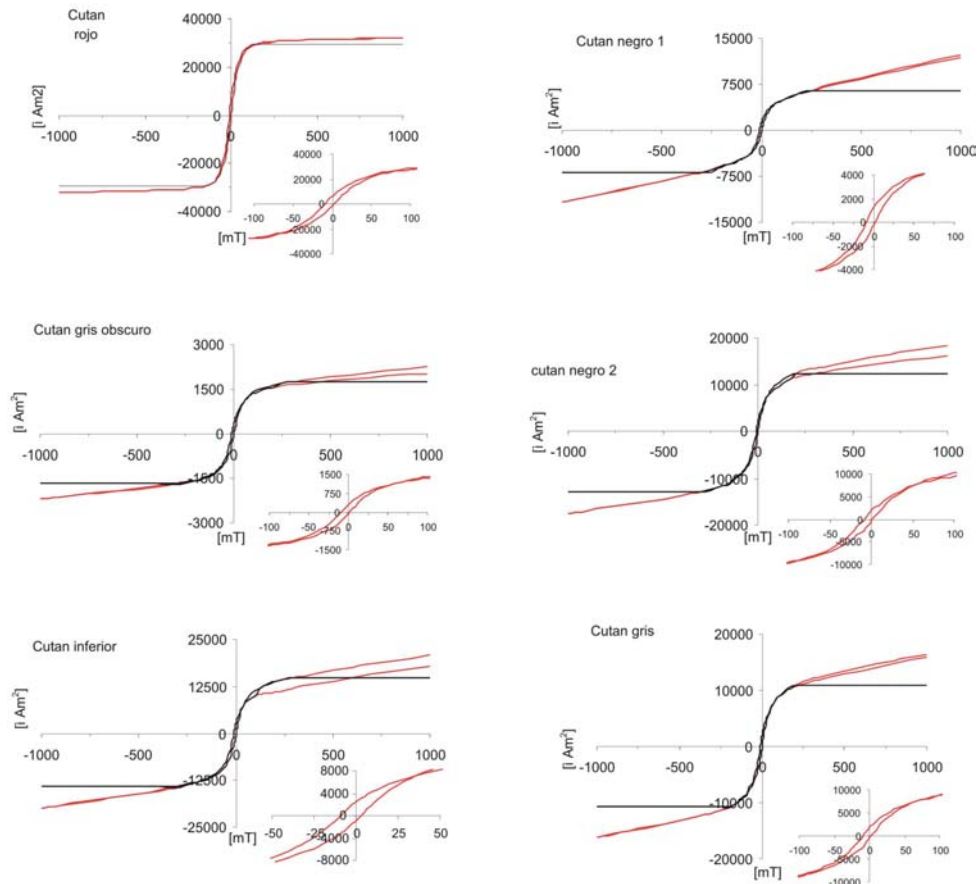


Figura 36.- Ciclos de histéresis de los cutanes obtenidos en la localidad de Barranca de Tlalpan (TX30) en 2003. Destaca la relación que existe entre la cantidad de ferrimagnéticos, la coloración de la muestra y la abertura que presenta en los extremos.

Resultados

En la [Tabla 7](#) se resumen algunos de los resultados encontrados para este tipo de muestras.

Cutan	Z	χ	ARM	SIRM	HIRM ₃₀₀	$\chi_{fd}\%$	$\frac{ARM}{SIRM}$	H _{CR}	H _C	S ₁₀₀	S ₃₀₀
	m	$\mu\text{m}^3/\text{kg}$	mAm^2/kg	mAm^2/kg	mAm^2/kg	%		mT	mT		
(QTR)	3.7	5.02	0.25	35.38	0.41	5.06	0.00	17	5	0.87	0.97
(QTG O)	3.85	4.41	0.24	28.69	0.00	5.40	0.00	22	5	0.85	1.00
(QTPI)	3.85	3.37	1.05	21.69	0.43	5.53	0.048	25	5	0.84	0.96
(QTN1)	3.85	2.07	0.83	13.71	0.25	8.82	0.061	25	4	0.86	0.96
(QTN2)	4.0	3.21	1.05	26.95	0.60	5.86	0.039	33	4	0.83	0.95
(QTG)	4.2	2.77	0.82	23.77	0.57	5.03	0.034	33	5	0.82	0.95

Tabla 7.- valores de algunos de los parámetros medidos sobre diferentes cutanes del perfil TX30.

IV.1.9 Láminas delgadas

De las observaciones en láminas delgadas de los horizontes Bt3, Bt4 y tepetates, se puede observar que el horizonte Bt3 (redBtcut) presenta una matriz con material limo-arenosa, cristales subeudrales a anedrales, fenocristales de piroxenos muy alterados con bordes de tipo “rasgos de golfos” y en el centro alteraciones de “tamiz”. Además hay películas de iluviación de arcilla de color rojizo-amarillento; en la parte externa de la estructura del suelo, existe la presencia de micro-laminaciones concéntricas y piroxenos muy alterados ([Fig. 36a](#)).

Los horizontes Bt4 (Btpap. y Bt21pap) presentan material grueso (areno-limosa) en la matriz del suelo. Las plagioclasas tienen cristales sub-eudrales a anedrales con bordes sub-redondeados. Hay un importante aporte de material fino (limo-arcilla) de color rojo, producto del intemperismo; hay pápulas y cutanes. Los cutanes de iluviación son formados in situ y rellenan las cavidades de la matriz del suelo, contienen micro-laminaciones de color pardo-amarillo ([Fig. 36d](#)). En Bt21pap se ve material mas fino de color rojo-amarillento, contiene piroxenos y plagioclasas. También hay indicios de posible goethita dentro de este mismo horizonte (lámina: redBtgoe), donde se observan colores amarillo-rojizos y un hábito radial. Hay óxidos de hierro que rellena la zona porosa dentro de la matriz del suelo ([Fig. 36b](#)).

En las láminas de los tepetates (Btint1 y Bt22int), se observa un dominio de la fracción gruesa, hay la presencia de cutanes in situ con microlaminaciones y fisuras. Las fisuras tienen material fino con óxidos de hierro, materia orgánica, anfíboles y plagioclasas con inclusión de vidrio ([Fig. 36c](#)).

Resultados

En la lámina Btint1 hay material iluviado de color naranja (arcillas) que rellenan espacios entre cristales, plagioclasas de intermedia a cálcica con un dominio de fracción gruesa, inclusión de vidrio, piroxénos alterados (dentada) con inclusiones tipo “tamiz” y fragmentos de roca. (Fig. 36e)

La lámina RedBC, que también es de un tepetate, presenta un dominio de material grueso (arenas) en la matriz, relleno de cutanes de iluviación de color pardo-rojizo y sus colores de interferencia son amarillos de primer orden con una orientación preferencial. Hay piroxenos y películas de óxidos de hierro producto de la alteración de material ferromagnesiano que cuentan con rasgos de alteración (forma de sierra) en su plano de crucero, y plagioclasas son subeudrales.

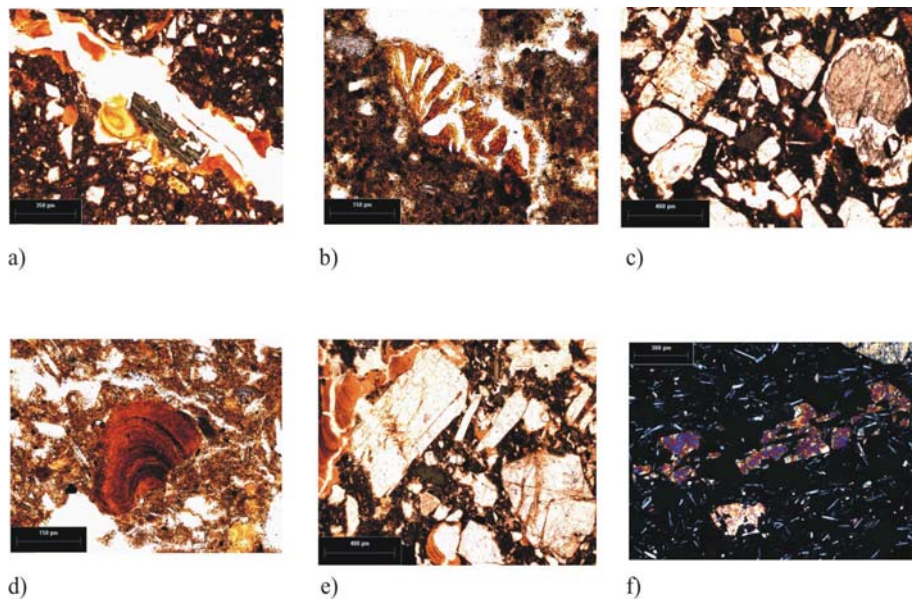


Figura.-Fotografías de algunas láminas delgadas de los horizontes de la localidad Barranca de Tlalpan (P), que muestran los diversos grados de intemperismo. a-e) tomadas con luz transmitida, f) con luz polarizada, u pertenece a una lava que subyace a los tepetates.

V.2 Cantera de Pitchler

En general, los valores y tendencias observadas dentro de las secuencias de Oberlaab son diferentes a las registradas en los perfiles de México. A diferencia de las secuencias de Tlaxcala, los perfiles de Oberlaab (OB2 y OB6) se caracterizan por tener una señal muy baja en varios de los parámetros magnéticos analizados, así como por presentar el típico incremento en la curva de χ (“enhancement”) en la parte superficial de las secuencias registrado y reportado ampliamente en otras secuencias de loess (*Geiss y Banerjee, 1997 y 1998; Bloemedal y Liu, 2005 en prensa; Pan et al., 2005*).

V.2.1 Mineralogía magnética

A) Desmagnetización térmica

Las curvas de desmagnetización termal (dT) se caracterizan por presentar decrementos relativamente homogéneos, además de que no existen inversiones de sus componentes como las registradas en los perfiles de México.

Las curvas en el perfil OB2 tienden a tener pocas irregularidades durante el proceso hasta los 300 °C aproximadamente (Fig. 37). Aunque a temperaturas más altas existe una mayor irregularidad en las curvas, excepto en el horizonte E2 donde se observa una convergencia en la tendencia de las componentes a partir de los 400 °C que tiende a conservarse con ligeros cambios hasta los 700 °C (Fig. 37d). En cambio las curvas del perfil OB6 presentan una mayor frecuencia en las variaciones durante la desmagnetización, y en general, la mayoría de los horizontes presentan cambios en las componentes para temperaturas mayores de 700 °C (Fig. 38).

Se observa que el horizonte Ah, tiene un comportamiento similar al del horizonte E2 del perfil OB2, es decir, las componentes convergen alrededor de 500 °C, que se conserva hasta el final de las mediciones con una ligera tendencia decreciente (Fig. 37b y 38a).

En el perfil de OB2 hay tres fases 200-250, 300-330 y 500-650 °C, aunque para el horizonte E2-BCtg se ven solo dos fases alrededor de 200 y 550 °C (Fig.37d). En cambio, para el perfil OB6, se llegan a visualizar, en promedio, hasta cuatro fases que se ubican entre 120-150, 300-350, 500-580 y 650 °C (Fig.38).

Resultados

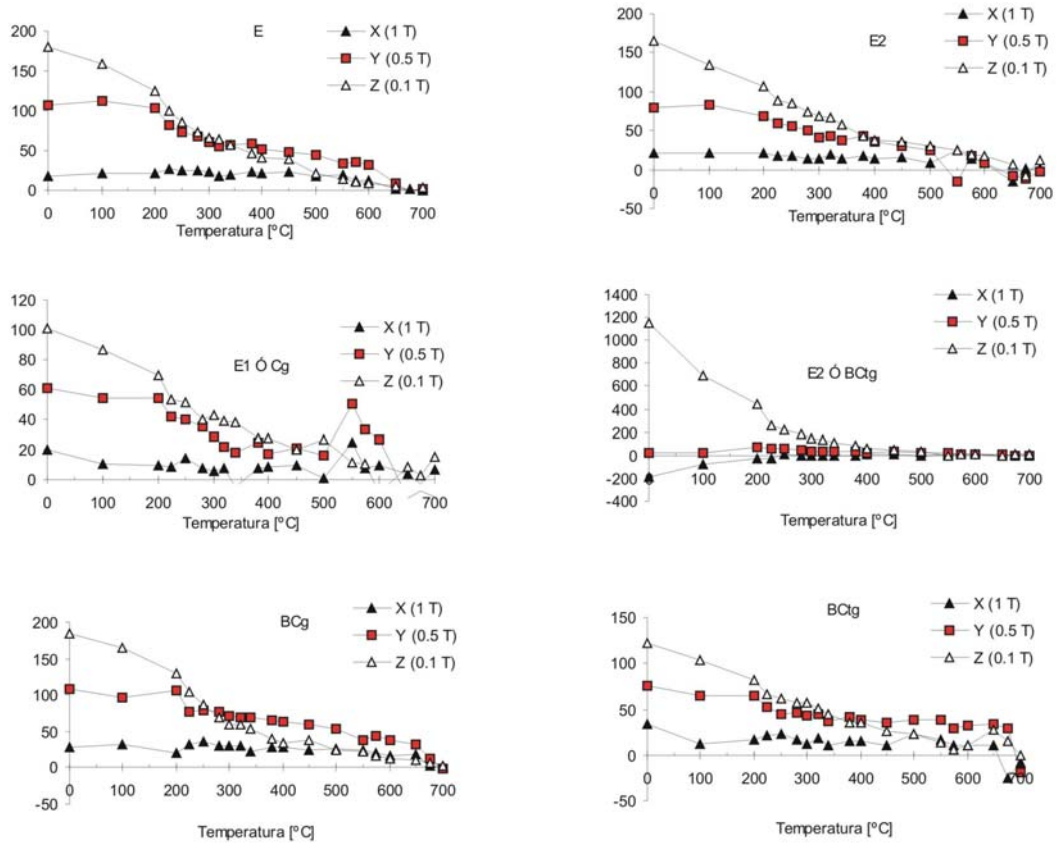


Figura 37.-Curvas representativas del comportamiento de los horizontes (OB2) obtenidas mediante el análisis de sus componentes por desmagnetización térmica. Previo a la desmagnetización se aplico tres pulsos ortogonales: $X=1T$, $Y=0.5T$, $Z=0.1T$.

Resultados

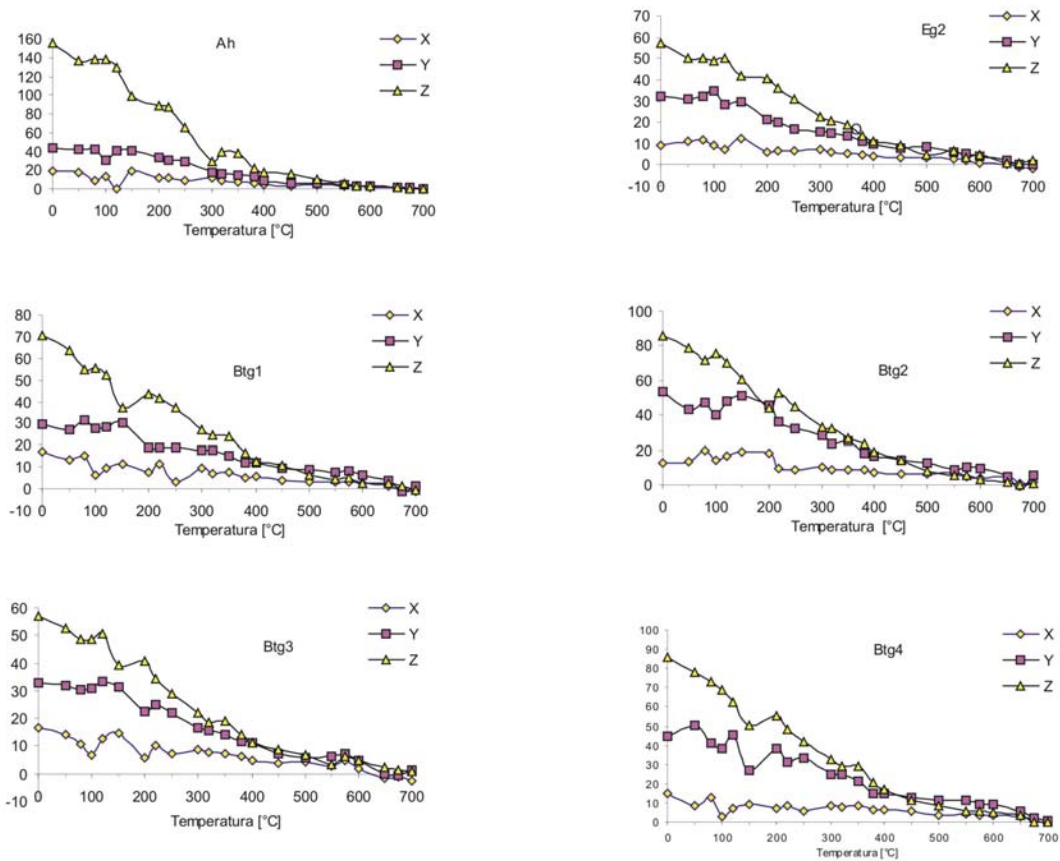


Figura 38.-Curvas representativas del comportamiento de los horizontes (OB6) obtenidas mediante el análisis de sus componentes por desmagnetización térmica. Puesto a la desmagnetización se aplico tres pulsos ortogonales: $X=1T$, $Y=0.5T$, $Z=0.1T$.

V.2.2 Magnetización Isotermal Remanente (IRM)

Las curvas indican que los horizontes localizados en la parte superficial, presentan curvas de adquisición con pendientes más fuertes que aquellos horizontes con mayor pedogénesis, donde las curvas registran pendientes más suaves; y alcanzan la saturación, si les llegan a adquirir, alrededor de 300 mT, en especial en el perfil OB2 (Fig. 39a).

En el perfil OB2 son los horizontes BCtg, los que tienen curvas con pendientes más suaves, por lo que saturaran a campos mas grandes (800 mT, aproximadamente) que el resto de los horizontes; aunque el horizonte C alcanza a saturarse a campos más bajos, alrededor de 200-300 mT y los E a 500 mT (Fig. 39c). En cambio, el perfil OB6 presenta las curvas con pendientes más suaves que el perfil OB2, y no se ve que se saturen al campo máximo aplicado (1 T), aunque en el horizonte superficial (Ah) presenta una curva irregular, existe una posible saturación alrededor de 500 mT (Fig. 39 b y d).

Resultados

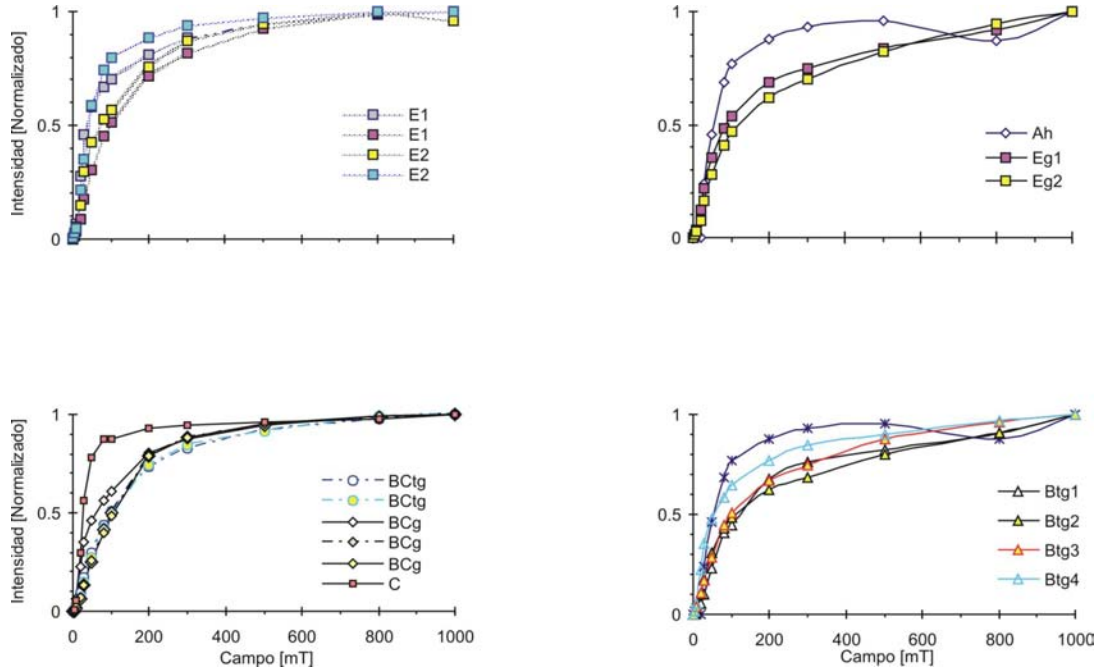


Figura 39.- Comportamiento representativo de las curvas de adquisición de IRM de los horizontes que constituyen a los paleosuelos éolicos (loess-paleosuelos) de los perfiles OB2 (izq.) y OB6 (der.) respectivamente. En ambos caso, las curvas sugieren una mayor presencia de minerales magnéticos duros

V.2.3 Ciclos de histéresis

En ambos perfiles se encontró que los ciclos de histéresis reflejan características semejantes. El rasgo característico de las curvas es la forma delgada y alargada que domina en la mayoría de los horizontes dentro de ambos perfiles; que puede ser considerado como un indicador de la inestabilidad magnética y/o del poco aporte de material ferri y antiferrimagnéticos (Fig. 40).

Además, los ciclos reflejan un amplio aporte de material paramagnético en la mayoría de los horizontes, excepto por las muestras con menos pedogénesis (OB6-Ah y OB2-Cg respectivamente), que presentan una baja contribución de ésta, así como curvas con una relativa mayor amplitud (coercitividad) que es indicador de la estabilidad magnética que no se ve en el resto de los horizontes (Fig. 40).

Resultados

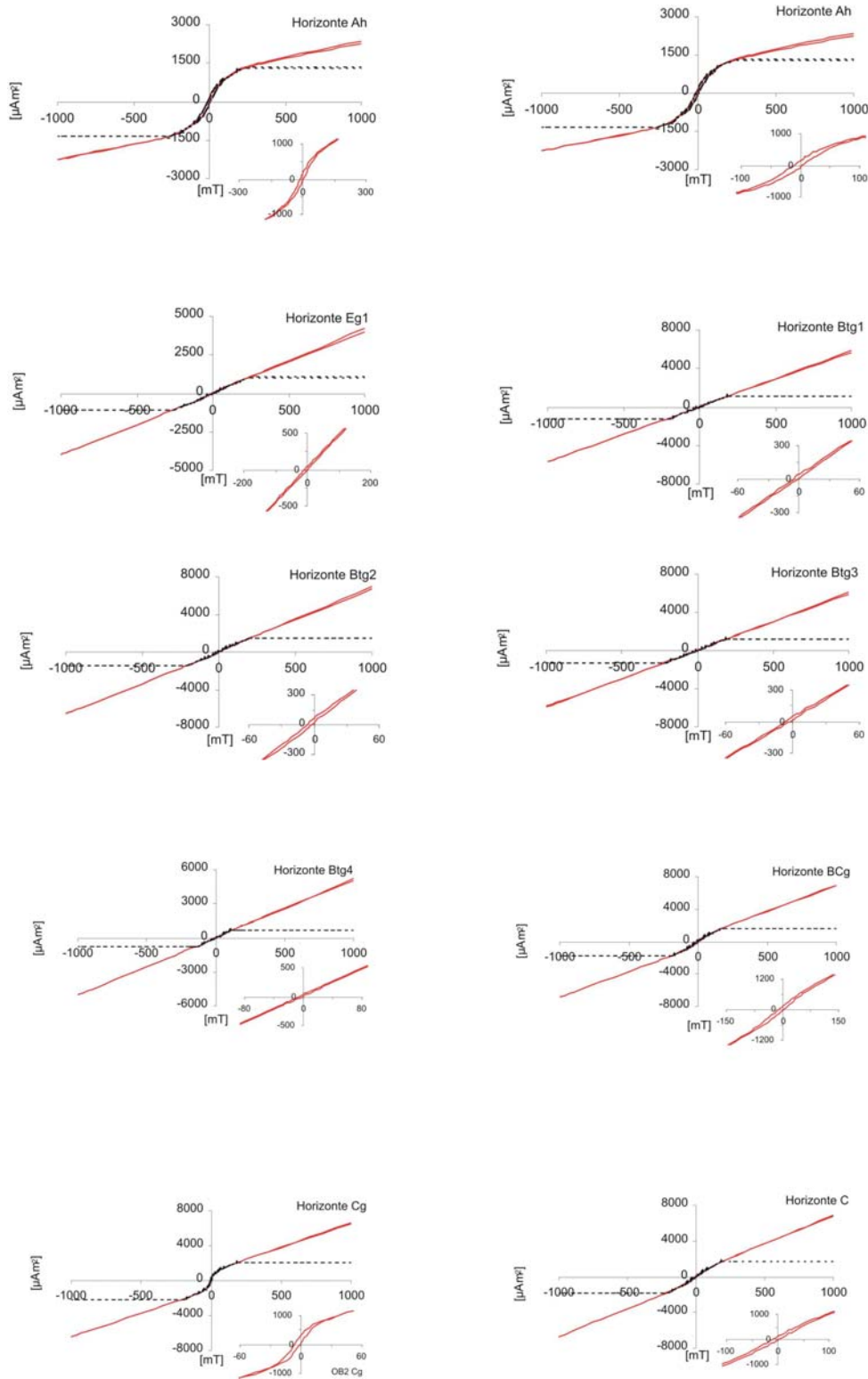


Figura 40.- Comportamiento característico de los ciclos de histéresis de los perfiles de la cantera de Pitchler (OB2 y OB6). Los ciclos se caracterizan por su forma alargada y delgada, así como la escasa presencia de minerales ferrimagnéticos.

V.2.4 Concentración magnética

Susceptibilidad Magnética (χ)

Presenta una baja concentración de minerales magnéticos, y aunque ambos perfiles tienen valores similares, el perfil OB2 tiene un mayor aporte relativo de material ferrimagnético (Fig. 41 a y g). Ambos perfiles tienen una tendencia decreciente, dentro de la zona con menor desarrollo edafológico, ubicados en la parte superior de los perfiles. Los valores fluctúan entre 0.05 y 0.39 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$. La principal diferencia se observa en OB2, que presenta la mayor variación y los cambios más abruptos, con los valores más altos ubicados en las muestras de transición entre los horizontes fundamentales (apéndice II) y en mínimo entre los horizontes E1 y E2 (Fig. 41a). Este comportamiento no se tiene en OB6, el cual prácticamente no tiene variaciones, aunque tiene un ligero incremento en Eg2 y Btg1, el máximo se localiza en el horizonte Ah y el mínimo en el límite entre Eg1 y Eg2 (Fig. 41g).

Magnetización Isotermal Remanente de Saturación (SIRM)

Los valores se encuentran entre 0.13 y 2.95 mAm^2/kg , ambos perfiles presentan una tendencia a disminuir con la profundidad en la parte superficial del registro, que es más clara e intensa en el perfil OB6 (Fig. 41h). Además las curvas conservan una estrecha similitud con los registrados con la χ , y aunque los valores son muy bajos y similares, se puede ver que en el perfil OB2 son ligeramente más grandes que los registrados en el perfil OB6, lo que es más evidente en los horizontes profundos (Fig. 41a, b, g y h). En ambos perfiles se pueden considerar curvas con escasas variaciones y no muy frecuentes. La curva del perfil OB2 tiene los valores más altos de los dos perfiles analizados, y se localizan entre los horizontes E2/Btg1 y Cg y los más bajos entre los horizontes E1/E2 y Btg1 (P_M) (Fig. 41b). En cambio dentro del perfil OB6, el máximo está en el horizonte Ah, mientras el resto del perfil permanece prácticamente constante con los valores más bajos, además de un ligero incremento dentro del horizonte Btg4 (P_I) (Fig. 41h).

Magnetización Anhistórica Remanente (ARM)

Los valores oscilan entre 0 y 0.03 mAm^2/kg aproximadamente, donde los valores del perfil OB2 son mayores que los de OB6. Aunque no se observa una tendencia clara en su comportamiento, OB6 se caracteriza por tener un incremento en la parte superficial del perfil (Fig. 41i). En cambio OB2 tiene cierta semejanza con la curva de χ y SIRM, y se caracteriza por tener un fuerte incremento en la parte profunda del perfil (Fig.41c).

**Magnetización Isotermal Remanente
en campos altos (HIRM₃₀₀)**

Los valores se encuentran entre 0.11 y 2.92 mAm²/kg, donde los datos de OB2 son mayores que los de OB6, y ambos perfiles se caracterizan por tener, en general, comportamientos opuestos a los registrados en los parámetros anteriores, sobretodo en la parte media e inferior (Fig. 41d y j). También presentan curvas irregulares, aunque en OB2 se ven relativamente más frecuentes, a diferencia de OB6 donde son más intensas las variaciones.

SIRM/ χ

Ambos perfiles tienen una estrecha relación con las curvas de χ y SIRM, con valores que fluctúan entre 1.99 y 8.96 kA/m. Para el perfil OB2 la curva es semejante a la observada en HIRM₃₀₀, los valores más altos corresponden al límite entre los horizontes Eg2/Btg1 y BCg (P_M). En OB6 la relación es más estrecha con parámetros como χ y SIRM. Aunque los valores son semejantes, los de OB2 son mayores (Fig. 41 e y k).

χ_f y χ_p

En ambos perfiles, se observa un fuerte dominio de la fracción paramagnética, entre 67 y 86% aproximadamente, sobre todo en el perfil OB2, que en general, mayor que en el otro perfil (Fig. 41 f y l). También existe un relativo incremento de material ferrimagnético en la parte superficial de ambos perfiles, con el horizonte Ah el horizonte con la máxima cantidad de ferrimagnéticos. El horizonte Btg4 (P_I) es la zona donde se encuentra el máximo aporte de material paramagnético; también se puede observar un incremento relativo de minerales paramagnéticos cuando se presenta un cambio entre horizontes fundamentales.

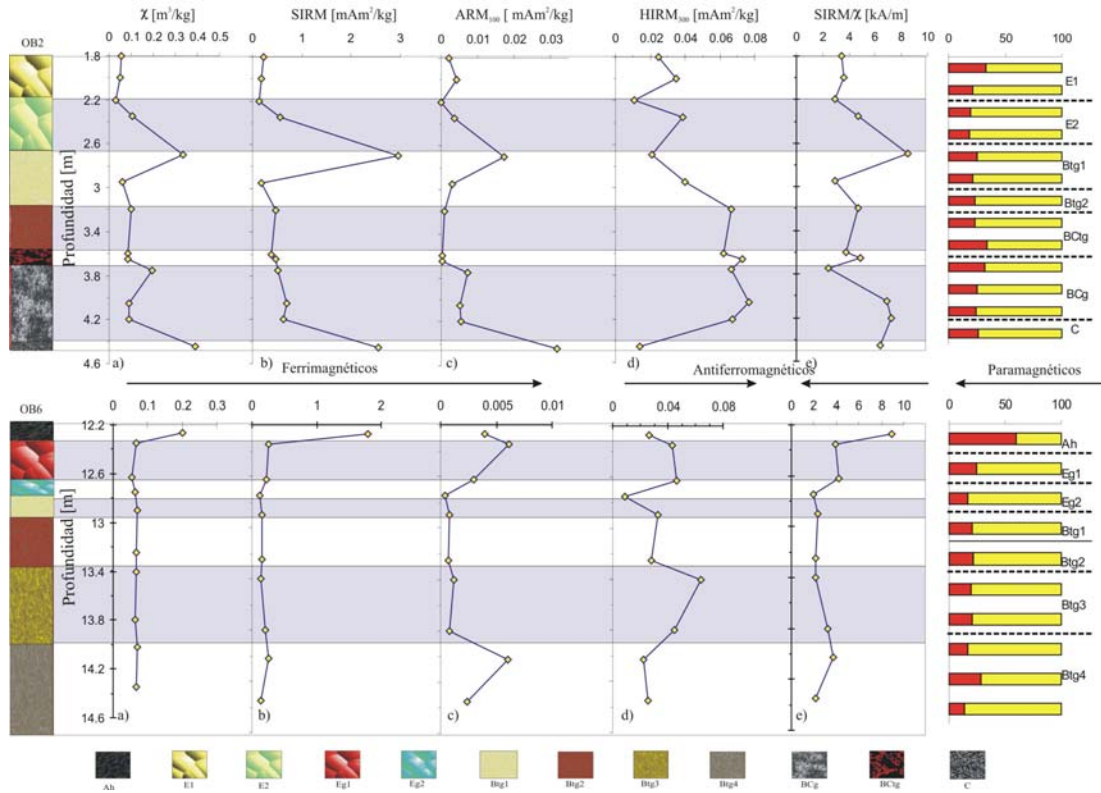


Figura 41.- Parámetros magnéticos asociados con la concentración magnética para las secciones OB2 (arriba) y OB6 (abajo). a-b y g-h) material ferrimagnético; c e i) partículas ferrimagnéticas finas; d-e y j-k) antiferromagnético; f y l) contribución paramagnética. En color rojo está la contribución ferrimagnética (χ_f), y en amarillo está la paramagnética (χ_p). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.2.5 Tamaño de partículas magnéticas

$\chi_{fd}\%$

Los valores para estos perfiles (OB2 y OB6) son bajos (0-40%), ambos perfiles son relativamente semejantes entre si, aunque los del perfil de OB2 son, en su mayoría, son más grandes que en OB6 (Fig. 42a). Estos resultados deben tomarse con reservas, dada su baja señal registrada, lo que hace difícil su interpretación. Los dos perfiles tienen cambios abruptos en los extremos de ambas curvas. En el caso de OB6, se observa que no presenta cambios, por lo que se puede considerar nulo el aporte de material ultrafino en la mayor parte del perfil, aunque el máximo de este perfil se encuentra en el horizonte Eg1 (P_S); mismo que es tan intenso como el registrado en la transición entre los horizontes E1/E2 del perfil OB2 (Fig. 42e).

χ_{ARM}/χ

Las curvas tienen valores similares en ambos perfiles y oscilan entre $4E-06$ y $1E-05$, aunque en general, en OB2 son ligeramente más altos y con variaciones más frecuentes e intensas que los observados en OB6. La diferencia entre perfiles estriba en el comportamiento de las curvas, es decir, para el perfil OB2, tiene una curva opuesta a la de $\chi_{fd\%}$, considerándose curvas “espejo” (Fig. 42b).

En el caso del perfil OB6, se conserva una relación directa con el mismo parámetro ($\chi_{fd\%}$), aunque con más variaciones, lo que muestra una mejor resolución (Fig. 42f).

ARM/SIRM

En general, los valores más altos están en OB2, con diversas variaciones, y las de menor frecuencia se localizan en OB6, con los mayores valores localizados en los extremos del perfil aproximadamente (Fig. 42c y g). Los valores se encuentran entre 0 y 0.02; en el perfil OB2 se encuentran en los horizontes E1 y Btg1, ambos en su parte media y en la transición entre los horizontes BCtg/BCg (Fig. 42c). Los mínimos dentro del perfil OB2 se localizan en la transición entre los horizontes E1/E2 y el horizonte BCtg (P_M); y en el perfil OB6 en los horizontes Ah y Btg1, ambos en su parte media (P_M) y en el horizonte Btg4 (P_S) (Fig. 42g).

H_{CR}/H_C

Se encontraron valores similares alrededor de 3.8 y 46.7, con tendencias opuestas, en el perfil OB2 con una tendencia decreciente con la profundidad, un incremento abrupto en el horizonte Btg1 (P_M) y el mínimo al final del perfil, dentro del horizonte C (Fig. 42d). En el perfil OB6 tiene una tendencia a incrementarse con la profundidad, además de presentar dos agrupamientos de muestras (Fig. 42h). El primer grupo comprende desde la parte superficial del perfil hasta el horizonte Btg1 (P_S); en la parte intermedia de los perfiles como la zona de mayor concentración de material grueso, que disminuye hacia la transición con Btg4, donde se ve un incremento abrupto de la última muestra (Fig. 42h).

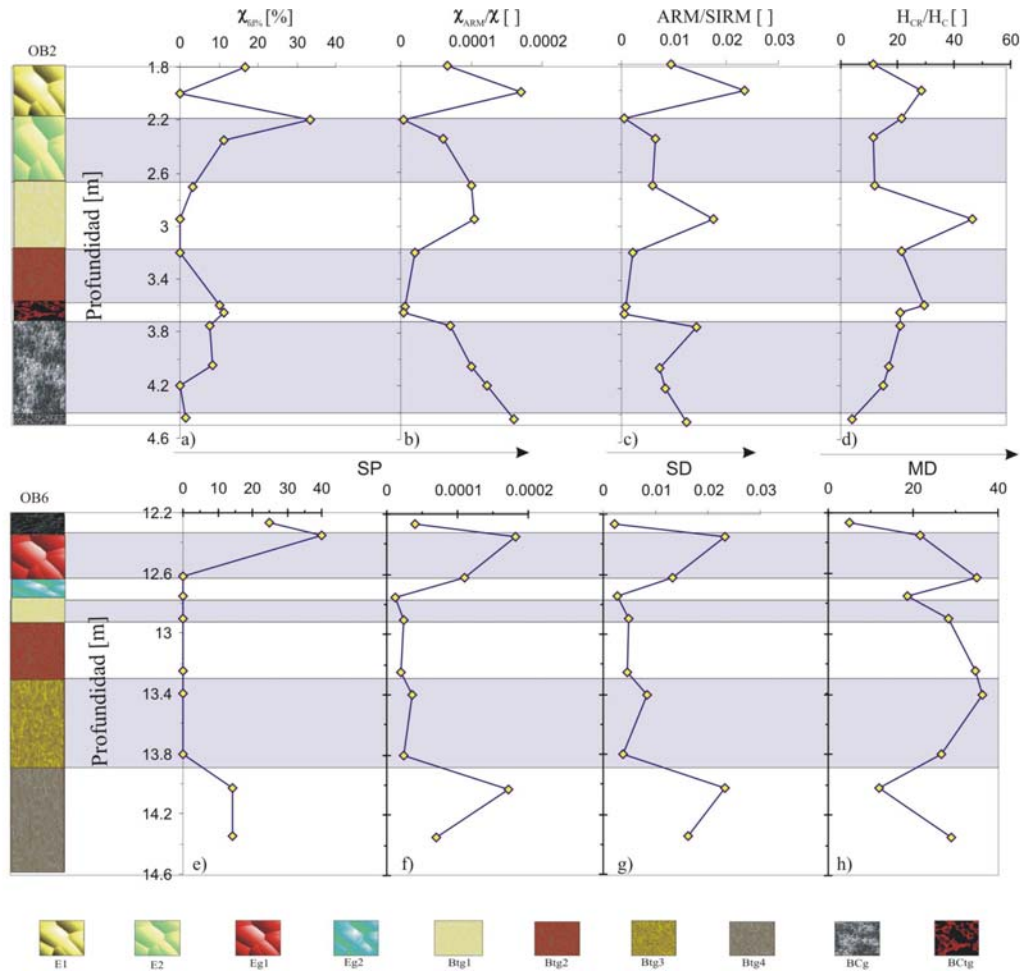


Figura 42.- Parámetros magnéticos asociados con el tamaño de partícula magnética para las secciones OB2 (arriba) y OB6 (abajo). a-b y e-f) partículas ultrafinas (SP); c y g) partículas finas (SD); d-y h) partículas gruesas (MD). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.2.6 Estabilidad y dureza magnética

H_{CR}

Los valores para este parámetro oscilan entre 22.8 y 140 mT, ambos perfiles tienen valores semejantes, aunque los valores del perfil OB6 son relativamente mayores que los del perfil OB2 (Fig. 43). El perfil OB2 tiene una estrecha relación con el parámetro anterior (H_C/H_{CR}), en general, la curva presenta pocas variaciones, con una ligera tendencia decreciente que abarca los horizontes E1 (P_M) hasta E2 (P_M) y los horizontes BCg (P_I) y C, un incremento abrupto en el horizonte Btg1 (P_M) (Fig. 42d y 43a). En el perfil OB6 los valores se encuentran entre 34.5 y 109 mT, se ven tres grupos de muestras, que tienen una estrecha relación con el perfil H_{CR}/H_C, con la parte media del perfil con el mayor agrupamiento de muestras.

Resultados

Los valores más altos se encuentran en el horizonte Btg3 (P_M), además de un incremento abrupto en el horizonte Btg4 (P_1); y los mínimos en la parte media del horizonte Eg2 y Btg4. (Fig. 42h y 43e).

H_C

Ambos perfiles se caracterizan por tener comportamientos constantes en la mayor parte de las secuencias, y en los extremos la curva presenta incrementos paulatinos (Fig. 43b y f). Es decir, en el perfil OB2 la tendencia constante se localiza desde el inicio del perfil hasta el horizonte Btg1 (P_M) y una tendencia a incrementarse paulatino hasta el final del perfil (Fig. 43b). En el perfil OB6 se caracteriza por tener una curva opuesta a la registrada en el perfil OB2, es decir, tiene una tendencia a decrecer con la profundidad desde la parte superficial del perfil hasta el horizonte Eg2, y los valores constantes se localizan en el resto del perfil (Fig. 43f).

S_{100}

Los valores de ambos perfiles se encuentran entre 0 y 0.99, y aunque ambos perfiles presentan valores bajos en la mayoría de las curvas, en general la curva del perfil OB6 tiene valores más bajos que los registrados en OB2 (Fig. 43 c y g). En general, los dos perfiles se caracterizan por presentar, en la mayoría de la curva, comportamientos opuestos con respecto a χ_{ARM}/χ , ARM/SIRM, H_{CR}/H_C y H_{CR} . (Fig. 42b, c, d, f, g, h y 43a, e). En el perfil OB2, los valores más altos se encuentran en la transición entre E2/Btg1 y el horizonte C, y el mínimo en el horizonte Btg1 (P_M) (Fig. 43c). En cambio en el perfil OB6, los máximos se localizan prácticamente en los extremos dentro de los horizontes Ah y Btg4 (P_M), con un máximo relativo en el horizonte Btg1; y los mínimos dentro del horizonte Btg3 (Fig. 43g).

S_{300}

Los valores para los dos perfiles están entre 0.11 y 0.97, tienen valores y tendencias similares entre si; además de tener una estrecha relación con el parámetro anterior (S_{100}), además de presentar en general comportamientos opuestos entre sí. Es decir, existe en el perfil OB2 hay una tendencia a incrementarse con la profundidad, mientras que en OB6 disminuye con la misma (Fig. 43d y h). En las dos gráficas se observa que hay algunos cambios abruptos que salen del comportamiento dominante dentro de la curva. Para OB2, los máximos se localizan en los horizontes C y la transición E2/Btg1y el mínimo en el horizonte Btg1 (P_M) (Fig. 43d), mientras que en el perfil OB6, los valores más altos se ubican prácticamente en los extremos y el mínimo en el horizonte Btg3 (Fig. 43h).

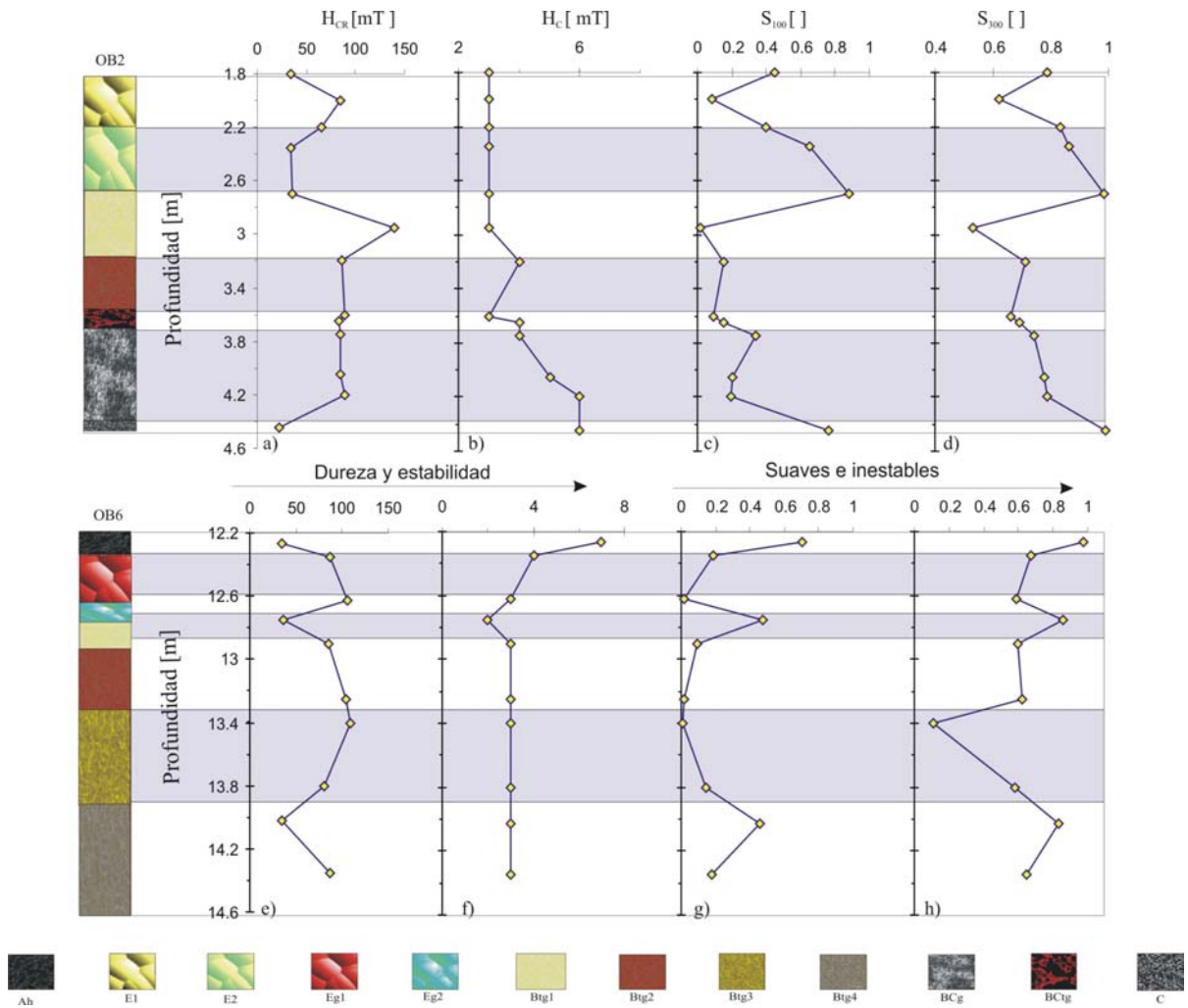


Figura 43.- Parámetros magnéticos asociados con la dureza magnética para las secciones OB2 (arriba) y OB6 (abajo). a-b y e-f) dureza y estabilidad magnética, c-d y g-h) inestabilidad magnética. El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

IV.2.2 Láminas delgadas

- 1) Horizonte Btg1.- con un espesor aproximado de 0.2 m dentro del perfil OB2, presenta restos de carbón, calcinado, además de tener cuarzo, feldespatos y partículas de limo, redondeados. Hay pocos restos de cutanes fragmentados y contaminados con partículas de limo. Presenta formas concéntricas similares a los producidos por procesos de bioturbación y/o crioturbación (Fig. 44b y e).
- 2) Horizonte E2.- Presenta un incremento en el contenido de cutanes con respecto al horizonte Btg1, aunque con características muy similares a las del horizonte Btg1. Tiene una cantidad considerable de cuarzo y de nódulos de hierro que presentan fuerte desarrollo (Fig. 44d).

Resultados

- 3) Horizonte BCg.- Existen cutanes, nódulos y concreciones de hierro. Hay evidencias de una importante tendencia de fragmentación como resultado de posibles procesos de criogénesis. El contenido de cutanes es mayor con respecto al resto de los horizontes, con la diferencia de presentar menos impurezas. También hay micas con rasgos de intemperismo que se ven como material opaco (Fig. 44a).
- 4) Horizonte C.- se observan restos de humus, óxidos de hierro (nódulos) poco abundantes posiblemente detríticos (Fig. 44c).

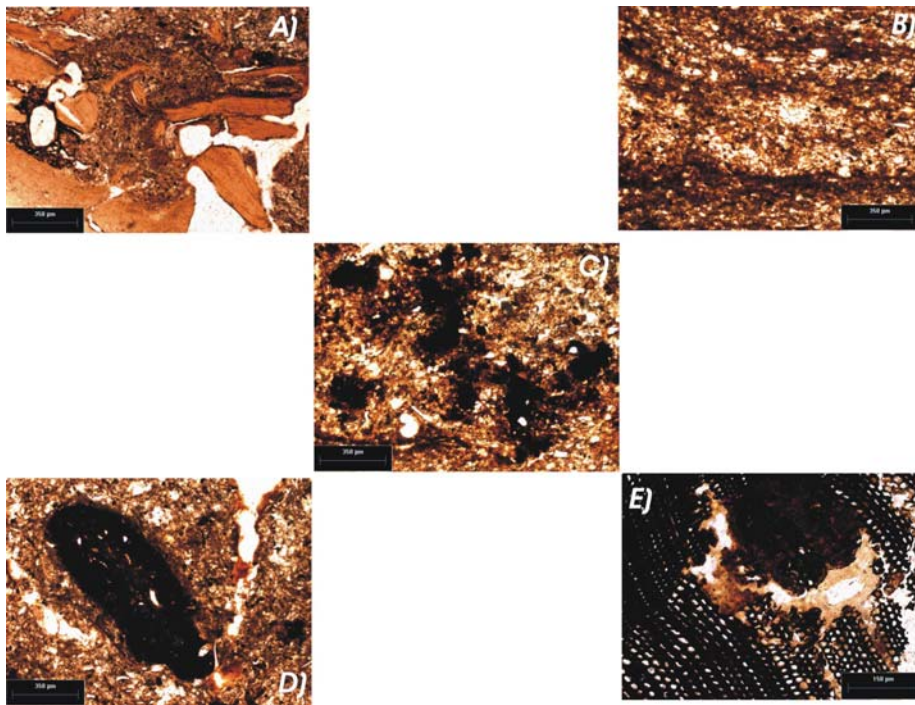


Figura 44.- Fotografías (luz transmitida) de laminas delgadas para algunos horizontes de la localidad de Oberlaab.

V.3 Cantera Alexandrovsky

Las tendencias observadas en la mayor parte de los parámetros magnéticos también son diferentes a las secuencias de México, aunque presentan son similares al registrado en los perfiles austriacos, es decir, esta secuencia (MIK13) también presenta el incremento en la parte superficial que decrece con la profundidad del perfil. Además, se puede observar que los resultados de laboratorio tienden a ser más altos que los registrados en Austria.

V.3.1 Mineralogía magnética

Desmagnetización Térmica

Las tendencias en las gráficas de desmagnetización termal, muestran en general hasta cuatro-cinco fases, que se ubican aproximadamente alrededor de 100-120, 200-240, 300-400, 550-580, 650 °C (Fig. 45). Los horizontes superficiales presentan curvas con decrementos constantes hasta la temperatura de 580 °C, a partir de la cual la remanencia es prácticamente cero. Las curvas se caracterizan por tener la amplitud inicial más alta en la componente Z, misma que disminuye con la profundidad. La muestra asociada con el horizonte A (0.05 m) y E2 (0.245 m) presentan una inversión al comienzo de la gráfica (Fig. 45a y b).

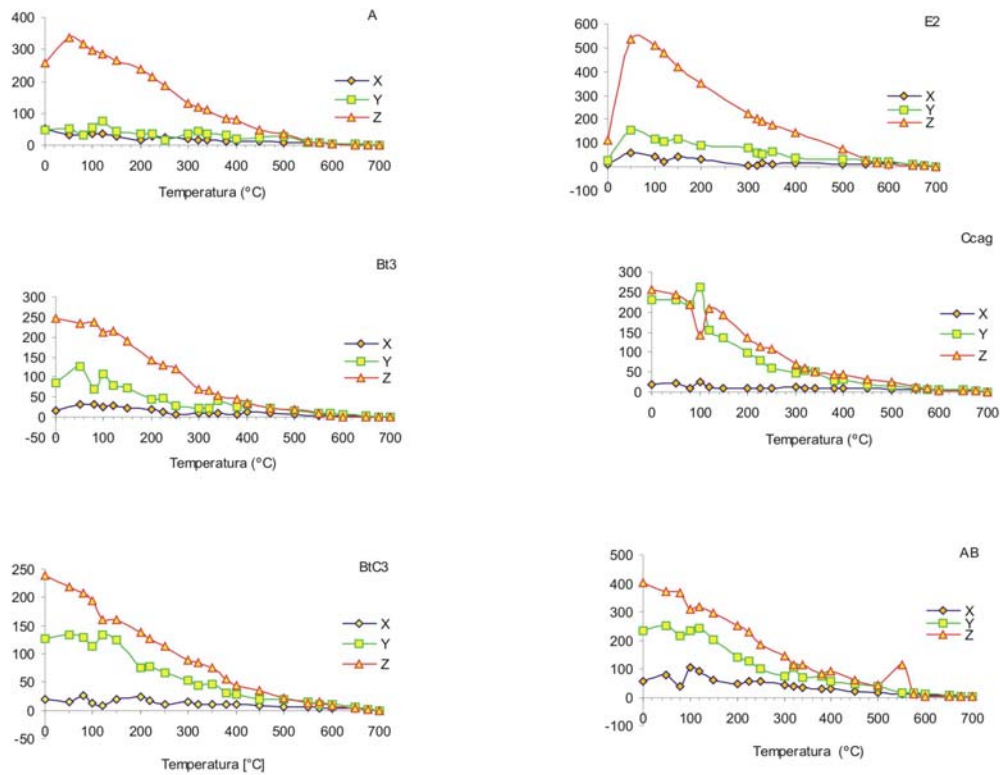


Figura. 45.-Curvas representativas del comportamiento de los horizontes (MIK13) obtenidas mediante el análisis de sus componentes por desmagnetización térmica. Previo a la desmagnetización se aplico tres pulsos ortogonales: $X=1T$, $Y=0.5T$, $Z=0.1T$.

V.3.2 Magnetización Isotermal Remanente (IRM)

La curva de adquisición presenta dos comportamientos extremos, uno con una pendiente muy suave que no alcanza la saturación, y que corresponde a un horizonte de lavado (E), y otro con una pendiente muy pronunciada para el horizonte más superficial de la secuencia (A) (Fig. 46a y c). El resto de los horizontes se encuentran concentrados entre estos dos extremos. Tanto el horizonte A como el Bt (P_S) presentan como rasgo particular, una adquisición irregular en los pulsos de 80-200 mT y el horizonte Bt2 entre 300 y 800 mT (Fig. 46b).

La mayor parte de las curvas no se observan indicios claros de saturación, sobre todo en los horizontes superficiales. Aunque en algunas muestras, (horizontes de mayor evolución) los registros indican que son a campos altos, alrededor de 500-800 mT aproximadamente, donde comienzan las muestras a saturarse (Fig. 46b).

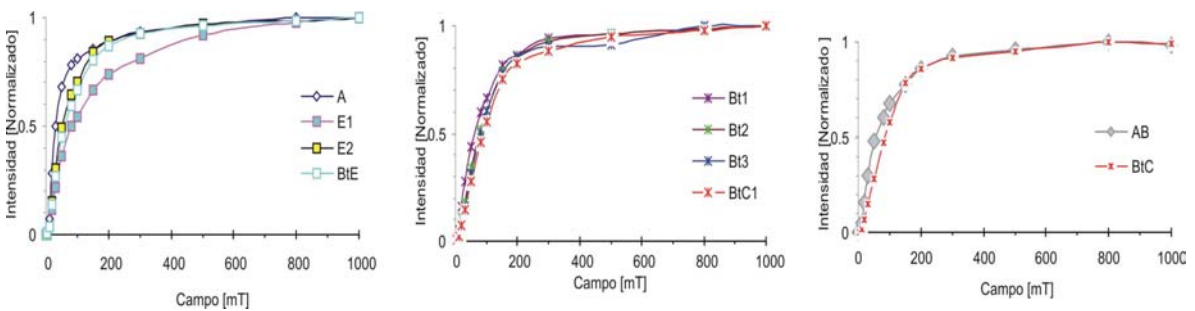


Figura 46.- Comportamiento representativo de las curvas de adquisición de IRM de los horizontes que constituyen a los paleosuelos eólicos (loess-paleosuelos) del perfil compuesto MIK13. Las curvas sugieren una mayor presencia de minerales magnéticos duros.

V.3.3 Ciclos de histéresis

En su mayoría muestran ciclos delgados, alargados, no alcanzan a cerrar en los extremos, y tienen una alta contribución de material paramagnético (41-67.5% en promedio, aproximadamente) siendo la de mayor contribución la que se ubica en los horizontes superficiales; mientras que la menor tienden a estar en los horizontes más profundos y de lavado (Fig.47). Dentro de los horizontes superficiales, es donde se observan curvas más estables, es decir, con una mayor amplitud del ciclo (con amplias coercitividads), con una ligera tendencia a las típicas formas de “avispa” (Fig.47a y h).

Resultados

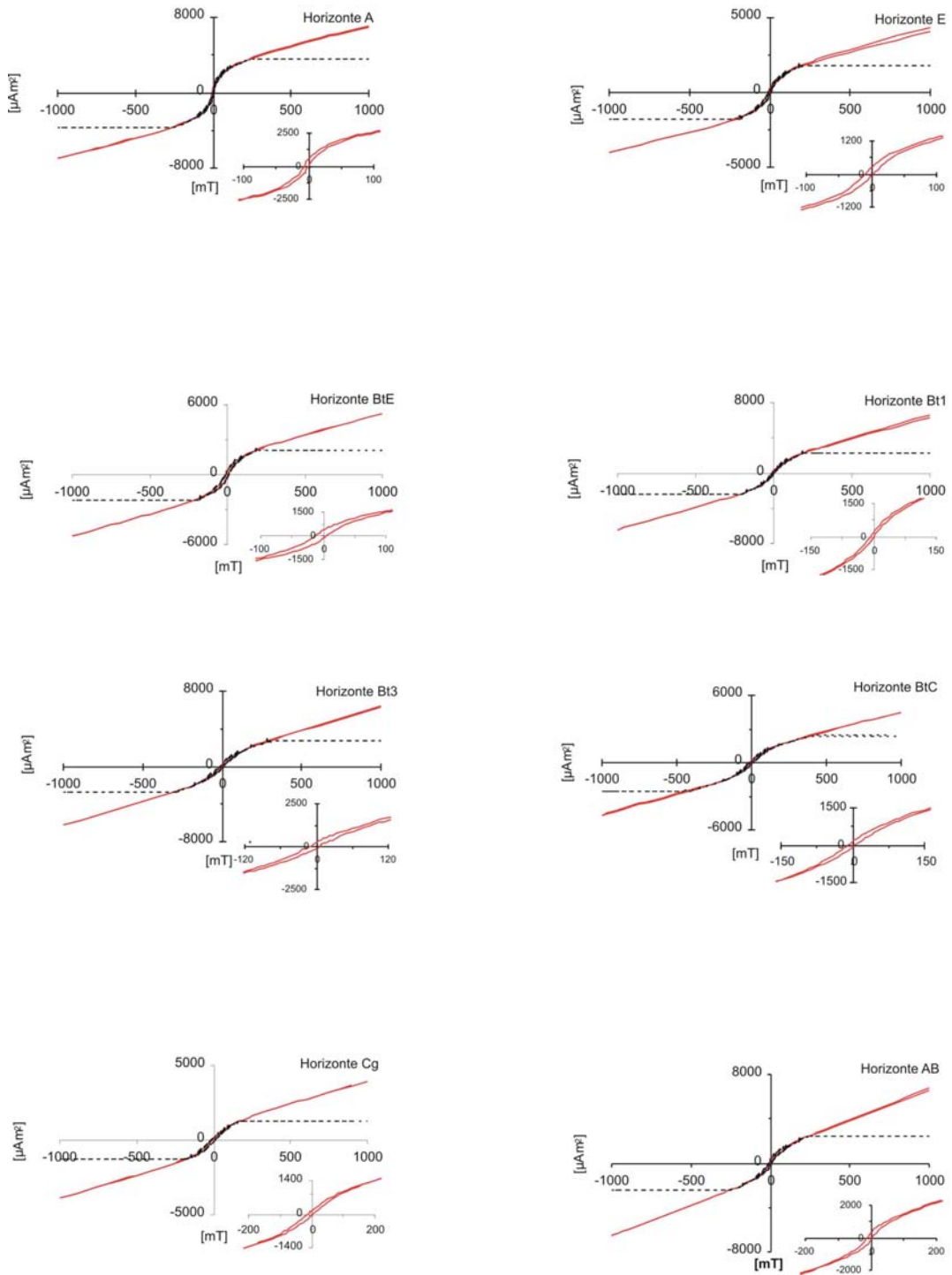


Figura 47.- Curvas representativas de los ciclos de histéresis del perfil compuesto MIK13, mismo que se caracterizan por sus formas delgadas y alargadas, así como por una importante presencia de material paramagnético.

V.3.4 Concentración magnética Susceptibilidad magnética (χ)

La señal presenta valores entre 0.09 y 0.77 $\mu\text{m}^3/\text{kg}$, los horizontes A, BtE y AB, aunque este último es de menor intensidad, el mínimo esta dentro del horizonte E1 (Fig. 48a); además tiene dos ligeros incrementos que corresponden con los horizontes E, BtE, Bt1 y Bt2, para el primer grupo, y Cg y AB para el segundo. El resto del perfil, tiende a decrecer ligeramente con la profundidad. Los valores más altos se encuentran dentro de los horizontes A, BtE y AB. También se observa que la mayor contribución de ferrimagnéticos está en los horizontes (A) y el menor aporte en los horizontes de lavado (E). Además se tiene un enriquecimiento en los extremos del perfil y un ligero decremento en la parte media.

Magnetización Isotermal remanente de Saturación (SIRM)

Presenta una tendencia a disminuir con la profundidad, sus valores se encuentran entre 0.6 y 2.53 mAm^2/kg . El comportamiento de este parámetro es similar al registrado en la curva de susceptibilidad (χ), aunque con un ligero “retraso” dentro de este. El mínimo está dentro del horizonte de lavado (E) y el máximo a 0.05 m en el horizonte de más superficial (A). Aunque también hay incrementos no tan intensos también que se localizan en los horizontes BtE y AB (Fig.48b).

Magnetización Anhistérica Remanente (ARM)

Los valores se encuentran entre 0 y 0.07 mAm^2/kg aproximadamente, la curva tiene una tendencia a decrecer con la profundidad que se ve interrumpida por frecuentes cambios abruptos, sobre todo en la parte superficial del perfil. Estos cambios son más intensos donde existe la transición entre horizontes fundamentales (Fig. 48c). El máximo corresponde con el horizonte A, mientras que los valores más bajos se ubican dentro del horizonte BtC (P_s); además en la parte final de la gráfica, se puede observar una ligera tendencia a incrementarse la señal.

Magnetización Isotermal Remanente en campos altos (HIRM₃₀₀)

Los valores del registro se ubican entre 0.056 y 0.16 mAm^2/kg , las curvas tienen una estrecha relación con la gráfica de SIRM, y se puede ver que hay tres intervalos que son asociados con los horizontes E1-E2-BtE, Bt2 y BtC2-BtC3 y BtC4. Además existe una ligera tendencia a disminuir con la profundidad, con cambios abruptos en el horizonte Bt2 (P_s) y dentro del horizonte BtE (Fig. 48d).

SIRM/ χ

En la mayor parte de la gráfica se presenta una tendencia a incrementarse con la profundidad, aunque se llegan a presentar cambios abruptos que sobresalen del comportamiento principal (Fig. 48e). Estos cambios son más evidentes en los horizontes E2/BtE, Bt3 y Ccag. Cuenta con valores que oscilan entre 3.3-17.37 kA/m, su máximo se localiza en el horizonte BtE y el mínimo en el horizonte A. Hay una disminución significativa se puede ver entre los horizontes BtE-Bt1 y Bt2.

χ_p y χ_f

En general, está secuencia se caracteriza por tener una fuerte cantidad de paramagnéticos, entre 41 y 67% aproximadamente, con la máxima señal registrada en el horizonte Ccag y el mínimo en el horizonte A. También se puede observar que el material ferrimagnético tiende a disminuir con la profundidad, mostrando una ciclicidad relativa (Fig.48f). Además, a partir del horizonte Ccag, existe un comportamiento diferente al del resto de la secuencia, es decir, se registra una incremento de ferrimagnéticos con la profundidad, lo que puede ser indicador de cambios en la condiciones paleoambientales.

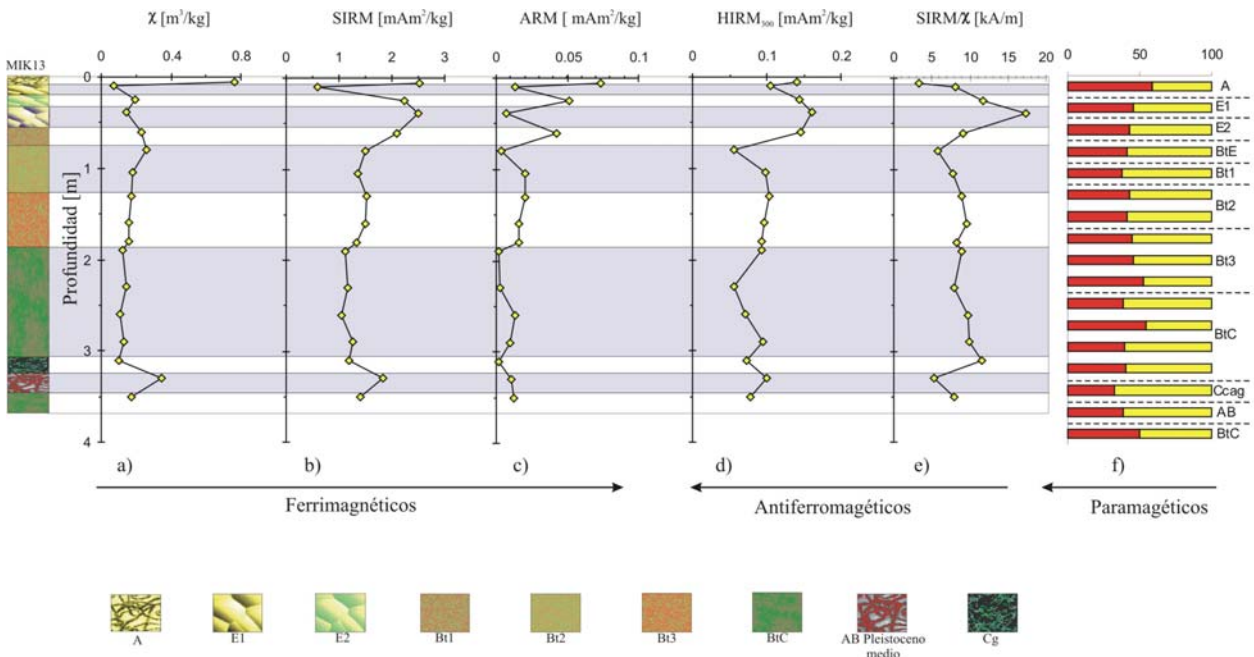


Figura 48.- Parámetros magnéticos asociados con la concentración magnética para la sección compuesta MIK13. a-b) material ferrimagnético; c) partículas ferrimagnéticas finas; d-e) partículas antiferromagnéticas; f) contribución paramagnética. En color rojo está la contribución ferrimagnética (χ_f), y en amarillo está la paramagnética (χ_p). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.3.5. Tamaño de partícula magnética

$\chi_{fd}\%$

La curva se caracteriza por ser muy irregular con valores que se encuentran entre 0-15%, los mínimos están dentro de los horizontes más profundos. El máximo se encuentra en el horizonte Bt4, y existen incrementos abruptos en 0.095, 0.8, 1.6 y 3.5 m propios de los horizontes E1, Bt2 (P_S), al horizonte Bt3 (P_M) y el horizonte BtC respectivamente (Fig. 49a).

χ_{ARM}/χ

Tiene una curva mejor definida, con una tendencia a disminuir con la profundidad, que cuenta con frecuentes variaciones en su comportamiento, sobre todo en los extremos del registro; además, en la parte media presenta una tendencia constante. Los valores van desde 1.05 hasta 1.8, con el máximo localizado en el horizonte de lavado (E) y el mínimo en el horizonte de acumulación de arcilla (Bt) (Fig.49b).

ARM/SIRM

En general, presenta una tendencia a disminuir con la profundidad, la curva es muy irregular, es decir, con variaciones frecuentes e intensas sobre todo en la parte superficial; presenta un ligero incremento en la transición entre los horizontes Bt-BtC. Los valores están en el rango 0.0015-0.029 con el máximo en la parte superficial del perfil (horizonte A) y el mínimo en el horizonte Cg (Fig. 49c).

H_{CR}/H_C

Tiene una curva que presenta pocas variaciones, en su mayoría no son intensas; y muestran una ligera tendencia a disminuir con la profundidad, desde la parte superficial del perfil hasta el horizonte Bt2. Los valores fluctúan entre 4 y 26; además existe una tendencia constante que comprende los horizontes Bt3 y BtC que es interrumpida por un incremento abrupto dentro del horizonte Bt3, que corresponde con el máximo, mientras el mínimo esta en el horizonte AB (Fig. 49d).

Resultados

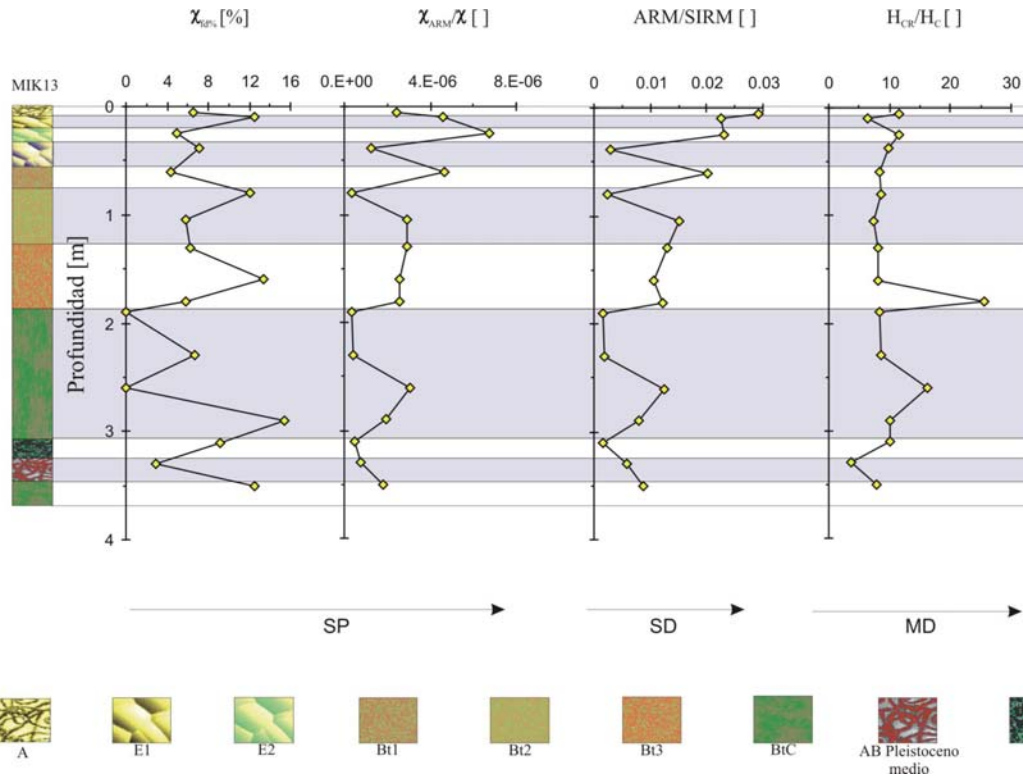


Figura 49.- Parámetros magnéticos asociados con el tamaño de partícula magnética para el perfil MIK13. a-b) partículas ultrafinas (SP); c) partículas finas (SD); d) partículas gruesas (MD). El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

V.3.6 Estabilidad y dureza magnética

H_{CR}

Tiene una señal en general a incrementarse con la profundidad, que es más evidente en la parte superficial del perfil. Se puede observar que en la parte media la señal se conserva. Además hay de dos tendencias crecientes en los extremos del perfil. Los valores se encuentran entre 21.5 y 81 mT, con el mínimo en el horizonte con menos evolución, asociado con el Pleistoceno medio, el máximo dentro de los horizontes más profundos que le sobreyacen, y un incremento abrupto de la señal en el horizonte que subyace BtC3 (Fig. 50a).

H_C

La curva se caracteriza en general por tener una curva con pocos cambios, en la mayor parte de la curva, aunque en los extremos del perfil se tienen algunas variaciones. En la parte baja del perfil se encuentran las variaciones más altas. Los valores registrados en este parámetro oscilan entre 3 y 8 mT, el mínimo se ubica en el horizonte superficial del perfil (A) y el máximo dentro de los horizontes más profundos (BtC (PI) y Cg). (Fig. 50b).

S₁₀₀

Tiene una tendencia a disminuir con la profundidad, en los extremos hay mayor variación, sobre todo en la parte superficial, donde también se registran los más intensos. Los valores se encuentran entre 0.18-0.67, con el máximo en el horizonte de acumulación de arcilla (P_S) y el mínimo dentro del horizonte de lavado. Aumentos considerables en la señal se pueden ver que corresponden con los horizontes superficiales (Fig. 50c).

S₃₀₀

Tienen una curva con una ligera tendencia a disminuir con la profundidad, que presenta variaciones con mayor frecuencia y relativa intensidad, los valores están entre 0.65 y 0.92 m. tanto el máximo como el mínimo se encuentran en la parte superior del perfil. Un par de incrementos abruptos se localizan dentro de los horizontes Bt y BtC (Fig. 50d).

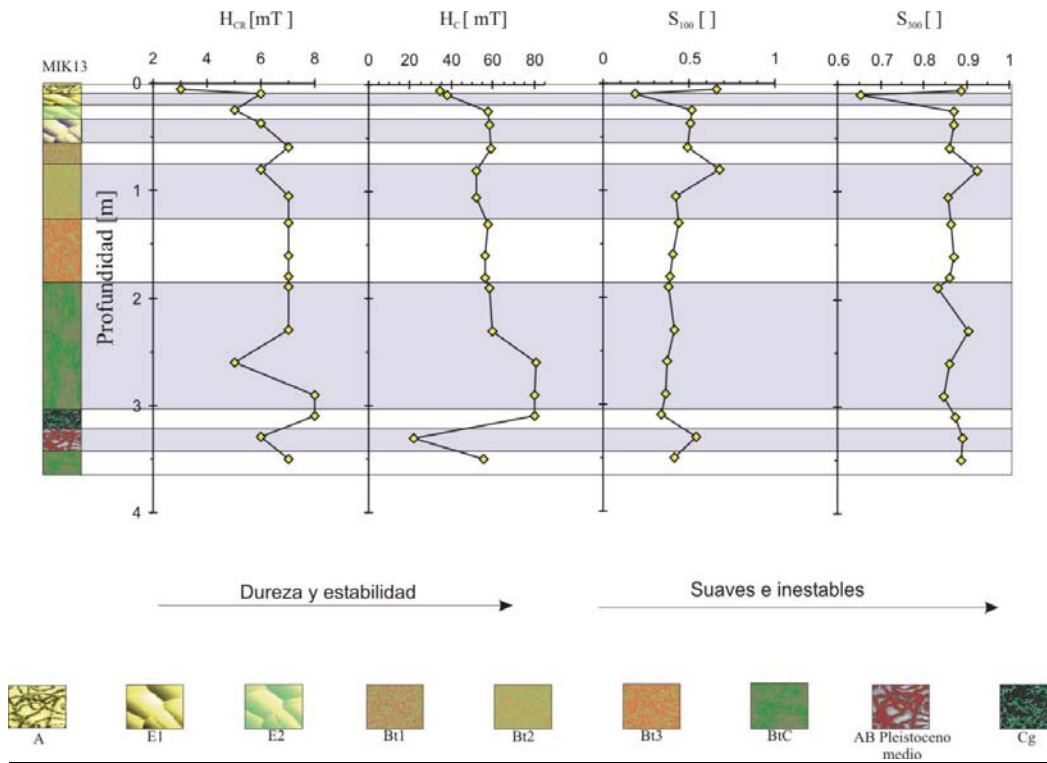


Figura 50- Parámetros magnéticos asociados con la dureza magnética para la sección compuesta MIK13. a-b) dureza y estabilidad magnética, c-d) inestabilidad magnética. El sentido de las flechas indica la dirección en la que se incrementa la contribución de cada una.

IV.3.2 Láminas delgadas

Destacan algunos rasgos como: la presencia de siltanes (Fig.51c), así como el ordenamiento preferencial del material (Fig. 51c) dentro de los horizontes.

Horizonte Bt.- la muestra de la lámina corresponde a la parte media del horizonte, hay evidencias de material lavado, grueso y arcillas, cutanes y nódulos de hierro. También presenta nódulos de manganeso (Fig. 51a y b).

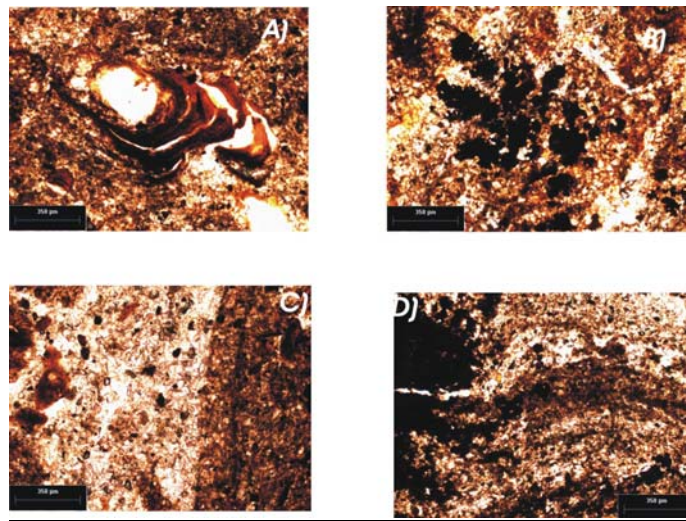


Figura 51.- Fotografías de algunas laminas delgadas, para muestras de la localidad de Kursk.

VI Discusión

En esta parte, se analiza en su conjunto el comportamiento magnético registrado dentro de cada sección y posteriormente se le da seguimiento a la respuesta magnética por horizonte. A pesar de estar ubicados dentro de una misma localidad, es posible observar diferencias en su comportamiento magnético como resultado de procesos naturales como artificiales. De esta forma, el capítulo se subdivide en tres subcapítulos principales: VI.1 Barranca de Tlalpan, VI.2 cantera Pitchler, y VI.3 cantera Alexandrovski; así como sus respectivos secciones que corresponden al comportamiento de sus horizontes. También existe un apartado (VI.4) donde se muestra la relación entre perfiles con un mismo origen, así como entre las diferentes localidades.

VI.1 Barranca de Tlalpan

VI.1.1 Mineralogía Magnética

Se encontró que la señal magnética esta compuesta por más de una fase mineralógica en la mayor parte de las secciones que conforman al perfil, esto probablemente debido a las mezclas de tamaños y los diferentes grados de oxidación, alteración, e incluso forma de las partículas magnéticas, así como el sistema cristalino en el que se encuentran. Ambos métodos (κ vs. T y desmagnetización termal, d_T), presentan un amplio espectro de temperaturas, incluso dentro de un mismo tipo de horizonte; lo que permite dar seguimiento de las diferentes etapas de desarrollo y alteración al que se sometió la unidad pedoestratigráfica (Fig. 21 y 22). Esta dispersión de temperaturas dificulta la obtención de una interpretación puntual y unívoca del tipo de mineralogía que constituye a estas unidades por medio de estas mediciones; debido a la velocidad con la que se puede dar la alteración de los minerales magnéticos. Por esa razón, se recurre al análisis de otros parámetros magnéticos y mediciones en bajas temperaturas, que aporten información complementaria para determinar la mineralogía de cada perfil, además de otras técnicas utilizadas en el estudio de los suelos (Fig. 25 y 26).

Las gráficas de κ vs. T (secciones TX30, TX41 (P_M y P_I) y TX43) se caracterizan por presentar, en promedio, dos fases magnéticas reversibles que abarcan distintos intervalos, aunque la mayoría de las temperaturas corresponden a titanomagnetita-titanohematita que oscilan entre TM30 y TM60, y magnetita pura. Dentro de los dos rangos principales de temperaturas, también existen algunas muestras que reportan temperaturas cercanas a la temperatura de la hematita (Fig. 22d). En menor proporción se encuentra la goethita, así como las posibles transformaciones entre estos (p.ej. magnetita a maghemita) (Jordanova et al., 1997; Brachfeld y Banerjee, 2000) (Fig. 21h, i, m y 22a, b, c y f). Algunas curvas (κ vs. T; Fig. 21a, h y g) presentan dos fases durante el calentamiento y solo una en el enfriamiento, lo que confirma la presencia de titanomaghemita, que durante el calentamiento se transforma a fases más estables (Özdemir et al., 1993).

Discusión

También existen curvas con dos fases tanto en el calentamiento como durante el enfriamiento, lo que sugiere la coexistencia de titanomagnetitas ricas y pobres en titanio (Conte et al., 2004), (Fig. i, k, l y m).

Temperaturas similares a las obtenidas con mediciones de κ vs. T son encontradas por desmagnetización termal (d_T) en TX30 y TX41 (P_S , en ambos casos), dentro de los horizontes superficiales como los A (A-ABt-Ah) y E (E y EgBt) principalmente; aunque también se realizaron algunas pruebas comparativas sobre otros horizontes más profundos (Fig. 22). En estas mediciones (d_T) se puede observar una mayor cantidad de espectros de temperatura (Fig. 21 y 22i). De esta forma, en este tipo de mediciones (d_T), en promedio, se encontraron cinco fases con intervalos que también se asocian con titanomagnetita-titanomaghemita, magnetita, en menor proporción a goethita y hematita, además de la contribución de otros minerales como greigita, pirita, y las transformaciones a las que pueden haber sido sometidos durante la formación del horizonte o durante el proceso de desmagnetización (Tabla 1, pp 20) (Lowrie y Heller, 1982; Dekkers, 1989 y 1990; Lowrie, 1990; Jackson y Ulrich, 2001; Kapiča et al., 2001; Pan et al., 2005b).

Las curvas de adquisición de IRM de las secciones TX30 (P_S) y TX41 (P_S) se caracterizan por tener pendientes más suaves que no alcanzan a saturarse en campos de 300 mT, lo que sugiere la existencia de minerales magnéticamente duro, como goethita y hematita (Ming et al., 2003, Maher et al., 2004) (Fig. 23). Los perfiles TX42 y TX43 e incluso TX30 (P_M y P_I) y TX41 (P_S) presentan curvas con pendientes más fuertes que saturan en campos menores a 300 mT, esto indica el predominio de minerales magnéticamente suaves como son la (titano)magnetita/maghemita y magnetita; e incluso para intervalos entre 150-200 mT se ha sugerido a la espinela, como el mineral portador de la remanencia que satura dentro de este campo (Phartiyal et al., 2003; Goguitchaichvili et al., 2004; Moreau et al., 2005).

La forma alargada y delgada en la mayor parte de los ciclos de histéresis, refleja una contribución importante de minerales magnéticos suaves e inestables en la mayoría de los secciones, sobre todo en TX42 y TX43; aunque a detalle se puede ver curvas relativamente mas amplias, lo que denota el aporte de material magnéticamente más estable, en especial en los perfiles TX30 y TX41, ambos en la parte superficial (Fig. 24). La ausencia de ciclos con formas claras de *cintura de avispa* en la parte central, en la mayor parte de las curvas, reduce el espectro de minerales opacos que dan origen a los ciclos. Es decir, esto puede ser un indicador de la dominancia de fases ferro-ferrimagnéticas con diferentes coercitividads en la mayor parte de los perfiles, así como de mezclas de (titano)magnetitas/hematitas (Tauxe, 1996; Tauxe et al., 2002). Además, pueden ser utilizados como una herramienta para inferir información sobre el tipo de mineral magnético presente en la muestra (p.ej. titanomagnetita/maghemita, coexistencia de magnetita e ilmenita; Wang y Vander Voo, 2004).

Discusión

Los altos valores de H_{CR} en el biplot H_{CR} vs. $SIRM/\chi$, son utilizados para discriminar goethita y hematita de otros minerales (Fig. 52b). Los bajos valores de $SIRM/\chi$ se asocian con goethita, mientras que los valores altos dentro de esta correlación lo hacen con minerales como pirrotita o greigita, producto de la alteración de grandes cantidades de materia orgánica bajo condiciones reductoras (Vigliotti, 1997; Oldfield, 1999; Roberts et al., 1999; Peters et al., 2002; Peters y Dekkers 2003).

De acuerdo con la tendencia de ARM_{40}/ARM vs. $SIRM/\chi$, H_{CR} vs. $SIRM/\chi$, las curvas de κ vs. T y desmagnetización termal, se pudo comprobar tanto la existencia de greigita-pirita, como la ausencia de pirrotita (primaria) considerada como uno de los posibles minerales que contribuyen a la señal magnética en las cuatro secciones analizadas, y de forma más clara en los horizontes superficiales de TX30 y TX41 (52b y c).

En trabajos previos de estas secuencias de paleosuelos se determinó la existencia de titanomagnetitas y magnetita como los minerales que dominan la señal magnética, aunque también existe en menor proporción hematita e ilmenita, además de una baja cantidad de pirita (Ortega et al., 2001 y 2004).

Las observaciones con microscopio, muestran la existencia de otros minerales como: plagioclasas, cuarzo, micas, piroxenos, anfíboles, manganeso y minerales opacos. De las láminas delgadas, se confirma la existencia de piroxenos, plagioclasas de intermedias a cálcicas y anfíboles, así como la presencia de materia orgánica. La mayoría de los cristales que se observan son subeudrales a anedrales (Fig. 33). Los resultados obtenidos por difracción de rayos X realizada sobre la fracción de arcilla previamente tratada, cuyos resultados no se presentan en este trabajo, indican una dominancia de minerales como halloysita y kaolinita, aunque en menor proporción también se determinó la existencia de esmectita y cristobalita, considerados los dos primeros como minerales secundarios de alta solubilidad que resultan del intemperismo de minerales primarios (Miller y Donahue, 1995).

VI.1.2 Concentración magnética

Los parámetros (χ , χ_f y SIRM, entre otros) muestran una estrecha relación entre sí, con los valores más altos en la sección TX30, lo que indica que la mayor parte de la señal magnética esta dada por minerales ferrimagnéticos. Aunque la magnitud de la señal es menor en el resto de las secciones, el comportamiento de las curvas tiende a ser el mismo, sobre todo en los la parte media y baja de los mismos. Esto descenso en la magnitud puede ser en respuesta a una mayor dilución del hierro producto de una precipitación mas intensa, de acuerdo a las condiciones ambientales y climáticas al considerarse como un sistema abierto (Fig. 52b y c; 27 y 28; a-c y g-i).

Hay evidencias de minerales paramagnéticos y antiferromagnéticos en la señal magnética (χ_p , HIRM₃₀₀, SIRM/ χ) a lo largo de los perfiles (Fig. 27 y 28, d-e y k-l). Es en la parte superficial de los perfiles donde se puede observar una importante contribución relativa de este tipo de minerales (χ_p , 80%). Valores bajos de SIRM/ χ son asociados con la presencia de minerales paramagnéticos y/o antiferromagnéticos (Maher, 1986; Robinson, 2000), y se tomo como parámetro complementario en la estimación de antiferromagnéticos, al parámetro HIRM₃₀₀ (Fig. 27-28, d y j), ya que es sensible a las transformaciones de materiales ferrimagnéticos (magnetita y/o maghemita a hematita o sulfuros de hierro, corroborado por las temperaturas registradas), por lo que se debe tomar con precaución el uso de este parámetro (Geiss et al., 2005). Los altos valores de este parámetro (HIRM₃₀₀) están relacionados a una mayor abundancia relativa de material antiferromagnéticos (Opdyke y Channell, 1996; Caballero et al., 2002; Larrasoña et al., 2002).

En la **Tabla 8** se resumen los intervalos de tres de los principales parámetros magnéticos utilizados frecuentemente en el análisis de la concentración magnética.

Perfil	χ_f [$\mu\text{m}^3/\text{kg}$]	χ_p [$\mu\text{m}^3/\text{kg}$]	HIRM ₃₀₀ [mAm ² /kg]
TX30	0.042-6.24	0.15-1.55	0.04-1.04
TX41	0.012-18.75	0.09-0.67	-0.6-11.09
TX42	0.08-3.43	0.07-0.78	-0.01-32.58
TX43	1.62-5.96	0.035-1.43	-0.79-41.2

Tabla 8.- Límites superior e inferior de los valores registrados en algunos de los parámetros magnéticos asociados con la concentración magnética. χ_f -susceptibilidad ferrimagnética, χ_p -susceptibilidad paramagnética, HIRM₃₀₀-magnetización remanente isothermal en campos altos (material antiferromagnético). Los datos corresponden a los intervalos encontrados para cada uno de los perfiles respectivamente.

VI.1.3 Tamaño de partícula magnética

Parámetros como $\chi_{fd}\%$, ARM/SIRM y H_{CR}/H_C (Fig.29 y 30) indican que la mayor parte de la señal magnética es afectada por partículas finas y ultrafinas (SD-SP), aunque también presentan en menor cantidad una contribución de granos gruesos (MD).

Las secciones TX41 y TX43 son más sensibles a los cambios de tamaño de partícula magnética con componentes de baja coercitividad, (Stockhausen y Thouveny, 1999), (Fig. 52). Posiblemente se deben a la disolución del material magnético que destruye minerales ultrafinos, al no observarse las mismas variaciones en $\chi_{fd}\%$ (Fig. 29a, e y 30a, e) con respecto al resto de los parámetros que no dependan del contenido de Ti, como es el caso de χ_{ARM}/χ (Fig. 29 y 30; b, f), que es considerado como un indicador de partículas ultrafinas (Wall y Worm, 2000). Los minerales magnéticos pueden ser influenciados por la cantidad de Ti que existe en las muestras, ya que al ser uno de los minerales más estable, no presenta la movilidad que tiene el hierro; dando lugar a materiales de mayor tamaño relativo (finos y gruesos).

VI.1.4 Estabilidad y dureza magnética

Los parámetros que aportan información sobre la dureza y estabilidad magnética se relacionan estrechamente con la mineralogía; lo que en su conjunto permite inferir la existencia de minerales magnéticamente duros y estables dentro de cada sección, aunque la señal magnética recibe una mayor influencia de mezclas de material del material suave e inestable (Fig. 31 y 32). Los mínimos registrados en el factor S_{100} pueden considerarse como una traza de minerales de alta coercitividad (Opdyke y Channell, 1996).

La tendencia presente en la relación S_{100} vs. S_{300} (Fig.52f) sugiere la coexistencia de mezclas de minerales ferrimagnéticos de alta y baja coercitividad de diversos tamaños con tendencia a minerales relativamente menos finos (P_M y P_I). Esto como resultado de la acumulación de material que proviene de la parte superior (horizontes de lavado), que es más evidente dentro de TX41 y TX42 (P_S). Los altos valores del cociente S_{300} corroboran la presencia de minerales suaves en la mayor parte de las secciones analizadas (Fig. 31 y 32; c, d, g y h). Tanto las curvas de adquisición de IRM que saturan en su mayoría en campos bajos (menores a 300 mT); como por los ciclos de histéresis con formas estrechas, delgadas y poco alargadas, indican que la señal magnética se ve influenciada en su mayoría por minerales magnéticamente suaves e inestables en todos los perfiles (Fig. 23). Es dentro de la parte superior de las secciones TX30 y TX41 donde se registra de forma más clara la contribución de minerales magnéticamente duros y estables.

VI.1.1.5 Caracterización magnética de los horizontes

Dentro de este apartado, se lleva a cabo el análisis de los horizontes a través de la interpretación de la respuesta magnética obtenida en cada horizonte que da lugar a la firma magnética que los caracteriza.

Horizonte A

Las temperaturas de Curie, en los horizontes A (A, ABt y Ah), señalan la presencia de minerales como: goethita, titanomagnetitas-titanohematitas ricas en Ti, y en menor proporción magnetita y hematita, así como la posible contribución de greigita y pirrotita como producto secundario (Fig. 52b y c). Estos horizontes se caracterizan por tener bajas concentraciones de material ferrimagnético, que se puede observar en la baja señal en parámetros como χ , χ_f , SIRM y ARM₁₀₀; así como un alto contenido de material antiferromagnético y paramagnético (Fig. 52d y e). Parámetros como $\chi_{fd}\%$, χ_{ARM}/χ , ARM/SIRM, entre otros, sugieren la existencia de material SD, aunque también, en menor proporción, evidencias de mezclas de partículas MD y SP dentro de estos horizontes (Fig. 29 y 30; a, b, c, e, f, g); donde el horizonte Ah se caracteriza por tener la mayor cantidad de partículas SP. Los parámetros de estabilidad magnética (S₁₀₀, S₃₀₀, H_C, entre otros) indican la abundancia de material magnético duro y estable dentro de estos horizontes, que se ratifica con el comportamiento registrado en las curvas de adquisición de IRM que saturan, si lo llegan a hacer, en campos altos (>300 mT), (Fig. 23 a y d). Los ciclos de histéresis, así como la correlación entre parámetros magnéticos (biplots, Fig.52) reflejan altas concentraciones de minerales magnéticos que se ven afectados por mezclas de alta y baja coercitividad, hay un predominio de minerales magnéticamente duros.

Horizonte E

De las temperaturas obtenidas (d_T) se infiere que estos horizontes (E y EgBt) están constituidos por goethita, titanomagnetitas de tipo TM60, hematita, así como el incremento relativo en el contenido de magnetita, además de un la posible contribución de greigita y pirrotita-pirita en menor proporción (Dunlop y Özdemir, 1997; Brachfeld y Banerjee, 2000) (Fig. 22, 52b y c). La concentración ferrimagnética de estos horizontes tiene un incremento gradual que se manifiesta en los parámetros como: χ , SIRM y ARM₁₀₀ con respecto a los horizontes A, (Fig. 27 y 28; a, b, c, g, h, e i). También se observa una disminución relativa en el contenido de material paramagnético y el incremento en parámetros como SIRM/ χ y HIRM₃₀₀, indica una mayor cantidad de antiferromagnéticos, ya que son parámetros sensibles a la presencia de este tipo de materiales, aunque también pueden ser dependientes del tamaño de partícula (Maher, 1986) (Fig. 27 y 28; d, e, j y k). Un ligero incremento en las tendencias de $\chi_{fd}\%$ y χ_{ARM}/χ , (más evidente en este último parámetro) señala un incremento de partículas ultrafinas (SP), lo que puede ser una traza de la intensidad de la eluviación dentro del horizonte (Fig. 29 y 30; a, b, g y h). La presencia de este tamaño se corrobora con la susceptibilidad dependiente de frecuencias a bajas temperaturas (Fig. 26 a y b).

Discusión

Se observa un decremento en el contenido de material fino (SD), y un ligero incremento de material grueso (MD), que corresponde con el límite entre el horizonte E y EgBt dentro de la sección TX41. Este engrosamiento relativo, es causado por la influencia que cada vez resulta mayor de los horizontes que le subyacen, ya que estos son más permeables y propensos a la iluviación.

Los parámetros de estabilidad magnética indican la existencia e incremento de material magnéticamente duro y estable que se impone a la presencia de material magnéticamente suave e inestable (Fig. 31 y 32). De acuerdo con S100 vs. S300, se considera que son mezclas de minerales de alta y baja coercitividad, con una tendencia hacia estos últimos; esto se verifica con las curvas de adquisición de IRM que no alcanzan a saturarse en campos bajos (≤ 300 mT), ya que comienzan a realizarlo, si lo hacen, a partir de campos de 500 mT (Fig. 52f, 23).

Horizontes Btg

De acuerdo con las curvas κ vs. T, la mayor parte del horizonte está formado por titanomagnetitas-titanohematitas con poco Ti, hematita y magnetita; el incremento de este último se corrobora con las mediciones realizadas (dT), (Fig. 21 y 22). La tendencia que presentan los biplots (52b y c) sugiere el posible aporte de greigita y pirrotita (Fig. 22). El cambio abrupto en el registro de remanencias a bajas temperaturas (Fig. 25 c) alrededor de 120 K, sobre todo en la curva de enfriamiento, indica la existencia de una transición de Verwey que corrobora la presencia de magnetita, aunque con algunas impurezas (Brachfeld y Banerjee, 2000). El incremento de las curvas de χ , SIRM y ARM₁₀₀, implica que los horizontes Btg (1 y 2) cuentan con un aumento de minerales ferrimagnéticos en comparación con los horizontes que le sobreyacen; observándose que es mayor la cantidad de ferrimagnéticos en el horizonte Btg2 (Fig. 27 y 28; a, b, c, g, h e i). También se identifica una disminución de material paramagnético (χ_p), la presencia de minerales antiferromagnéticos a través de las mediciones HIRM₃₀₀ y SIRM/ χ (Fig. 27 y 28; d y e). De acuerdo a varios de los parámetros relacionados con el tamaño de partícula magnética, indican un aumento relativo de tamaño que se puede ver en la curva ARM/SIRM, cuyo comportamiento sugiere un engrosamiento de partículas (SP) y una disminución de la fracción gruesa (H_C/H_{CR}), en ambos casos hacia los tamaños finos (SD) (Fig. 29 y 30; c, d, g y h). Esto se puede observar en la curva de $\chi_{fd\%}$ a bajas temperaturas, donde la curva en cuadratura de la muestra piloto (Fig. 26 c y d), se puede asociar a un espectro de partículas finas y/o a la relajación existente en las paredes de partículas gruesas (Moskowitz et al., 1998; Lagroix y Banerjee, 2002a). La curva de χ_{ARM}/χ señala un incremento gradual de material ultrafino, sobre todo en el horizonte Btg2 (Fig. 29 y 30; b y f). La poca variabilidad de la curva $\chi_{fd\%}$ puede ser un indicador del tamaño de partículas finas, ya que guarda una estrecha correlación con el resto de los parámetros analizados (Fig. 29 y 30; a y e); que en su conjunto, pueden ser considerado como una traza de las tazas erosivas ya que puede reflejar condiciones relativamente más estables al ser un parámetro dependiente del contenido de Ti.

Este horizonte cuenta con una mayor presencia de material magnéticamente suave e inestable, que se confirma con las curvas de adquisición de IRM, mismas que comienzan a saturar a campos menores de 300 mT; por lo que se considera que estos horizontes cuentan con una mezcla de minerales de alta coercitividad en el horizonte Btg1; así como una mayor abundancia de minerales magnéticamente suaves y de baja coercitividad (Fig. 23b).

Horizontes Bt

La mayoría de las curvas de κ vs. T muestran dos fases, con un espectro de temperaturas en general muy amplio y variable. A pesar de ello, los minerales que se reconocen son magnetita y titanomagnetita-titanohematita con poco contenido de Ti, aunque también puede existir la contribución de materiales como maghemita y greigita como productos secundarios durante los análisis, en la parte media y baja del horizonte (Fig. 21). El incremento en los valores de χ , χ_f , SIRM y ARM, percibido en la mayor parte de los horizontes, implica que estos contienen un predominio de material ferrimagnético, aunque los horizontes Bt3 y Bt4 existe una tendencia decreciente en este último parámetro magnético (ARM) verificar parámetros de contribución antiferro y paramagnética (Fig. 27 y 28). Se puede observar una disminución considerable en el aporte de material paramagnético (χ_p), aunque en la parte superficial de cada horizonte Bt se presenta un aumento relativo de este material (Fig. 27 y 28). Existe un incremento de material antiferromagnético, de acuerdo con el registro de la curva SIRM/ χ y HIRM₃₀₀, que se ve enmascarado por material ferrimagnético. Los parámetros de tamaño de partícula magnética (Fig. 29 y 30) muestran en general, un contenido relativamente homogéneo de partículas ultrafinas (SP) en la parte media de acuerdo a la curva de $\chi_{fd\%}$ y un aumento en la cantidad de minerales finos (SD) de acuerdo a la gráfica de ARM/SIRM; aunque el parámetro χ_{ARM}/χ indica comportamientos contrastantes (Fig. 29 y 30). De acuerdo con este parámetro, los horizontes se caracterizan por tener en la parte inferior un engrosamiento de partículas magnéticas que se corrobora con los bajos valores ARM/SIRM e incrementos relativos de H_{CR}/H_C , y un ligero incremento de tamaños finos (SD) y ultrafinos (SP) en la parte superior. Los parámetros de estabilidad magnética (Fig. 31, 32 y 52 f) indican que prevalece el material magnéticamente suave e inestable en la mayor parte de las muestras dentro de estos horizontes. Esto se puede corroborar por el comportamiento registrado en las curvas de adquisición de IRM (Fig. 23), que se saturan a campos iguales o menores a 200 mT y la forma de los ciclos de histéresis (amplitud y ancho; Fig. 24). La amplitud de los ciclos indica un incremento en la concentración de minerales inestables, sobre todo dentro del horizonte (P₁) (Maher y Thompson, 1999; Moreau et al., 2004^p). El contenido de paramagnéticos es de los más bajos que se registran en las secciones analizadas (Fig. 27 y 28). En la parte media, los horizontes más bajos (Bt3 y Bt4) presentan en general, un contenido importante de material magnéticamente duro y estable. Esto puede ser un indicio del incremento relativo del tamaño de partícula magnética.

Discusión

Además del análisis magnético de estos horizontes (Bt3 y Bt4), las láminas delgadas indican la influencia que recibieron estos horizontes del medio ambiente; es decir, se logra observar la captación de los materiales alterados y removidos por los procesos de remoción de los constituyentes del suelo o eluviación (Fig. 33). Se infieren fuertes rasgos de intemperismo, ya que existen minerales como piroxenos y plagioclasas muy alterados, además de encontrarse características que sugieren la presencia de minerales como la goethita. Este mineral tiende a presentarse bajo condiciones de oxidación a bajas temperaturas, y se llega a formar por la desintegración rápida de óxidos de hierro.

Existen microlaminaciones; así como una combinación de tamaños de partícula entre la matriz (arena-limo) y material lavado (limo arcilla). Esta mezcla de material también se puede observar en los parámetros magnéticos.

Horizontes BtC, BC, C y Tepetates

Las curvas de κ vs. T en general registran la existencia de dos fases magnéticas dentro de estos horizontes (Fig.22). Aunque los espectros de temperatura son variables, la mayor parte denotan la presencia de magnetita y hematita, goethita, titanomagnetita y/o titanohematita con gran contenido de Ti (Fig. 21, 22, 52 b y c). Las curvas de desmagnetización termal señalan la presencia de dos posibles fases que no se alcanzan a observar en las mediciones de κ vs. T, éstas corresponden a temperaturas asociadas a greigita y/o maghemita como un producto secundario pero no del proceso de medición sino por intemperismo (Fig. 22). Estos horizontes muestran la mayor presencia de material ferrimagnético con respecto al resto de los horizontes, esto se puede ver en los valores de las curvas de χ , χ_f , SIRM y ARM₁₀₀ (Fig. 27 y 28). La cantidad de antiferromagnéticos también se ve incrementado notablemente, de acuerdo a las curvas de HIRM₃₀₀ y SIRM/ χ , que denotan una fuerte presencia de estos minerales, suficiente para contribuir en la señal magnética como lo hacen los minerales ferrimagnéticos (Fig. 52e, 27 y 28). También se puede observar, de acuerdo a la curva de χ_p , que los minerales paramagnéticos es escaso dentro de estos horizontes, aunque existe un incremento relativo de este material (Fig. 27 y 28). Hay un decremento en materiales finos (SD) y ultrafinos (SP) que se puede ver claramente en los parámetros indicadores de tamaño de partícula magnética, como son de $\chi_{fd}\%$, χ_{ARM}/χ y ARM/SIRM, así como un incremento en los tamaños gruesos (MD), sobre todo en la parte de los tepetates (Fig. 29 y 30, 52d). Los parámetros de dureza magnética indican que estos horizontes (BC, BtC, C y tepetates) son afectados por el mayor contenido de minerales magnéticos suaves e inestables (Fig. 31 y 32, 52f). Esto se puede corroborar en las curvas de adquisición de IRM (Fig.23), donde la mayor parte satura a campos bajos, alrededor de 200 mT aproximadamente para los horizontes BtC y C; mientras que los tepetates lo hacen a campos mas altos (300 mT aproximadamente). Los ciclos de histéresis también indican la presencia de material inestable y con gran aporte de ferrimagnéticos (Fig. 24). Las láminas delgadas de estos horizontes (BC y tepetates; Fig. 33), muestran la presencia de material grueso, con fisuras, microlaminaciones y cutanes. Además, existen minerales como anfíboles, piroxenos, plagioclasas, vidrio que presentan indicios de alteración (formas y colores de los cristales).

Discusión

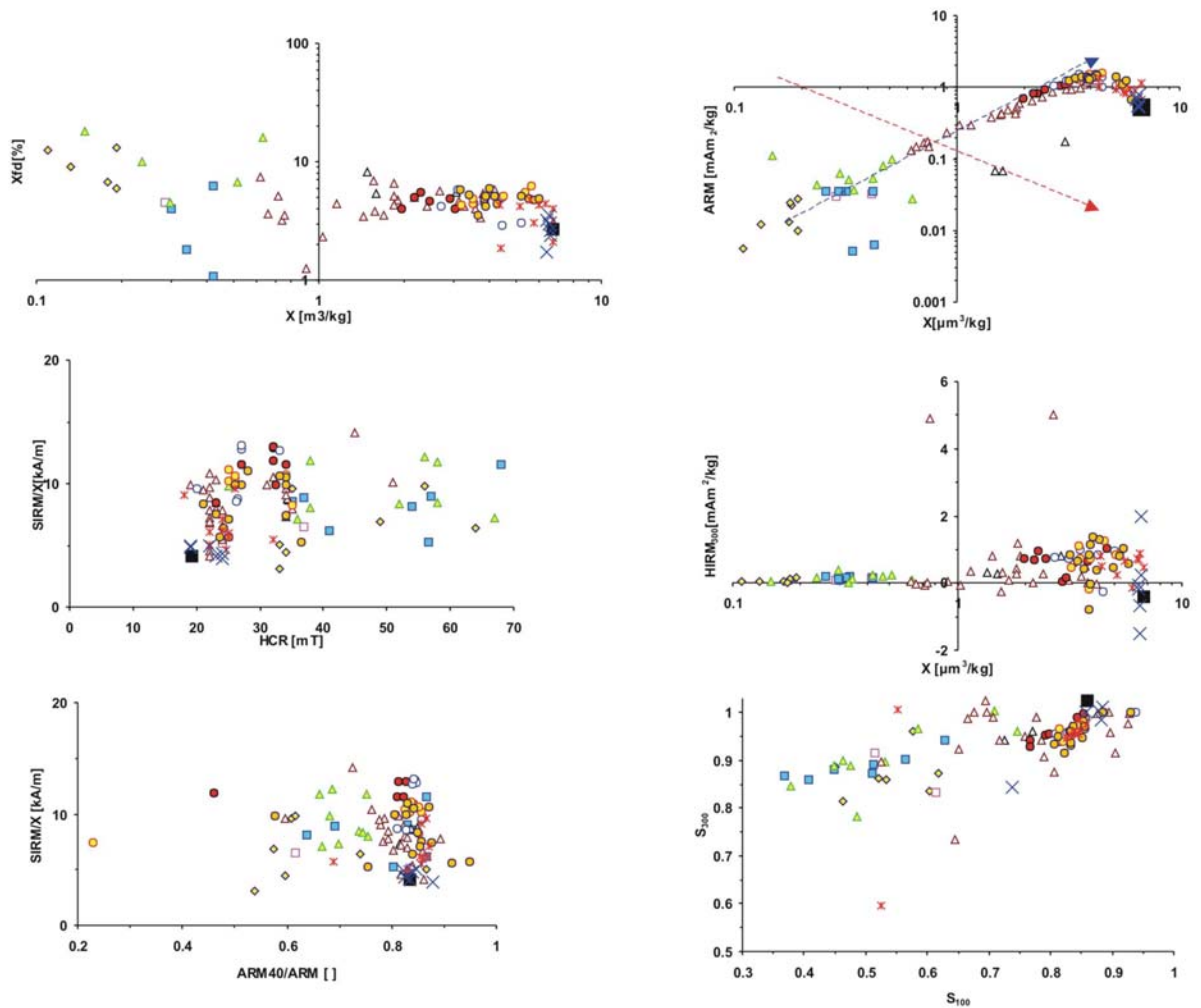


Figura 52.- Comparación entre parámetros y factores magnéticos (biplots) dentro de las secciones volcánoclasticas (TX30, TX41, TX42, TX43) de la Barranca de Tlalpan, y que permiten inferir información sobre la mineralogía magnética, tamaño, concentración y dureza magnética de los diversos horizontes que conforman a cada sección.

◆ A □ E ■ Eg Bt △ Btg ▲ Btg1 △ Btg2 ● Bt1 ○ Bt2 ● Bt3 ● Bt4 × BtC ■ C × Tepetate

VI.1.6 Cutanes

En el caso de las muestras de cutanes, las curvas de κ vs. T indican en su mayoría dos fases que oscilan entre 150-250 °C y 400-500 °C; aunque también se puede observar en algunas muestras el intervalo de 580-650°C aproximadamente (Fig. 34). Estos rangos de temperatura corresponden a (titano)magnetita/maghemita, magnetita y hematita. Dada la pendiente de las curvas de adquisición de IRM, que comienzan a saturarse entre 100 y 150 °C, confirma que la mayor parte de las muestras son dominadas por material magnéticamente suave, (magnetita, titanomagnetita pobre en Ti), aunque en el caso del cutan rojo (QTNR), si bien existe el aporte de material suave, hay una importante contribución de material duro como puede ser hematita o goethita (Fig. 35). La forma de los ciclos de histéresis, son indicadores de material con una alta concentración de minerales ferrimagnéticos inestables, como titanomagnetita, además de contar con una baja contribución de material paramagnético (Fig. 36).

En la **Tabla 9**, se resumen por horizonte los valores promedio de algunos de los parámetros magnéticos analizados para los paleosuelos de Barranca de Tlalpan.

Parámetro	χ	ARM	IRM	HIRM ₃₀₀	χ_p	$\chi_{fd\%}$	$\frac{ARM}{IRM}$	$\frac{H_{CR}}{H_C}$	S ₁₀₀	S ₃₀₀
Horizonte	[$\mu m^3/kg$]	[mAm^2/kg]	[mAm^2/kg]	[mAm^2/kg]	[%]	[%]	[]	[]	[]	[]
A	0.18	0.022	1.24	0.09	81.4	18.6	0.018	10	0.5	0.9
ABt	0.13	0.010	0.73	0.03	80.0	7.2	0.013	9.9	0.5	0.9
Ah	0.14	0.009	0.68	0.02	80.6	6.3	0.013	8.4	0.6	0.9
E	0.35	0.031	2.0	0.13	71.52	2.3	0.016	8.63	0.6	0.9
EgBt	0.32	0.035	2.73	0.15	61.42	2.1	0.013	11.1	0.5	0.9
Btg	2.04	0.10	17.12	0.47	36	6.36	0.006	6.5	0.77	0.95
Btg1	0.38	0.063	3.35	0.16	65.35	6.1	0.022	9.38	0.5	0.9
Btg2	1.97	0.55	15.8	0.62	30.04	4.5	0.034	5.41	0.8	1.0
Bt1	2.5	0.9	30.38	0.55	19.25	4.7	0.030	5.12	0.8	1.0
Bt2	3.46	1.3	40.78	0.57	14	4.3	0.032	4.85	0.85	1.0
Bt3	3.74	1.4	39.4	0.68	15	4.7	0.035	5.4	0.84	1.0
Bt4	3.88	1.39	36.38	0.68	16.4	4.9	0.039	6.25	0.84	1.0
BtC	6.71	0.57	34.87	0.79	12.25	3.6	0.016	6.6	0.84	0.95
BC	5.54	1.37	37.7	1.8	19.65	3.6	0.044	6	0.77	0.9
C	6.69	0.55	28.49	-0.37	10.89	2.79	0.019	6.3	0.86	1.0
Tepetate	4.83	0.68	30.54	2.26	18.8	3.7	0.012	7.3	0.72	0.8
(QTR)	5.029	0.25	35.38	0.41		5.06	0.00		0.87	0.97
(QTGO)	4.411	0.24	28.69	0.00		5.40	0.00		0.85	1.00
(QTPI)	3.372	1.05	21.69	0.43		5.53	0.048		0.84	0.96
(QTN1)	2.076	0.83	13.71	0.25		8.82	0.061		0.86	0.96
(QTN2)	3.212	1.05	26.95	0.60		5.86	0.039		0.83	0.95
(QTG)	2.775	0.82	23.77	0.57		5.03	0.034		0.82	0.95

Tabla 9.- Resumen de los valores promedio para algunos de los parámetros y factores magnéticos analizados en los paleosuelos de origen volcánico, que dan lugar a la firma magnética de cada horizonte de la localidad de Barranca de Tlalpan, en Tlaxcala (México). χ , ARM, IRM, HIRM300 y χ_p infieren información del tipo de concentración magnética, $\chi_{fd\%}$, ARM/SIRM y H_{CR}/H_C , se relacionan con el tamaño de partícula, y S₁₀₀, S₃₀₀, se asocian con la dureza magnética de las partículas. [].- Parámetro y/o factor magnético adimensional.

VI.2 Cantera de Pitchler

Los paleosuelos de esta región se caracterizan por tener comportamientos opuestos a los registrados en Tlaxcala, es decir, los perfiles de Oberlaab presentan un incremento en varios de los parámetros analizados dentro de la parte superior de ambos perfiles (OB2 y OB6). Por otro lado, los dos perfiles tienen el mismo origen, dentro de la misma localidad, presentan comportamientos semejantes, aunque se observa que la señal magnética es mayor en el perfil OB2.

V.2.1 Mineralogía magnética

Ambos perfiles se caracterizan por tener una mayor frecuencia en las variaciones durante la desmagnetización (d_T), donde es OB6 el perfil con más variaciones (Fig. 37 y 38). Aunque el perfil OB2 cuenta con decaimientos relativamente lineales, llega a presentar regularidades en su registro, sobre todo en los últimos 200 °C del proceso (Fig. 37). Esto es un indicador del número de posibles fases magnéticas, mismas que comprenden amplios rangos, aunque la mayoría se encuentran a lo largo de los intervalos: 120-150, 200-250, 300-350 y 500-650 °C. Con estas temperaturas se puede observar que los posibles minerales que contribuyen a la señal magnética son goethitas, titanomagnetitas ricas en Ti, magnetita y hematita. Además de las posibles transformaciones (Tabla 1), entre estos minerales, que pueden dar como resultado greigita, pirrotita y posiblemente lepidocrocita, considerado este último como un mineral “característico” en las secuencias de loess como producto de los diversos ciclos.

V.2.2 Concentración magnética

Los parámetros que aportan información sobre la concentración magnética indican, en su mayoría, un bajo contenido de minerales ferrimagnéticos, donde el mayor aporte relativo, proviene del perfil OB2, que tiene una mayor variabilidad de la curva, lo que podría ser un indicador de fluctuaciones frecuentes en las condiciones del medio, que se vieron reflejadas en la concentración de minerales magnéticos (Fig. 41). Esto se corrobora con las curvas de adquisición de IRM y los ciclos de histéresis (Figs. 39 y 40). Las primeras se caracterizan en su mayoría, por no alcanzar a saturarse en campos de 1T, y aquellos que saturan lo hacen a campos altos (>500 mT; Fig. 39). Esto implica que existe una importante contribución de minerales antiferromagnéticos, así como de minerales paramagnéticos, a través de las formas de los ciclos de histéresis y la señal de χ_p (Fig. 40 y 41). En ambos casos, estos minerales tienen más influencia dentro de la señal para los dos perfiles, enmascarando la presencia de los escasos minerales ferimagnéticos presentes, lo que es más evidente el perfil OB6 donde se observa una mayor dominancia de minerales magnéticamente duros. En la Tabla 10 se presentan los intervalos de tres de los parámetros más utilizados para inferir la concentración magnética de una muestra.

Perfil	χ_f $\mu(\text{m}^3/\text{kg})$	χ_p $\mu(\text{m}^3/\text{kg})$	HIRM ₃₀₀ (mAm^2/kg)
OB2	0.008-1.0	0.036-0.29	0.011-0.076
OB6	0.008-0.119	0.044-0.081	0.008-0.064

Tabla 10.- Relación en el aporte de la concentración de minerales magnéticos de los perfiles de Oberlaab, Austria a partir del análisis de parámetros como χ y HIRM₃₀₀.

V.2.3 Tamaño de partícula magnética

Los parámetros asociados con el tamaño de partícula magnética, como $\chi_{fd}\%$, ARM/SIRM y H_{CR}/H_C entre otros, indican la escasa contribución de minerales finos (SP y SD) dentro de ambos perfiles, con el perfil OB2 con una mayor contribución relativa de este tipo de tamaños (Fig. 42). La señal se ve afectada, en ambos perfiles, por minerales magnéticamente grueso (MD) aunque hay una ligera tendencia a disminuir en el tamaño hacia los horizontes más profundos, lo que es más claro en OB2.

V.2.4 Estabilidad y dureza magnética

La dureza y estabilidad magnética, observada en parámetros como factores S_x , IRM entre otros (Fig. 43), reflejan un dominio de material magnéticamente duro en ambos perfiles; mismos que cuentan con un escaso aporte de materiales magnéticamente suaves, aunque presentan un ligero incremento en la parte superficial como resultado de posibles procesos pedológico-biogénicos.

VI.2.5 Caracterización magnética de los horizontes

Se puede considerar que, en general, las curvas de desmagnetización presentan una disminución en el número de fases en aquellos horizontes que tienen un mayor desarrollo edáfico.

Horizonte A

Las curvas (d_T) presentan varias temperaturas y, por lo tanto, fases magnéticas, entre 120-220, 300-330, 400 y 580 °C, indicando la presencia de goethita, titanomagnetita-titanohematita y magnetita en menor proporción; aunque también puede existir greigita y/o pirrotita, como posibles minerales secundarios, producto de la transformación de los minerales magnéticos, ya que son horizontes superficiales (Fig. 37 y 38, 54 a y f). El horizonte Ah se caracteriza por ser magnéticamente suave, con una fuerte cantidad de minerales ferrimagnéticos y antiferromagnético, con una contribución importante de partículas de tamaño fino (SP y SD) y en menor proporción por material grueso (MD) (Fig. 37 y 38, 54g y h).

Horizonte E

Los experimentos (d_T) indican la existencia de goethita, titanomagnetita-titanohematita con alto contenido de Ti (TM60), magnetita y hematita, como los posibles minerales con mayor contribución a la señal magnética (Fig. 37 y 38, 54 a, b, e y f). También pueden estar minerales como greigita y lepidocrocita. Los horizontes E tienen una menor cantidad de minerales ferrimagnéticos, con curvas relativamente suaves (IRM) y por lo tanto, indicadores de la presencia de material magnéticamente más duro (Fig. 39, 54 d y h). Sus ciclos de histéresis se caracterizan por tener curvas delgadas y alargadas con cantidades considerables de minerales paramagnéticos (Fig. 40).

Además, se tratan de mezclas muy heterogéneas en el tamaño de partícula magnética, con una mayor cantidad de tamaños relativamente finos (SP y SD), sobre todo en los ubicados dentro del perfil OB2 (Fig. 42, 54h). Aunque también hay contribución de material grueso, éste es relativamente mayor en los horizontes localizados en el perfil OB6.

Horizonte Btg

La señal registrada en los gráficos (d_T) de los horizontes Btg presenta curvas con diversas variaciones, mismas que tienden a disminuir conforme se profundiza dentro del perfil. De este modo, en general se pueden considerar que este horizonte tiene goethita, titanomagnetitas-titanohematitas con gran cantidad de Ti (TM60), greigita, hematita y magnetita en pocas cantidades (Fig. 37 y 38, 54 a, b, e y f).

En estos horizontes se observa una mayor cantidad de materiales magnéticamente duros (IRM) que no se saturan en campos de 1T, con ciclos de histéresis relativamente más amplios aunque alargados, no alcanzan a cerrarse en los extremos, sobre todo en los más superficiales y un aporte importante de paramagnéticos (Fig. 39). Esto se corrobora a través de la disminución en el contenido de material ferrimagnético y el aumento de antiferromagnéticos, que es más claro en el perfil OB2 (Fig. 41, 54 c, d g y h). Existe un predominio en el tamaño de partículas gruesas, aunque también hay tamaños finos (Fig. 42 y 54 d y h). Incluso es en los horizontes del perfil OB2, donde se localizan se observa la mayor presencia de material fino (SD y SP).

Horizonte BC y C

Los registros (d_T) señalan que son los horizontes con menor variación durante el proceso, lo que indica que habría condiciones más favorables para que hubiese pocas transformaciones en el material parental y la mineralogía magnética en relación a los horizontes anteriores (Fig. 37 y 38).

Discusión

De este modo, la mineralogía magnética inferida a partir de las T_C es titanomagnetita-titanohematita, hematita, y magnetita como los minerales portadores de la señal magnética (Fig. 37 y 38, 54a y b). Aunque también hay la posibilidad de otros minerales como greigitas y lepidocrocita, entre otros, con este último considerado como característico de depósitos de loess. Los horizontes BC y C se caracterizan por tener curvas (d_T) relativamente amplias, con un contenido de ferrimagnéticos considerable (Fig. 37, 27f y 28l). Hay una escasa contribución de minerales suaves, que se corrobora en las gráficas de adquisición de IRM (Fig. 39), donde las curvas tienen pendientes muy suaves, es decir, difícilmente alcanzan a saturarse a campos menores a 500 mT; aunque cuando logran hacerlo, es en campos cercanos al máximo aplicado (1 T). Esto es indicador de la contribución de material magnéticamente duro, que también se ve reflejado en los parámetros de concentración (Fig. 41), donde también existen altos valores de paramagnéticos (χ_p).

La escasa señal que pueden aportar los minerales ferrimagnéticos puede ser enmascarada por la presencia de minerales duros y paramagnéticos. La importante contribución de ferrimagnéticos observada en el horizonte C, donde también existe una alta cantidad de antiferromagnéticos, se puede deber a que esa muestra en especial no corresponda a la parte baja del perfil OB2, sino al perfil que le subyace, de acuerdo al comportamiento registrado en el resto de los parámetros y un perfil “maestro de comparación” (Fig. 55). Los parámetros asociados con el tamaño de partícula magnética indican que la señal es fuertemente dominada por material fino (SP y SD), aunque también hay contribución de material grueso, éste disminuye sobre todo hacia el horizonte C (Fig. 42, 54 c y d).

La parte superficial de estos horizontes presentan una mayor cantidad de minerales antiferromagnéticos con altas coercitividades, el resto presenta mezclas tanto de alta como de baja coercitividad con ferrimagnéticos.

Discusión

En la tabla 11 se resumen el promedio de algunos de los parámetros factores magnéticos analizados en este estudio relacionados con la concentración, tamaño y dureza de las partículas magnéticas que se encuentran en los horizontes.

Parámetro	χ	ARM	IRM	HIRM ₃₀₀	χ_p	$\chi_{fd\%}$	$\frac{ARM}{IRM}$	$\frac{H_{CR}}{H_C}$	S ₁₀₀	S ₃₀₀
Horizonte	[$\mu\text{m}^3/\text{kg}$]	[mAm^2/kg]	[mAm^2/kg]	[mAm^2/kg]	[%]	[%]	[]	[]	[]	[]
E1	0.059	0.003	0.2098	0.0300	72.89	8.3	0.1653	19.91	0.2647	0.7050
E2	0.082	0.0018	0.3495	0.0247	81.1	22.2	0.0034	16.5	0.5290	0.8489
Btg1	0.2	0.0102	0.7591	0.0304	77.02	1.72	0.0117	29.21	0.4491	0.7591
Btg2	0.099	0.0009	0.7148	0.0665	76.48	0	0.0020	21.5	0.1502	0.7148
BCtg	0.097	0.0002	0.4227	0.0677	71.54	10.5	0.0005	25.2	0.1228	0.6776
BCg	0.13	0.0059	0.6124	0.0700	72.48	5.34	0.1000	17.57	0.2462	0.7690
C	0.39	0.0318	2.54	0.0141	73.76	1.61	0.0125	3.79	0.7640	0.9888
Ah	0.2	0.0039	1.8	0.0264	40.67	25	0.0022	4.92	0.7	0.97
Eg1	0.0675	0.0061	0.2636	0.0430	75.01	40	0.0233	21.75	0.18	0.67
Eg2	0.0536	0.0029	0.2245	0.0463	83.52	0	0.0132	35	0.02	0.58
Btg1	0.0641	0.00036	0.1272	0.0089	79.31	0	0.0028	18.5	0.47	0.85
Btg2	0.0694	0.0008	0.1601	0.0325	78.58	0	0.0049	28.3	0.09	0.59
Btg3	0.0674	0.00094	0.1450	0.0460	79.82	0	0.0065	35.5	0.011	0.36
Btg4	0.0674	0.0030	0.2062	0.0308	80.5	9.54	0.0143	22.5	0.26	0.68

Tabla 11.- Resumen de los valores promedio para algunos de los parámetros y factores magnéticos analizados en los paleosuelos de origen eólico, que dan lugar a la firma magnética de cada horizonte de la localidad de Oberlaab, en Oberlaab (Austria). En color azul son los datos obtenidos para el perfil OB2, y en verde están los valores para el perfil OB6. χ , ARM, IRM, HIRM₃₀₀ y χ_p infieren información del tipo de concentración magnética, $\chi_{fd\%}$, ARM/SIRM y H_{CR}/H_C , se relacionan con el tamaño de particular, y S₁₀₀, S₃₀₀, se asocian con la dureza magnética de las partículas. [].- Parámetro y/o factor magnético adimensional.

Discusión

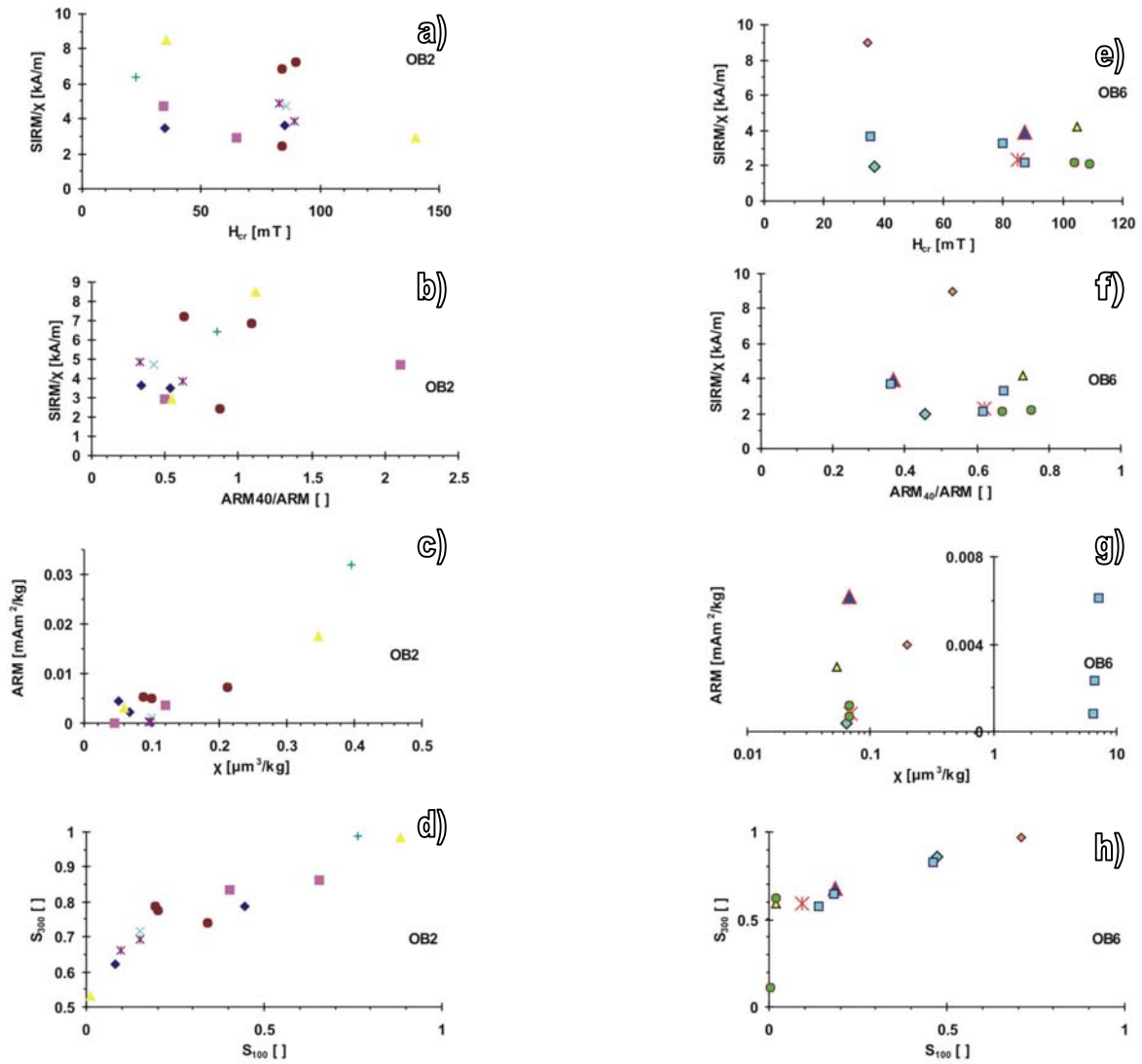


Figura 54.- Comparación entre parámetros y factores magnéticos (biplots) dentro de las secuencias eólicas de la cantera de Pitchler que permiten inferir información del tipo de mineralogía magnética, tamaño, concentración y dureza magnética de los diversos horizontes que conforman a cada sección.

OB2 (a-d, izq.) ◆ E1 ■ E2 ▲ Btg1 × Btg2 ✖ BCtg ● BCg + C
 OB6 (e-h, der.) ◆ Ah ▲ Eg1 △ Eg2 ◆ Btg1 ✖ Btg2 ● Btg3 ■ Btg4

VI.3) Cantera de Alexandrovsky

Este perfil se caracteriza en general por tener pocos minerales ferrimagnéticos, con una mayor cantidad de minerales para y antiferromagnéticos, así como minerales duros y estables de tamaños relativamente más gruesos. Además de tener como característica principal el típico incremento de susceptibilidad magnética en la parte superficial de la secuencia, como muchas de las secuencias de loess ampliamente documentadas (*Arkhipov et al., 2000; Shenggao, 2000; Chlachula 2003; Maher et al., 2003*). Además, también presenta comportamientos y tendencias similares a los observados en Oberlaab, conservando el incremento de susceptibilidad magnética en la parte superficial como en el caso de Oberlaab; y a pesar de tener un origen similar, la señal de este perfil (Kursk) es relativamente más alta que las registradas en los perfiles austriacos (Oberlaab).

VI.3.1 Mineralogía magnética

Se puede considerar que, en general, el perfil tiene tres fases magnéticas a lo largo del mismo, aunque en la parte media, en los horizontes de acumulación de arcilla, presenta más fases (*Fig. 45*). Esto puede indicar que durante la evolución de estos horizontes, la mineralogía magnética estuvo más propensa a cambios ambientales más intensos. De esta forma, la mineralogía magnética inferida es la goethita, titanomagnetita con aportes de Ti (TM30-TM60), magnetita y hematita. Aunque pueden tener greigitas, pirrotita o lepidocrocitas, que suelen ser asociados con secuencias de loess y/o condiciones reductoras (*Fig. 54 a y b*).

Las curvas de de adquisición de IRM, indican que la mayor parte está constituido por minerales magnéticamente duros, que saturan en campos de 500 mT o mayores. Los ciclos de histéresis tienden a no cerrarse en los extremos, lo que indica una alta estabilidad magnética, y un contenido considerable de la fracción paramagnética (*Fig. 46*).

VI.3.2 Concentración magnética

En los parámetros asociados con la concentración magnética, se observa que es muy poco el aporte de material ferrimagnético que se encuentra en los extremos (*Fig. 48*), aunque la mayor parte del perfil contiene minerales antiferromagnéticos (*Fig. 48 y 54 a, e, c y g*). En la *Tabla 12*, se presentan algunos de los resultados obtenidos para cada perfil.

Perfil	χ_f $\mu(\text{m}^3/\text{kg})$	χ_p $\mu(\text{m}^3/\text{kg})$	HIRM ₃₀₀ (mAm ² /kg)
MIK13	0.094	0.317	1.43

Tabla 12.- Relación en el aporte de la concentración de minerales magnéticos de los perfiles de Kursk, Rusia a partir del análisis de parámetros como χ y HIRM₃₀₀.

VI.3.3 Tamaño de partícula magnética

Los parámetros relacionados con el tamaño de partícula, señalan que se tratan de mezclas de material fino de alta y baja coercitividad con partículas de tamaños gruesos constante en la mayoría del perfil, y un dominio de tamaños más fino (SP y SD), sobre todo en la parte superficial, donde los cambios son más frecuentes (Fig. 49, 54 c y g). Esto reflejaría cambios rápidos intensos y continuos de las condiciones ambientales, lo que daría lugar al cambio de partículas finas.

VI.3.4 Estabilidad y dureza magnética

La dureza y estabilidad magnética, indicada por los parámetros que aportan información al respecto (Fig. 50 d y h), señalan comportamientos de minerales con una fuerte dureza magnética, aunque también hay, escasa proporción, indicios de materiales inestables.

VI.3.5 Caracterización magnética de los horizontes

Horizonte A

Los experimentos (d_T) muestran varias fases, entre ellas están las goethitas y titanomagnetitas-titanohematitas con poco contenido de Ti, como los minerales que contribuyen a la señal magnética. Aunque también pueden existir minerales como la greigita y lepidocrocita (Fig. 45, 54 a, b, e y f). Los horizontes A, tienen un ciclo de histéresis que no cierra en sus extremos, son alargados y delgados, con forma similar al de “avispa” reportado en otros estudios, además de una cantidad importante de paramagnéticos (Fig. 47). Las curvas de adquisición de IRM muestran curvas con pendientes relativamente más abruptas que el resto de los horizontes, comenzando a saturar en campos de 300 mT (Fig. 46). Ambas mediciones indicarían que son minerales magnéticamente suaves e inestables los que más afectan en la firma magnética del horizonte. Los parámetros de concentración señalan que la mayor contribución proviene de material ferrimagnético y en menor proporción los paramagnéticos y antiferromagnéticos (Fig. 48, 54g). El tamaño de partícula magnética que domina la señal son los finos (SP y SD), con una contribución relativamente alta de material grueso (Fig. 49, 54g y h). En los parámetros relacionados con la estabilidad y dureza magnética, señala que se trata de material magnéticamente inestable y suave (Fig. 50, 54h).

Horizonte E

El análisis (d_T) señala la existencia de varias fases: goethita, greigita, titanomagnetita-titanohematita, magnetita como los posibles minerales portadores de la señal magnética, resultado de las transformaciones a minerales secundarios, por los procesos de lavado propios de estos horizontes sobre los primarios (Fig. 45, 54a, b, e y f).

Discusión

Los horizontes E tienen ciclos de histéresis relativamente amplios, alargados y no se cierran en los extremos, lo que implica que contiene material magnéticamente estable, además de tener una considerable aportación de paramagnéticos (Fig. 47, 54 d y h). También se ve confirmado en las curvas de adquisición de IRM, donde se visualiza en general, pendientes suaves, que en caso de saturar, lo hacen en campos cercanos al máximo aplicado (1 T), lo que se puede interpretar como la presencia de material magnéticamente duro, aunque también hay la posible contribución de material suave (Fig. 46). Los parámetros de concentración reflejan mezclas de materiales ferrimagnéticos y en menor proporción de partículas paramagnéticas y antiferromagnéticas (Fig. 48, 54c y g). Aunque también se sabe, de los parámetros de estabilidad y dureza magnética, que parte del horizonte es dominado por material antiferromagnético de alta coercitividad y por una combinación de material de alta y baja coercitividad (Biplot S_{100} vs. S_{300}), es decir, una contribución considerable de material magnéticamente duro (Fig. 50 y 54d y h). En los parámetros asociados con el tamaño de partícula, también se observan mezclas de tamaños, aunque hay un predominio de tamaños finos (SP-SD), considerándose que el aporte de material más grueso se conserva con respecto al horizonte que le sobreyace (Fig. 49, 54c y g).

Horizonte Bt(g)

Las variaciones en el análisis (d_T) sugieren minerales como goethita, titanomagnetita-titanohematita, magnetita, como los principales minerales que contribuyen a la señal magnética. Aunque también puede coexistir, aunque en menor cantidad minerales como greigita y lepidocrocita (Fig. 45 y 54a, b e y f). Los horizontes Bt (1-3) registran ciclos de histéresis con curvas relativamente más amplias, alargadas, que no se alcanzan a cerrar en los extremos, en especial en la parte superior del ciclo (Fig. 47). Todo esto puede indicar la presencia de material magnéticamente estable. Aunque las curvas de adquisición de IRM señalan la presencia de pendientes más abruptas, lo que indica que hay material con tendencia a ser magnéticamente suave (Fig. 46, 54 d y h). Los parámetros de concentración muestran que se trata de una mezcla de concentraciones, en la parte superior existe una mayor cantidad de la fracción ferrimagnética y paramagnética que disminuye con la profundidad para dar lugar a un enriquecimiento de material antiferromagnético (Fig. 48, 54c y g).

El tamaño de partícula, de acuerdo a los parámetros analizados, sugiere la presencia de material fino (SP-SD), sobre todo en la parte superficial, con un aporte relativamente constante de partículas gruesas, que tiende ligeramente a incrementarse con la profundidad, a la vez que disminuyen los tamaños finos (Fig. 49, 54 g y h).

Lo anterior puede ser un indicio de condiciones de grandes e intensos cambios en el ambiente que dan lugar a la gran variabilidad de los registros, y en las parte baja condiciones más estables. Los parámetros de estabilidad y concentración magnética indican una mezcla fina de materiales de alta y baja coercitividad a lo largo del horizonte (Fig. 50, 54d y h).

Horizonte BtC y C

Las variaciones observadas en los análisis por desmagnetización termal señalan minerales como goethita, titanomagnetitas-titaneohematitas, magnetita y hematita como los minerales que contribuyen en la señal magnética (Fig. 45, 54a y b). En los horizontes BtC y C, los ciclos de histéresis se caracterizan por tener una figura alargada y delgada, que a diferencia del resto de los horizontes, si se cierran en los extremos; además de contar en general, con poco aporte de paramagnéticos, sobre todo en la parte superficial (Fig. 47). En sus curvas de adquisición de IRM, se registran pendientes relativamente abruptas, aunque no alcanzan a saturar en campos de 1 T. Se pueden considerar que hay poco aporte de material inestable (Fig. 46). Los parámetros de concentración magnética sugieren minerales antiferromagnéticos como los de mayor contribución, aunque también hay en menor proporción material ferrimagnético y paramagnético (Fig. 48, 54a y c). De los parámetros relacionados con el tamaño de partícula, se puede observar que hay una mezcla de tamaños, con un aporte relativamente constante en la parte superficial de todas las fracciones, aunque es menor para el material fino (Fig. 49, 54 c y d). Sin embargo, en la parte más profunda, se tiene un incremento de la fracción fina. Los parámetros de estabilidad y dureza magnética señalan la presencia de mezclas de materiales de alta y baja coercitividad, con tendencia a ser minerales magnéticamente suaves en la parte profunda del horizonte (Fig.50).

En la **Tabla 13**, se resumen algunos de los valores promedio de los parámetros analizados en estos horizontes.

Parámetro	χ	ARM	IRM	HIRM ₃₀₀	χ_p	$\chi_{fd}\%$	$\frac{ARM}{IRM}$	$\frac{H_{CR}}{H_C}$	S ₁₀₀	S ₃₀₀
Horizonte	[$\mu\text{m}^3/\text{kg}$]	[mAm^2/kg]	[mAm^2/kg]	[mAm^2/kg]	[%]	[%]	[]	[]	[]	[]
A	0.77	0.0738	2.53	0.14	41.4	6.58	0.0291	11.5	0.66	0.89
E1, E2, BtE	0.14	0.0240	1.78	0.1363	56.6	8.21	0.0161	9.18	0.41	0.8
Bt1	0.23	0.0198	2.1	0.1453	62	4.35	0.0202	8.43	0.49	0.86
Bt2	0.26	0.0099	1.43	0.0767	58	8.94	0.0063	8.05	0.55	0.89
Bt3	0.16	0.0026	1.11	0.0976	52.23	8.47	0.0120	13.93	0.42	0.86
BtC1	0.13	0.0018	1.12	0.0933	61.6	0	0.0016	8.29	0.38	0.83
BtC2	0.15	0.0022	1.17	0.0563	45.9	6.67	0.0019	8.57	0.42	0.9
BtC3	0.11	0.0130	1.04	0.0716	60.3	0	0.0125	16.2	0.38	0.86
BtC4	0.13	0.0099	1.26	0.0955	59.3	15.4	0.0079	10	0.36	0.85
C	0.1	0.0018	1.18	0.0731	67.5	9.09	0.0015	10	0.34	0.88
AB	0.34	0.01	1.83	0.0998	61.4	2.86	0.0058	3.58	0.55	0.89
BtC	0.1	0.01	1.39	0.0780	49.9	12.5	0.0088	7.89	0.41	0.89

Tabla 13.- Resumen de los valores promedio para algunos de los parámetros y factores magnéticos analizados en los paleosuelos de origen eólico, que dan lugar a la firma magnética de cada horizonte de la localidad de Kursk, en Kursk (Rusia). En rojo se presentan los valores de las muestras asociadas con el Pleistoceno medio. χ , ARM, IRM, HIRM₃₀₀ y χ_p infieren información del tipo de concentración magnética, $\chi_{fd}\%$, ARM/SIRM y H_{CR}/H_C , se relacionan con el tamaño de partícula, y S₁₀₀, S₃₀₀, se asocian con la dureza magnética de las partículas. [].- Parámetro y/o factor magnético adimensional.

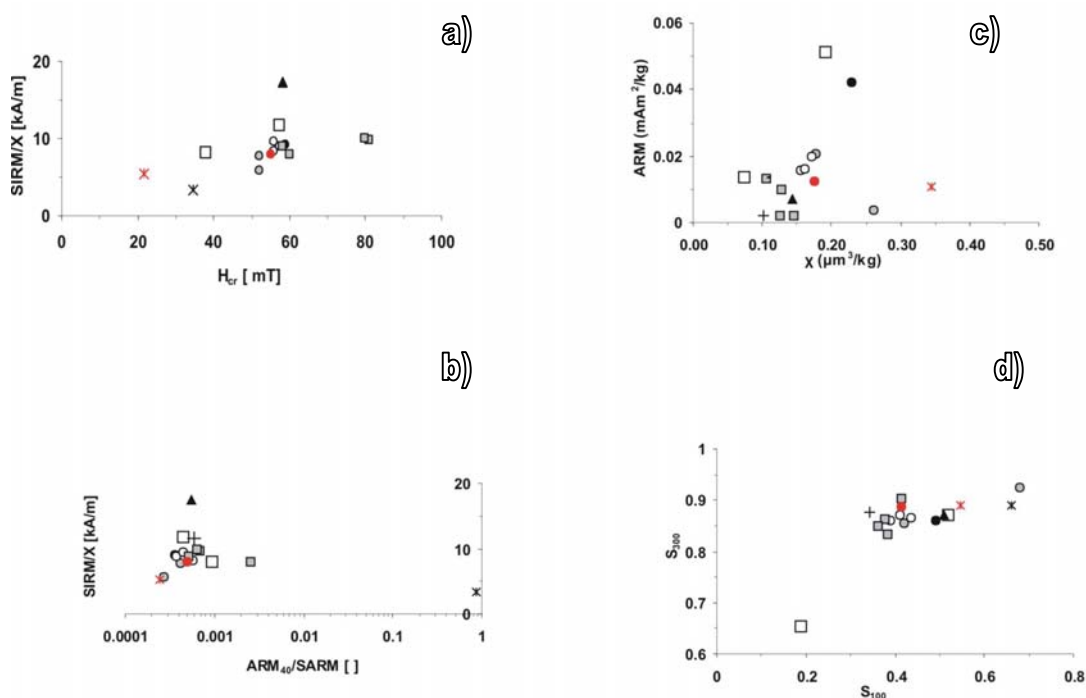


Figura 54.- Comparación entre parámetros y factores magnéticos (biplots) dentro de las secuencias eólicas de la cantera de Alexandrovsky que permiten inferir información del tipo de mineralogía magnética, tamaño, concentración y dureza magnética de los diversos horizontes que conforman a cada sección.

× A □ E ▲ BtE ● Bt1 ○ Bt2 □ Bt3 × AB ● BtC

VI.4 Comparación entre localidades

A pesar de tratarse de la misma unidad fundamental de suelo (Luvisol) en las tres regiones (México-Austria-Rusia, Fig.1), cada una de las localidades presenta una firma magnética característica en respuesta a diversos factores físicos, químicos, biológicos, ambientales, así como los factores formadores de suelo. De esta forma, es posible observar claramente comportamientos opuestos entre las secuencias asociadas con loess (Oberlaab y Kursk) de aquellos perfiles desarrollados en depósitos volcanoclásticos (Tlaxcala). Incluso, aún dentro de una misma localidad, cada perfil tiene su propio comportamiento magnético que los distingue entre sí, como es el caso de la localidad de Barranca de Tlalpan y la de Oberlaab discutidas más ampliamente y por separado en los apartados VI.1 y VI.2 respectivamente.

De esta manera, los paleosuelos de la Barranca de Tlalpan se caracteriza por tener una señal de susceptibilidad magnética (χ) que aumentan conforme se profundiza dentro de la secuencia; y junto con otros parámetros asociados a la concentración magnética, permiten inferir la coexistencia de minerales ferrimagnéticos, paramagnéticos y antiferromagnéticos, con una dominancia de los primeros y los últimos con la menor contribución para esta localidad (Fig. 27, 28, 52a, d, e y f).

Discusión

Comportamientos diferentes se observan en las canteras de Pitchler y Alexandrovski, donde el incremento de χ se presenta en la parte superficial de ambas localidades, como en las secuencias de loess-paleosuelos chinos, ampliamente estudiados (Fig. 41, 48, 53 y 54).

Esto también se refleja en parámetros de concentración magnética, donde existe una escasa cantidad de minerales ferrimagnéticos que disminuye con la profundidad; siendo hasta un orden de magnitud menor la contribución de estos mismos minerales con respecto a los registrados en Tlaxcala. Por ese motivo se infiere que a pesar de la manifestación de ferrimagnéticos dentro de estas secuencias eólicas, la señal magnética se ve fuertemente disminuida por la presencia de minerales antiferromagnéticos y paramagnéticos.

Por otro lado, aunque los paleosuelos de Tlaxcala también cuentan con minerales antiferromagnéticos y paramagnéticos (sobre todo en la parte superficial de la secuencia), como producto de la destrucción de partículas ferrimagnéticas, la formación de estos minerales secundarios no es tan alta como para superar la contribución de los ferrimagnéticos dentro de la señal magnética.

La mayor señal de χ registrada en las secuencias asociadas a loess se localiza dentro la parte superficial de los perfiles, lo que puede ser un indicador de las características que prevalecieron en el ambiente, ya que los horizontes superficiales que están más expuestos a los cambios en la dinámica del sistema. Por esa razón, estos registros (χ) pueden ser indicadores de las tasas de depósito, grado de intemperismo y/o actividad biológica como resultado de los cambios en las condiciones ambientales; propuesto a partir de la escasa cantidad de material ferrimagnético, dando lugar a que sean los minerales antiferromagnéticos los de mayor presencia en la firma magnética para las localidades de Oberlaab y Kursk con respecto a lo observado en Tlaxcala. Además, existen varios parámetros magnéticos e interrelaciones entre estos, que sugieren la posible correlación entre los perfiles de las localidades estudiadas a pesar de provenir de materiales diferentes.

Tomando como referencia el registro de χ , al ser uno de los parámetros magnéticos standard en estudios paleoambientales, es posible obtener una estrecha correlación entre localidades. Así, se puede ver claramente como los valores más bajos de χ tienden a ser similares entre la parte superficial de Barranca de Tlalpan y los perfiles de Oberlaab y Kursk (Fig. 27a, f; 28a, f; 41a, f; y 48a). La χ también permite diferenciar entre cada uno de los horizontes fundamentales, e incluso dentro de un mismo horizonte que presente rasgos característicos de algún proceso edáfico dentro de un periodo de importante inestabilidad del paisaje.

Por eso se propone una correlación entre las tres localidades, donde es fácilmente agrupable los perfiles de Oberlaab y Kursk (Fig. 55a). La correlación es más estrecha y evidente entre los perfiles OB2 y MIK13, aunque con respecto a OB6, esta es menor, como resultado de condiciones relativamente más estables del medio así como un intemperismo menos agresivo.

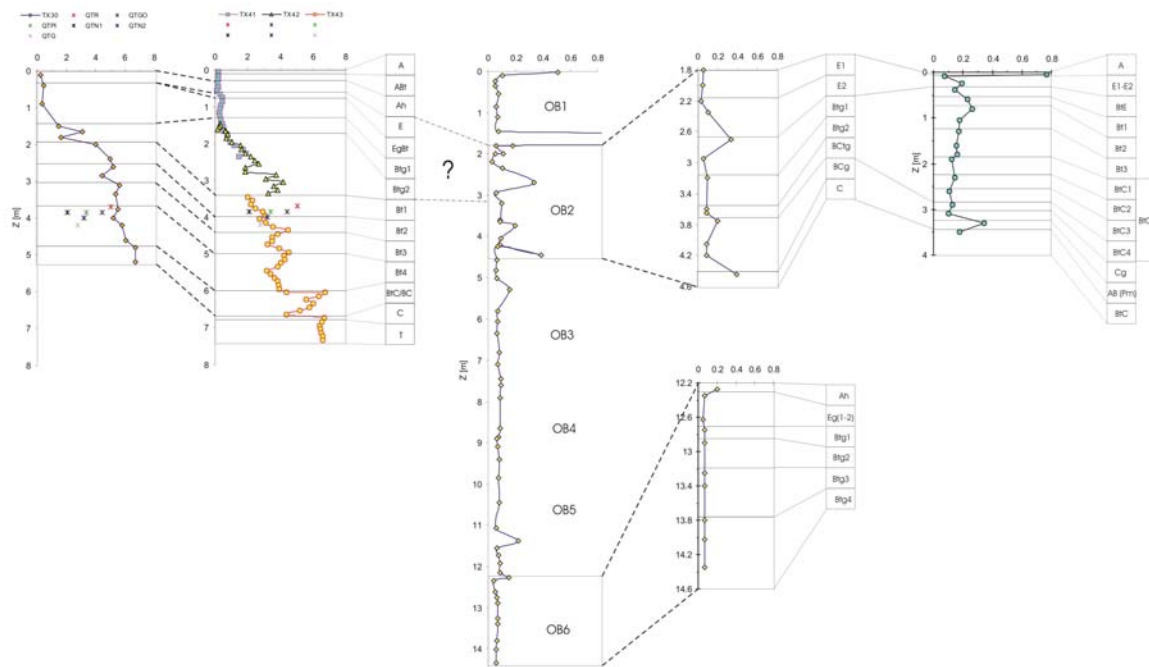


Figura 55.- Correlación magnética (χ , [$\mu\text{m}^3/\text{kg}$]) entre los paleosuelos con un origen diferente entre si analizados en este trabajo, y la interacción entre parámetros de magnetismo de rocas. De izquierda a derecha, las secciones de origen volcánico (TX30, TX41, TX42 y TX43) en Barranca de Tlalpan; las secciones de origen eólico (loess-paleosuelos) de la cantera de Pitchler (OB1-OB6, con énfasis en OB2 y OB6), y de la cantera de Alexandrovsky (MIK13).

La clara discriminación entre los perfiles de origen volcánico y los eólicos también se corrobora de forma evidente por medio de los biplots (Fig. 55b), el número de fases magnéticas obtenidas que se refleja en la mineralogía magnética encontrada, que dada las características de esta, puede ser un indicador de la dinámica de los horizontes y por tanto de los perfiles y localidades (Fig. 21, 22, 34, 37, 38 y 45).

En los perfiles de origen volcánico (Tlaxcala), los biplots χ vs. ARM y S_{100} vs. S_{300} , son de gran utilidad por que permiten complementar de manera cualitativa la información sobre la distribución de la concentración, tamaño y dureza magnética dentro de cada horizonte, perfil y región (Fig. 55e y f). De esta forma, se puede observar que en la parte superior de la secuencia existe una mayor cantidad relativa de material magnéticamente duro (TX41), constituido por mezclas de material de alta y baja coercitividad, relativamente más grueso que el resto de los perfiles (Fig. 52f). El resto de la secuencia (TX30, TX42 y TX43) se caracteriza por una mayor presencia de minerales ferrimagnéticos con mezclas de tamaños finos y gruesos, aunque existe una tendencia hacia el material fino.

Discusión

El Biplot H_{CR} vs. $SIRM/\chi$ muestra un ordenamiento de los horizontes en tres grupos, donde la mayor cantidad de estos grupos lo hacen sobre dos verticales en la parte media del gráfico; y el tercer grupo de forma más dispersa se localiza en el extremo derecho (Fig. 53b, 55c). Este agrupamiento de horizontes con mayor dispersión comprende la mayor parte de los horizontes superficiales (A y E) e incluso gran parte de los horizontes Btg1, que en su conjunto denotan la fuerte cantidad de minerales como goethita y hematita dentro de estos horizontes.

Tanto el comportamiento como los valores de los otros dos grupos ayudan a descartar la presencia de pirrotita como se había contemplado previamente, dentro de la posible mineralogía magnética primaria que dan lugar a la firma magnética los horizontes y por tanto de los perfiles. En cambio ayuda a confirmar, a través de otros parámetros, la presencia de goethita y greigita que aparecen dentro de la señal magnética; que alcanza a ser enmascarada por la gran cantidad de material ferrimagnético. Además, permite corroborar la importancia de este tipo de minerales magnéticamente más duros que no se alcanzan a ver del todo por la presencia de material magnético suave; pero que hay indicios de goethita dentro de algunas láminas delgadas.

La interrelación de los parámetros magnéticos (ARM_{40}/ARM vs. $SIRM/\chi$) presenta un grupo compacto en el extremo derecho del gráfico que se asocia a los horizontes más profundos (Btg2-tepetates), con un ordenamiento vertical proporcional a la profundidad, es decir, los valores más altos están en los horizontes superficiales y los bajos en la parte profunda (Fig. 52c). El resto de los horizontes (superficiales) tiene una mayor dispersión, lo que significa que existen minerales como magnetita, titanomagnetita y greigitas, que también han sido detectados dentro de las muestras analizadas a través de otros parámetros y relaciones magnéticas.

Un comportamiento diferente se encontró en aquellas secuencias que provienen de loess, aún dentro de una misma región. De las diversas relaciones entre parámetros magnéticos (biplots) como χ vs. ARM (Fig. 53c y g, 54c) señalan que ambas regiones tienen una gran cantidad de material magnéticamente duro y estable, así como tamaños de partículas relativamente gruesas (Maher y Taylor, 1988); en las dos localidades, los horizontes superficiales, con aumento de susceptibilidad magnética, son asociados a la presencia de partículas primarias relativamente más gruesas.

El biplot S_{100} vs. S_{300} indica que los horizontes de los perfiles de Oberlaab reciben en general, una mayor influencia de material antiferromagnético de alta coercitividad y en menor proporción por partículas ferrimagnéticas finas y gruesas (Stockhausen y Thouveny, 1999; Robinson, 1986) (Fig. 54 d y h). En cambio en el perfil compuesto de Rusia (MIK13, Fig. 55d), la mayor parte de los horizontes son afectados por mezclas finas de material de alta y baja coercitividad; excepto por tres muestras de horizontes E, A y Bt2 (Fig. 55f). El horizonte E, tiene una gran aportación de material antiferromagnético de alta coercitividad, mientras A y Bt2 son dominados por ferrimagnéticos finos.

Discusión

En general hay una mayor concentración relativa de minerales magnéticos duros y estables dentro de los perfiles de Oberlaab y Kursk con respecto a los de Tlaxcala, que es confirmada por el Biplot H_{CR} y $SIRM/\chi$ (Fig. 55c). A pesar de tener un origen similar (loess) ambas secuencias (Austria y Rusia) presentan valores bajos y de comportamientos diferentes. Los perfiles de Oberlaab tienden a agruparse sobre una vertical, con valores bajos de $SIRM/\chi$ y altos en H_{CR} , hace posible discriminar la presencia de minerales como goethita, hematita de otros minerales magnéticamente más suaves, inferidos con otros parámetros (Fig. 37 y 38, 54a, b, e y f). En el caso de Kursk (Fig. 55c) los horizontes se agrupan, en su mayoría, sobre una diagonal principal, también tienen valores ligeramente más altos de $SIRM/\chi$ y más bajos de H_{CR} , que los registrados en Oberlaab. Aún así, este comportamiento también se asocia con la presencia de minerales como goethitas y hematinas e incluso greigitas; descartando así la existencia de posible pirrotita uno de los minerales que contribuyen a la señal magnética.

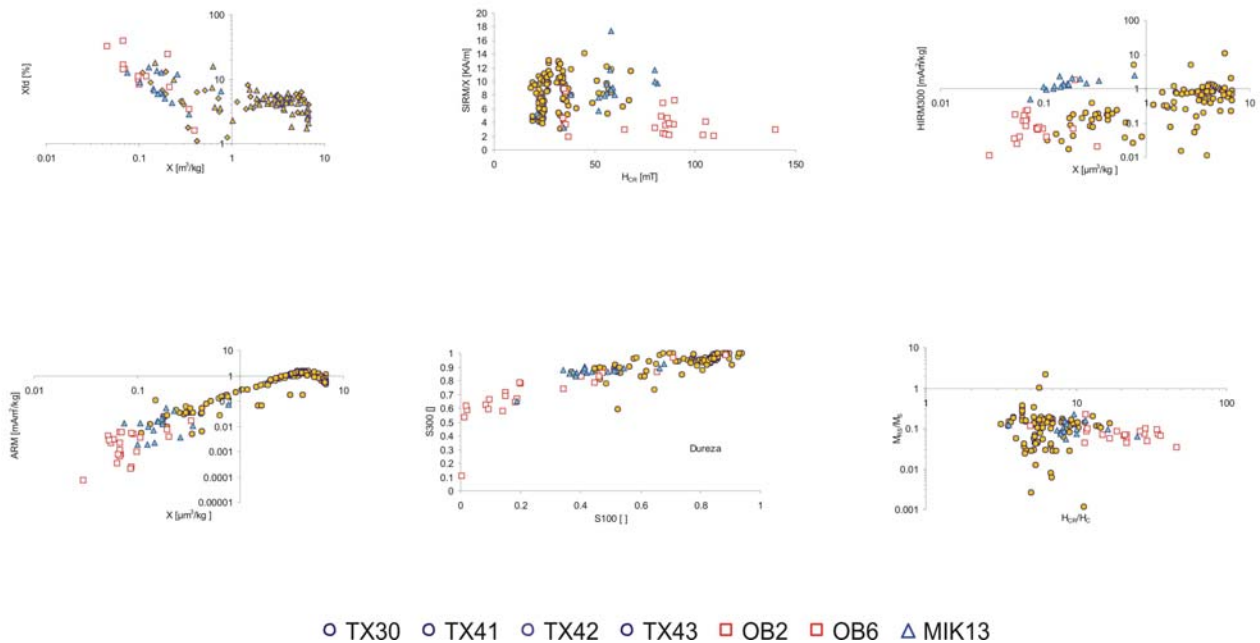


Figura 55 (Continuación).- comparación de la conducta magnética de las tres regiones en función de las secciones analizadas, donde sobre sale la separación entre aquellos suelos que son volcánicos de los eólicos. De izquierda a derecha y de arriba hacia abajo: a) relación que infiere el tipo de fuente, b) Biplot asociado con el tipo de mineralogía, c y d) Parámetros asociados con la concentración magnética, e) correlación que infiere dureza y tamaño de partícula, e) Relación que infiere tamaños de partícula magnética.

*VI.4.1 Relación señal magnética –
condiciones ambientales*

Al haber sido clasificados todos los perfiles de esta investigación como Luvisoles procedentes de diferentes orígenes, estos han sido clasificados como Luvisoles Crómicos (Barranca de Tlalpan), Luvisoles Estágnicos (Oberlaab) y Luvisoles Albicos (Kursk), lo que implica que fueron sometidos a diversos procesos edafogenéticos. El uso de este tipo de análisis (magnetismo de rocas) ha permitido corroborar la eficacia y veracidad de otros criterios y técnicas empleadas, ya que aporta información valiosa que contribuye a tener una mejor comprensión y caracterización de los paleosuelos, sin importar el origen y las condiciones a las que fueron sometidos.

De acuerdo a la información obtenida hasta el momento, las implicaciones ambientales que dieron origen al comportamiento magnético obtenido son:

1. El tiempo de exposición, intensidad y/o agresividad del medio (condiciones climático-ambientales) sobre los horizontes, resultan ser índices tanto de la erosión como de la dinámica del sistema que da lugar a la transformación de los minerales magnéticos encontrados en cada unidad pedoestratigráfica. Esto deja un registro de la evolución del suelo, tasas de depósito, grado de desarrollo, drenaje, eventos naturales (aporte de productos volcánicos, p.ej.) o artificiales (contaminación) que actúan sobre el suelo.
2. La formación y ausencia de diversos horizontes fundamentales así como subhorizontes que se caracterizan magnéticamente entre sí, incluso hasta de algunos con procesos pedogenéticos, y discrimina entre procesos sobre un mismo horizonte.
3. Tasas de temperatura y humedad relativa en función de la mineralogía, en especial la magnética obtenida, ya que cada uno tiende a formarse bajo condiciones diferentes y características entre sí, además de las transformaciones que puedan sufrir este tipo de minerales; y la mineralogía encontrada a través de otras técnicas.
4. Influencia de minerales primarios y secundarios en la señal magnética

Conclusiones y recomendaciones

VII Conclusiones

En este capítulo, se presentan las conclusiones a las que se llegaron con la aplicación del magnetismo de rocas (RM), donde se encontró que cada uno de los perfiles presenta diferentes características dentro de la mineralogía magnética que los componen. Además, se señalan algunas sugerencias para futuras investigaciones.

VII.1 (Barranca de Tlalpan)

Los principales minerales ferrimagnéticos presentes en este perfil son Ti-magnetitas Ti-maghemitas con contenido variable de Ti, así como goethitas y hematitas, aunque en menor proporción.

En los horizontes EgBt y Ah la concentración de minerales ferrimagnéticos es escasa, sin embargo es significativa la presencia de goethita. En el horizonte Ah están presentes minerales SP, que corresponden probablemente a goethita derivada de la alteración de óxidos de hierro. La parte inferior de los horizontes Bt hay un aumento en la abundancia de granos SD, cuyo origen probable son los procesos pedogénicos. Hacia la parte superior de estos horizontes se observa una progresiva destrucción de estos granos SD, lo que resulta en un decremento en la concentración de minerales ferrimagnéticos y un engrosamiento en la distribución de tamaños de granos. En el material parental, horizontes BtC, BC, C y tepetates, dominan minerales magnéticamente suaves, aunque también está presente la hematita. Estos horizontes y aquellos afectados débilmente por la pedogénesis, están caracterizados por altas concentraciones de minerales ferrimagnéticos, formados por los procesos volcánicos que dieron lugar al material parental.

A pesar de que ocurre una neoformación de minerales ferrimagnéticos de tamaño fino (SD) en el paleosuelo, este proceso no puede compensar la pérdida de minerales magnéticos litogénicos, resultando en un decremento de la χ a lo largo de todo el perfil.

De los factores formadores de suelos, los que afectan a la mayor parte de la señal magnética se encuentran el material parental y el clima, aunque también se observa que el relieve desempeña un papel preponderante en la respuesta magnética obtenida, lo que es más evidente en la transición entre horizontes fundamentales, e incluso dentro del desarrollo de un mismo horizonte. Esta tendencia en la transición entre horizontes, se debe a que los parámetros magnéticos en su conjunto se ven influenciados de manera importante por el tipo de mineralogía y tamaño de partícula magnética, que rige fuertemente el comportamiento de los horizontes fundamentales.

Conclusiones y recomendaciones

A pesar de que las secciones estudiadas provienen del mismo lugar, presentan variaciones en la intensidad de la señal magnética, aunque el comportamiento de las curvas tiende en general a conservarse. Esto resulta más claro entre las secciones TX30, cuyo muestreo se realizó durante el periodo de menor precipitación pluvial en la zona; y el segundo (TX41, TX42 y TX43) en la época del año en el que ésta es mayor. Esto influye en la mineralogía magnética, ya que hace más factible la disolución del hierro presente en los horizontes, así como la transformación de los minerales magnéticos primarios (magnetita-maghemita/hematita, p.ej.) dentro de los perfiles.

Por eso, se considera que la respuesta magnética de los horizontes es un indicador de la intensidad y agresividad del medio. En la parte inferior de la secuencia, con un relativo buen drenaje, es la zona más propensa a ser afectada por condiciones de saturación de agua y lavado de hierro continuamente se caracteriza por presentar la señal magnética más intensa. Mientras en la parte superficial y con mal drenaje, existe una escasa cantidad de minerales ferrimagnéticos lo que se refleja en una señal menos intensa, como resultado de una fuerte destrucción y alteración de la mineralogía magnética primaria. A pesar de que las condiciones estacionales de oxidación-reducción a las que se ve sometida la parte baja del perfil, el tiempo de exposición no propicia la transformación de la mineralogía magnética a las mismas tasas que las registradas en la parte superficial, donde más que el tiempo, es la agresividad del medio la que da origen a la baja señal magnética obtenida.

VII.2 Cantera de Pitchler

Los paleosuelos de la cantera de Pitchler se caracterizan por mostrar el típico y ampliamente reportado incremento en los parámetros de concentración (χ , p.ej.), en la parte superficial de los perfiles. El predominio de minerales antiferromagnéticos como goethita, hematita, titanio (magnetita/hematita) con alto contenido de Ti, como los responsables de la mayor parte de la señal magnética; así como la contribución de los paramagnéticos y la existencia, aunque en menor proporción, de minerales ferrimagnéticos (magnetita).

En conjunto, los parámetros magnéticos sugieren la alternancia de eventos estacionales, debido a que se registra una relativa periodicidad en el comportamiento de los parámetros asociados con la concentración, tamaño y dureza de las partículas magnéticas dentro de los horizontes, a pesar de la escasa morfología que presenta la localidad. Los incrementos relativamente más abruptos se localizan en general, en la transición entre horizontes fundamentales, donde sobre salen los ubicados en el horizonte (Eg-Btg) y Cg dentro del perfil OB2, y cuya magnitud es similar; así como el localizado en Ah en el perfil OB6, aunque de menor magnitud que los dos anteriores.

Conclusiones y recomendaciones

Estos cambios abruptos se relacionan estrechamente con la interacción del contenido de Ti presente en los horizontes en estos horizontes. Es decir, que en la parte superficial, la pedogénesis desempeña un papel primordial para el tamaño de partícula, y sugiere condiciones estacionales por periodos breves.

La mayor contribución de material antiferromagnético se debe a la acumulación de minerales magnéticamente duros y de mayor tamaño (MD), así como por minerales paramagnéticos. La conjunción entre la escasa cantidad de ferrimagnéticos y antiferromagnéticos, así como la repetición de “eventos” indica que aunque cambios de condiciones además de ser súbitos son intensos, por lo que la mayor parte de la fracción ferrimagnética se ha perdido

Los horizontes presentan mezclas de tamaño relativamente homogéneo, con predominio hacia los tamaños finos (SP-SD) en la mayor parte de ambos perfiles, lo que resulta mas claro en OB2.

VII.2 Cantera de Alexandrovsky

Los paleosuelos de la Cantera Alexandrovsky la mineralogía estimada corresponde principalmente a fases antiferrimagnéticas como hematita o goethita, y también están presentes Ti-magnetitas y magnetitas puras.

La concentración de minerales ferrimagnéticos resulta escasa y varía muy poco a lo largo del perfil, por lo que la señal depende mas de la contribución de antiferrimagnéticos y paramagnéticos. Solo la muestra superior del horizonte E presenta menor concentración. La mayor diferencia en los horizontes está en la distribución de minerales SD, los cuales son más abundantes en los horizontes donde la pedogénesis ha sido más intensa (Bt3 a A).

Un ligero aumento en susceptibilidad (χ) en el horizonte A no se observa en el resto de los parámetros indicadores de la concentración (SIRM, p.ej.) o en la fracción ultrafina ($\chi_{df\%}$), y únicamente coincide con un aumento en ARM. Probablemente esto refleja que minerales paramagnéticos están formándose en este horizonte superior, y únicamente una pequeña fracción de los minerales neoformados corresponde a ferrimagnéticos SD.

Conclusiones y recomendaciones

El aumento de χ en A es mayor en el paleosuelo del Mikulino que en el horizonte AB del paleosuelos del Pleistoceno medio. El débil aumento en χ en horizontes de iluviación de arcillas (EBt y parte de Bt1) ocurre donde la iluviación es moderada y donde características pedológicas de eluviación aún son frecuentes. Estos horizontes están caracterizados por altas concentraciones de cutanes de Fe-Mn y de arcillas de minerales de hierro, indicativas de intensa precipitación de estos minerales.

Los ligeros aumentos en χ en los horizontes Bt2, Bt3 y BC, comparados a C, pueden estar en parte controlados por la lixiviación de carbonatos, que se acumulan en el horizonte C. El mínimo en χ del horizonte E que separa a los máximos en Ah y EBt está asociado al ambiente pedogénico específico de este horizonte, en donde operan fenómenos de fuerte intemperismo ácido, lixiviación y procesos redoximórficos en superficie (procesos estágnicos), que resultan en la destrucción de minerales ferrimagnéticos, tanto litogénicos como neoformados. El papel específico de los procesos estágnicos, causados por una periódica saturación de agua por arriba de los horizontes de iluviación de arcilla (poco permeables) comprende el desplazamiento de los iones de hierro movilizados de la zona de eluviación y de los precipitados en los horizontes EBt y Bt1.

La firma magnética de las secuencias de loess, también son en gran parte dominadas tanto por el material parental, el relieve y el clima, ya que en general presentan zonas con una morfología relativamente escasa en los alrededores ambas localidades. Incluso, en el caso de los perfiles de Pitchler, el relieve es el factor preponderante en el desarrollo del suelo, y por ende, de la mineralogía magnética. La importancia de la geoforma donde se desarrollan los perfiles es más evidente en el perfil OB6, donde la pendiente es mayor, lo que se ve reflejado en la baja señal registrada en comparación con los obtenidos en el perfil OB2.

VII.4 Comparación entre localidades

La respuesta magnética resulta ser diferente entre los paleosuelos derivados de loess de aquellos que no lo son (volcánicos), en los que se observan ligeras diferencias entre las secciones de una misma localidad, lo que puede ser un indicador de diversos factores y procesos a los que fueron sometidos los perfiles durante su desarrollo.

Es posible diferenciar la señal magnética entre los paleosuelos con material parental volcánico de los eólicos, porque en estos últimos se presenta como rasgos distintivos valores de susceptibilidad magnética (χ) bajos, así como un incremento relativo de la misma en la parte superficial de cada sección. Lo opuesto se registra en los paleosuelos con origen volcánico, donde los mayores valores de χ se encuentran en el material parental. De ahí que se pueda asociar la firma magnética con las condiciones paleoambientales que prevalecieron durante la evolución y desarrollo de las unidades; en respuesta a la ubicación geográfica y pedostratigráfica de las secciones dentro de las secuencias de cada localidad, los procesos físico-químico-biológicos, así como climáticos y formadores de suelo que alteran la mineralogía magnética de cada región.

Conclusiones y recomendaciones

Aunque pudiera considerarse el mal drenaje que existe dentro de las secciones de Barranca de Tlalpan (BT) y el existente en OB6 (cantera de Pitchler), la señal es totalmente opuesta como resultado de las condiciones ambientales que afectan al material parental. Al tener en general un mejor drenaje relativo las secuencias eólicas, éstas reflejan una mayor transformación del material parental en respuesta a la acción erosiva que al intemperismo (como en BT).

Se encontró un comportamiento opuesto en el registro de susceptibilidad magnética dentro de los horizontes con rasgos reductomórficos (horizonte Btg) para las tres regiones del estudio. En el caso de las secuencias relacionadas con loess (localidades de Oberlaab y Kursk) es similar a las reportadas en otros suelos bajo condiciones hídricas, aunque en el caso de las secciones de (BT) no lo son. Este comportamiento se asocia fundamentalmente con el tipo de material parental así como por el drenaje y la intensidad de las condiciones reductomórficas que afectaron a los paleosuelos.

Sin importar el perfil analizado ni su origen, en todas las secuencias de las tres regiones se logran observar cambios en la señal magnética, que son más evidentes en la transición entre horizontes para la secuencia volcánica. Por esa razón, se considera que puede ser un indicador importante de la estabilidad del paisaje, así como de las tasas de erosión y depósito (secuencias eólicas) así como de intemperismo (secuencias volcánicas), ya que dentro de un mismo tipo de horizonte, existen variaciones asociadas con el cambio dentro de estas subunidades pedoestratigráficas.

De esta forma, la aplicación de estas técnicas y métodos de (RM) en esta investigación, han resultado ser una útil y valiosa herramienta alterna en el estudio de paleosuelos de diferentes orígenes. De ahí que, este trabajo, constituye una importante aportación a los estudios en secuencias de paleosuelos volcánicos, para la mejor comprensión y caracterización de este tipo de suelos, debido a la poca información que existe sobre estos, y el registro de las condiciones paleoambientales contemporáneas a la evolución y desarrollo del suelo a través de la respuesta magnética de los horizontes que conforman a los suelos de cada localidad.

VII.5 CONSIDERACIONES GENERALES

Dentro de los paleosuelos analizados se observan contrastantes diferencias en las propiedades magnéticas. Esto apoya la idea de que estas propiedades están ligadas a un proceso específico de pedogénesis que ocurre en cada horizonte.

Conclusiones y recomendaciones

Las diferencias en las propiedades magnéticas entre los paleosuelos formados en depósitos eólicos y aquellos derivados de depósitos volcánico-lásticos pueden ser explicadas en términos de las diferencias en los minerales primarios del material parental. Los sedimentos volcánico-lásticos proveen abundantes minerales primarios de hierro (óxidos de Fe-Ti cristalinos, silicatos Fe-Mg), que generan óxidos de hierro de grano fino durante el curso del intemperismo.

Las componentes ferrimagnéticas de grano grueso son escasas en los loess, así que su pérdida por intemperismo dentro del suelo es de menor importancia comparada a la neoformación de minerales en los horizontes A, EBt y Bt1.

Las curvas de χ en los perfiles analizados coinciden en mostrar fuertes mínimos en los horizontes de eluviación, los cuales también muestran bajas concentraciones de granos finos. Esto se puede interpretar como resultado del ambiente pedogénico que se presenta en este horizonte, el cual implica fuerte intemperismo, lixiviación y procesos redoximórficos aunados a una baja actividad biológica. Estos fenómenos son efectivos en la destrucción de la mayor parte de los componentes magnéticos, tanto primarios como secundarios, y no favorecen la neoformación de minerales magnéticos. Esto es contrario a las ideas de Singer y Fine (1989), quienes encontraron mayor susceptibilidad en la parte eluvial del perfil que en la parte de eluviación en suelos de California.

Una posibilidad es que el fenómeno del mínimo en χ detectado en los horizontes E sea específico de los Albeluvisoles y esté relacionado a la combinación de procesos eluviales y a la gleyzación superficial (condiciones estagnicas) responsables del *blanqueado* ó *bleaching*, como ha sido observado en suelos del Eemian en el sur de Alemania (Terhorst et al., 2001).

Las altas concentraciones de hematita y/o goethita en los horizontes E parecen estar relacionados a procesos redoximórficos, lo que supone además de disolución de óxidos de Fe, una rápida precipitación en la forma de motas ferruginosas y nódulos.

Aunque este tipo de técnicas (RM) es una opción más para el estudio de paleoambientes, amplia y exitosamente utilizada con anterioridad, en el caso de los paleosuelos resulta fundamental contar con otros estudios que permitan relacionar y corroborar la información obtenida. A pesar de las ventajas que tiene este método sobre otras técnicas, por si mismos no aportan información que de origen a una interpretación unívoca; razón por la cual no se le considera como un Proxy.

Conclusiones y recomendaciones

Para lograrlo es recomendable utilizar otro tipo de técnicas como: TEM, SEM, difracción de rayos X, análisis geoquímicos, granulométricos y de arcillas, entre otros; tomando como base la exitosa caracterización de los paleosuelos en función de la respuesta magnética así de los horizontes que forman a cada perfil de esta investigación. Además de esta técnica (RM), una alternativa para de adquirir una perspectiva relativamente fácil y rápida de la variación espacial (lateral) es realizando una matriz, malla o red de la zona con métodos de prospección geofísica (gravimetría, magnetometría, eléctrica, radar de penetración terrestre o métodos megneto-telúricos (AMT, MT, CSAMT: p.ej.)

En general se requiere de un muestreo más cerrado para poder contar con un mejor control de las variaciones temporales-espaciales que adquieren paleosuelos, y obtener así un mejor entendimiento de las condiciones ambientales que predominan durante la formación y desarrollo de los horizontes dentro de cada perfil.

Esto ha quedado registrado en la firma magnética obtenida en los tres sitios analizados, aunque es más evidente en las secuencias de loess-paleosuelos debido a la baja señal magnética registrada y que puede ser indicador del proceso y el tiempo al que se sometieron las unidades pedoestratigráficas, así como un indicador de la estabilidad del paisaje.

Fomentar el uso de las propiedades de magnetismo de rocas, por todas las ventajas operativas y la implementación de la técnica utilizada con gran éxito en otras partes del mundo y sobre otros registros paleoambientales que avalan su uso. Esto incluye los resultados obtenidos en este trabajo, ya que permiten tener una rápida y confiable caracterización de los Luvisoles sin importar el material parental, localización geográfica ni procesos a los que fueron sometidos.

Bibliografía

- Aguilera H. N.; 1989. “*Tratado de edafología de México*”, Facultad de Ciencias, UNAM, vol1, pp. 222.
- Akram H., Yoshida M, Nazeer A. M., 1998. “*Rock magnetic properties of the late Pleistocene loess-paleosol deposits in Haro river area, Attock basin, Pakistan: is magnetic susceptibility a proxy measure of paleoclimate?*”. *Earth Planet Space*, 58, pp 129-139.
- Alba L.; 1996. “*Propiedades geofísica de la Tierra*”; cuadernos del Instituto de Geofísica, No. 10, 1ª Ed.; coeditado por la Universidad Nacional Autónoma de México-Plaza y Valdez Editores; México, D.F.; pp 44.
- Arkhipov S.A., Gnibidenko Z.N., Shelkoplyas V.N.; 2000. “*Correlation and paleomagnetism of glacial loess-paleosol sequences on the West Siberian Plain*”; *Quaternary International*; 68-71; pp. 13-27.
- Barreto L; 1997. “*El geomagnetismo*”; Cuadernos del Instituto de Geofísica; No.11; 1ª Ed., Coeditado por la Universidad Nacional Autónoma de México – Plaza y Valdez editores; México D.f.; pp57
- Begét, J.E., Stone, D.B., Hawkins, D.B.; 1990. “*Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary*”. *Geology* 18, 40-43.
- Birkeland P.W.; 1984. “*Soils and geomorphology*”; Oxford University Press; N.Y.; pp. 372
- Birkeland P.W.; 1992. “*Quaternary soil chronosequences in various environments- extremely arid to humid tropical*” in Martini I.P. and Chesworth W. (eds) *Developments in Earth surface processes 2, weathering, soils and paleosols*, Elsevier Science Publishers B.V. ; the Netherlands; pp 261-281.
- Bloemedal J., Liu X.; 2005. “*Rock magnetism and geochemistry of two plio-Pleistocene Chinese loess- palaeosol sequences- implications for quantitative palaeoprecipitation reconstruction*”; *Palaeo*; en prensa.
- Boyko Tetyana, Scholger R., Stanjeck H.; 2004. “*Topsoil susceptibility mapping as a tool for pollution monitoring: repeatability of in situ measurements*”; *Journal of applied Geophysics*; 55; 249-259.
- Brachfeld S. A., Banerjee S. K.; 2000. “*Rock-magnetic of century-scale susceptibility cycles in glacial-marine sediments from Palmer Deep, Antarctic Peninsula*”; *Earth and Planetary Science Letters* 176; pp 443-455.
- Bronger A, Catt J.A., 1989. “*Paleopedology, Nature and Application of Paleosols*”, *Catena- A Cooperating Journal of the International Society of Soil Science*, Cremlingen-desdet, pp 232.
- Bronger A., Catt J.A., 1989b. “*Paleosols: Problems of Definition, Recognition and Interpretation*”, *Catena*, Supplement 16.
- Buckman H.O., Brady N.C., 1977. “*Naturaleza y Propiedades de los Suelos*”, Montaner y Simon, 2ª Edición, Barcelona, pp 590.

Bibliografía

- Buol S.W., Hole F.D., Mc Craken. J., 2000. “*Génesis y Clasificación de Suelos*”; Trillas, 3ª Edición, México, pp 417.
- Buttler F.R.; 1998. “*Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*”; Edición electrónica, departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, EE.UU.
- Caballero M. C., Israde A. I.; 2002. “*Environmental history of the last 52,000 yr in Zacapu Basin, michoacán, Mexico*”; Quaderni di Geofisica (extended abstracts for the International Symposium on fundamental Rock Magnetism and Environmental Applications); No. 16; pp15-16
- Caballero M. M., Ortega G. B., 1998. “*Lake levels since about 40,000 years ago at lake Chalko, near Mexico City*”; quaternary Research, vol. 50, pp 69-79.
- Campbell I.B., 1986. “*Recognition of Paleosols in Quaternary Periglacial and Volcanic Environments in New Zealand*”. In Wright, P.V. (1 Ed.) *Paleosols: Their Recognition and Interpretation*. Blackwell, London, pp. 208-240.
- Charlesworth S.M., Lees J.A.; 2001. “*The application of some mineral magnetic measurements and heavy metal analysis for characterising fine sediments in an urban catchment, Coventry, UK*”; Journal of Applied Geophysics; 48; 113-125.
- Chlachula J., 2003. “*The Siberian loess record and its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia*”; Quaternary Science Reviews; 22; 1879-1906.
- Conte G., Urrutia F.J., Goguitchaichvilli A., Soler A.M., Morton B.O., Incoronato A., 2004. “*Paleomagnetic study of lavas from Popocatepetl Volcanic Region, Central Mexico*”; International Geology Review; vol 46; pp. 210-225.
- Dalan R.A., Banerjee S.K., 1998. “*Solving Archeological Problems Using Techniques of Soil Magnetism*”, *Geoarcheology: An International Journal*, Vol.13, Número1, pp 3-36.
- Dalan R.A., Banerjee S.K.; 1996. “*Soil magnetism, an approach for examining archaeological landscapes*”; Geophysical research letters; 23 (2); 185-188.
- Day R., Fuller M., Schmidt V. A.; 1977. “*Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence*”; Physics of the Earth and Planetary interiors; 13, pp 260-267.
- Dearing J.A., 1999. “*Environmental Magnetic Susceptibility*”, Chi Publishing, 2ª Edición, England, pp 54.
- Dearing J.A., 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.A., Livingstone I.P., Bateman M.D.; White K.; 2001. “*Paleoclimate records from OIS 8.0-5.4 record in loess-paleosol sequence on the Matmata Plateau, southern Tunisia, based on mineral magnetism and new luminescence dating*”; Quaternary International; vol. 76-77; pp 43-56.
- Dearing, J.A., Livingstone, I., Zhou, L.P., 1996. “*A late Quaternary magnetic record of Tunisian loess and its palaeoclimatic significance*”. Geophysical Research Letter 23, 189-192.

Bibliografía

- Dekkers M.; 1989. “*Magnetic Properties of natural goethite—I. Grain size dependence measured of some low- and high-field related rock magnetic parameters measured at room temperature*”; Geophysics Journal; 97, pp 323-340.
- Dekkers M.; 1990. “*Magnetic Properties of natural goethite—III. Magnetic behaviour and properties of minerals originating from goethite dehydration during thermal demagnetization*”; Geophysical Journal International; 103, pp 233-250.
- Del castillo, G.L. 1974. “*Marine Geophysics along the Gula of Mexico and Yucatan Peninsula coastal area in Mexico*”. Physics and Earth Planetary Interiors, 9, 227-247. En tesis de Maestría del Jaime Urrutia Fuccugauchi, 1976, “*Estudi paleomagnetico de rocas igneas del noreste del estado de Jalisco, México*”, UNAM.
- Dobrin M.B., Savit C.H., 1988. “*Introduction Geophysical Prospecting*”, Mc Graw Hill, 4a Edición, New York, pp 867.
- Duff B.A.; 1979. “*Peaked curves for haematite-bearing rocks and concentrates*”; Physics Earth Planetary interiors; vol.19, pp. 1-4.
- Dunlop D., Özdemir Ö., 1997. “*Rock Magnetism Fundamentals and Frontiers*”, Cambridge University Press, 1a Edición, New York, pp 573.
- Dunlop D.; 2002. “*Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments and soils*”; Journal of Geophysical Research; vol 107, B3, 10.1029/2001JB00487; pp 1-15.
- Eden D.N., Furkert R.J.; 1988. “*Loess its distribution, geology and soils*”; Balkema/Rotterdam/Brookfield; pp 24.
- Ellis S., Mellor A.; 1995. “*Soils and Environment*”, Routledge, New York, pp 280.
- Evans E.M., Heller Friedrich, 1997. “*Environmental Magnetism*”; Academic Press; pp 299.
- Fang X.M., Ono Y., Fukusawa H., Pan B.T., Li J.J., Guang D.H., Oi K., Tsukamoto S., Torri M., Mishima T.; 1999. “*Asian monsoon instability during the last 60,000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau*”; Earth and Planetary Science Letters; vol. 168; pp 219-232.
- Fanning D. S., Fanning M.C, 1988. “*Soil Morphology, Genesis, and Classification*”, John Wiley & Son, 1a Edición, New York, pp395.
- Fassbinder, J.W.E., H. Stanjek and H. Vali, 1990. “*Occurrence of magnetic bacteria in soil*”, Nature, No.343, pp 161-163.
- Fine P., Singer M. J., 1989. “*Pedogenic Factors Afectting Magnetic Susceptibility of Northern California Soils*”, Soil Scientific Society, American Journal, No. 53, pp 1119-1127.
- Fine P., Singer M.J., Verosub K.L.; 1992. “*Use of magnetic susceptibility measurements in assessing soil uniformity in Chronosequence studies*”; Soil Science society of America journal; 56 (4); 1195-1199.

Bibliografía

- Fisher W.R., 1988. “*Microbiological Reaction of Iron in Soils*”. En Bogalo M.F., 1999, “Propiedades Magnéticas de Suelos de los Pie-montes del Plio-Pleistoceno y de las Terrazas Fluviales Cuaternarias del Centro de la Península Ibérica, Implicaciones Paleo ambientales”, Tesis Doctoral, España, pp 378.
- Florido F., Zhu R., Guo B. (1999). “*Low-field susceptibility and palaeorainfall estimates. New data along N-S transect of the Chinese Loess Plateau*”. *Phys. Chem. Earth (A)*. 24 (9); 817-821.
- Forster, T., Heller, F., 1997. “*Magnetic enhancement paths in loess sediments from Tajikistan, China and Hungary*”. *Geophysical Research Letters* 24, 17–20.
- García M.R.; 1988. “*Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*”; 3ª Ed.; Larios; México; pp 252.
- Garnica A. P., Palacios M. S., Gama C. J., Carreon F. D., Solleiro R. E., Hernandez G., J.A., 1998. “*Genesis, Identificación y uso de los suelos en México: Distribución, propiedades y manejo de suelos residuales y transportados con aplicaciones a la ingeniería civil*”, Instituto Mexicano del Transporte/Secretaría de comunicaciones y transportes. 222.
- Geiss C. E., 1999. “*The development of rock magnetic proxies for paleoclimate reconstruction*”; Minnesota University; PhD. Thesis; 274.
- Geiss Christoph E., Banerjee Subir K., 1997. “*A multi-parameter rock magnetic record of the last glacial-interglacial paleoclimate from south-central Illinois, USA*”, *Earth and Planetary Science letters*, 152, 1997, pp 203-216.
- Geiss, C.E., Zanner, C.W., Banerjee, S.K., Minott, J., 2005. “*Signature of magnetic enhancement in a loessic soil in Nebraska, United States of America*”. *Earth Planetary Science Letters* 228(3-4), 355-367.
- Goguitchaichili A., Conte G., Urrutia F.J., Alva V.L., Morales J.J.; 2004. “*Erroneous Results from Historic Lavas: A Microwave Paleointensity analysis of Paricutin Volcano, Mexico*”; *Geofísica Internacional* (en prensa).
- Goguitchaichvili A., L. M. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Rosas-Elguera, J. Morales and J. Solé, 2004. “*Absolute Geomagnetic Paleointensity after the Cretaceous Normal Superchron and Just Prior the K-T Transition*”. *J. Geophysical Research*. 109, B01105, doi:10.1029/2003JB002477.
- Goguitchaivchvilli A., Alva-Valdivia L.M., Rosas Elguera J., Urrutia-Fucugauchi J., Cervantes M.A., Caballero Miranda C.; 2002. “*Magnetic Mineralogy, Paleomagnetism, and Magnetostratigraphy of Nayarit Volcanic Formations (Western Mexico): A Pilot Study*”; *Internacional Geology Review*; vol 44, pp 1-13
- Goguitchaivchvilli A., Alva-Valdivia L.M., Rosas Elguera J., Urrutia-Fucugauchi J., Gonzalez J.A., Morales J., Solé J.; “*An integrated paleomagnetic study of Rio Grande de Santiago volcanic sucesión (trans-Mexican volcanic belt)*”; *revisited*; *Physics of Herat and Planetary Interiors*; 130, pp 175-194.
- Grimley D.A., Vepraskas M.J.; 2000. “*Magnetic susceptibility for use in delineating hydric soils*”; *Soil Science Society of America*; vol. 64, 6; pp 217-235.
- Grimley, D.A., Arruda, N.K., Bramstedt, M.W., 2004. “*Using magnetic susceptibility to facilitate more rapid, reproducible and precise delineation of hydric soils in the middle western USA*”. *Catena* 58, 183-213.

Bibliografía

- Guo B., Zhu R. X., Roberts A. P., Florido F.; 2001; “*Lack of correlation between paleoprecipitation and magnetic susceptibility of Chinese loess/paleosol sequence*”; Geophysical research letters; 28 (22); 4259-4262.
- Guo Z.T., Liu T.S., Fedoroff N., An Z.S.; 1993. “*Monsoon strength variation in the Loess Plateau before and after 0.85 Ma*”; Chinese Science Bulletin; vol 38; pp 143-146.
- Haese R.R., Petermann H., Dittert L., Schulz H.D.; 1998. “*The early diagenesis of iron in pelagic sediments: a multidisciplinary approach*”; Earth and Planetary science letters; 157; 233-248.
- Hanesech Monika, Petersen Nikolai, 1999. “*Magnetic Properties of a recent parabrown-earth from southern Germany*”, Earth and Planetary Science letters, 169, pp85-97.
- Heller F., Liu T.S., 1984. “*Magnetism of Chinese Loess Deposits*”, Geophysical Journal Royal Astronomical Society, Número 77; England; pp. 125-141.
- Hueda-Tanabe Y., Soler A. A.M., Urrutia F. J., Barba L., Manzanilla L., Rebolledo V. M., Goguitchaichvilli A.; 2004. “*Archeomagnetic studies in Central Mexico-dating of Mesoamerican lime-plasters*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; 147; 269-283.
- Hviid S. F., Madsen M. B., Gunnlaugsson H. P., Goetz W., Knudsen J. M., Hargraves R. B., Smith P., Britt D., Dinesen A. R., Mogensen C. T., Olsen M., Pedersen C. T., Vistisen L.; 1997. “*Magnetic Properties Experiments on the Mars Pathfinder Lander: Preliminary Results*”; Science; Vol 278, Issue 5344; pp 1768-1770.
- INEGI-1 (Ramón Aguirre Velásquez), 1981. “*Síntesis geográfica de Tlaxcala*”, Secretaria de Programación y Presupuesto,
- INEGI-2; (ver direcciones electrónicas)
- INEGI-3.1.1 Carta
- Irving E., 1964. “*Paleomagnetism and its application to Geological and Geophysical problems*”; Ed. John Wiley and Sons; pp 399.
- Jackson M., Ulrich W.H.; 2001. “*Anomalous unblocking temperatures, viscosity and frequency-dependent susceptibility in the chemically-remagnetized Trenton limestone*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; 126; pp. 27-42.
- Jacobs J.A.; 1994. “*Reversals of earth's magnetic field*”; Cambridge University; pp 346.
- Jasso C., Sedov S., Solleiro E., Gama J., 2002. “*El Desarrollo de los Paleosuelos como Índice de la Estabilidad del Paisaje. Un Ejemplo del Centro de México*”, Boletín Investigaciones geográficas, Número 47, Instituto de Geografía, México, UNAM, pp 20-35.
- Jelenska M., Bakhmutov V., Konstantinienko L.; 2005. “*Paleomagnetic and rock magnetic data from the Silurian succession of the Dniester basin, Ukraine*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; vol. 149; pp 307-320.

Bibliografía

- Jelinowska A., Tueholka P., Badaut-Traut D.; 1999. “*Magnetic mineral variation of south Caspian sea sediments at laminae scale*”; phys. Chem. Earth (A); 24 (9); 823-828.
- Jhonk C. T. A., 1988. “*Teoría Electromagnética*”, Limusa, 2ª Edición, México, pp 741.
- Jiles D., 1991. “*Introduction Magnetism and Magnetic Materials*”, Chapman & Hall, 1a Edición, London, pp 440.
- Jodanova N., Petrovski E., Kovacheva M., Jordanota D.; 2001. “*Factors determining magnetic enhancement of burnt clay from archeological sites*”; Journal Archeologic Sciences; 28; 1137-1148.
- Johnson C.W., Willey K.L.; 2000. “*Isotopic and rock magnetic expresión of environmental change at the Pleistocene-Holocene transition in central Great Plains*”; Quaternary International; vol. 67; pp 89-106.
- Jordanova D., Petrovsky E., Jordanova N., Evlogiev J. Butchvarova V., 1997. “*Rock Magnetic Properties of Recent Soils from Nortastern Bulgaria*”, Geophysical Journal International, No.128, pp 474-488.
- Jordanova N., Kovacheva M., Hedley I., Kostadinova M.; 2003. “*On the suitability of baked clay for archeomagnetic studies as deduced from detailed rock-magnetic studies*” Geophysical Journal Internacional; 153; pp 146-158.
- Jordanova N., Kovacheva M., Kostadinova M.; 2004. “*Archeomagnetic investigation and dating of Neolithic archeological site (Kovachevo) from Bulgaria*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; 147; pp 89-102.
- Kapicka A., Jordanota N., Petrovsky E., Ustjak S.; 2001. “*Effect of different soil conditions on magnetic parameters of power-plant fly ashes*”; Journal of Applied Geophysics; 48; 93-102.
- Keefer C.M., Shive P.N.; 1981. “*Curie temperature and lattice constant reference contours for synthetic titanomaghemitites*”; Journal of Geophysical Research; vol 86; pp. 987-998.
- Kemp R.A.; 1985. “*The cause of redness in some buried and non buried soils in eastern England*” Journal of soil Science; vol. 36; pp 329-334.
- Khol H., Krenmayr H.G.; 1997. “*Erläuterungen zu Blatt 4*”.- Geologische Bundesanstalt Wien, 77S., Wien.
- Khol H.; 2000. “*Das Eiszeitalter in Oberösterreich.-Schriftenreihe des OÖ*” Musealvereins-Gesellschaft für Landeskunde, 17: 487S.; Linz.
- King J., Banerjee S.K.; Marvin J., Özdemir Ö.; 1982. “*A comparison of different magnetic methods of determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments*” Earth and Planetary Science letters; 59; pp 404-419.
- Kletetshchka G., Ness N.F., Connerney J.E.P., Acuna M.H., Wasilewski P.J.; 2005. “*Grain size dependence potential for self generation of magnetic anomalies on Mars via thermomagnetic acquisition and magnetic interaction of hematite and magnetite*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; 148; pp 149-156.

Bibliografía

- Kukla G., Heller F., Liu X.M., Xu T.C., Liu T.S., An Z.S., 1988. “*Pleistocene Climates in China Dated by Magnetic Susceptibility*”, *Geology*, No. 16, pp 811-814.
- Kukla G.J., Went Ellen; 1992. “*Start of a Glacial*”; NATO ASI Series; Advanced Science Institute Series; pp 353.
- Lagroix F., Banerjee S.K.; 2002a. “*Paleowind directions from the magnetic fabric of loess profiles in central Asia*”; *Earth and Planetary science letters*; 195; 99-112.
- Lagroix F., Banerjee S.K.; 2002b. “*150,000 Years of Climate and Surface Circulation in Central Alaska*”; *Fundamental Rock Magnetism and Environmental Applications*; *Quaderni di Geofisica*; vol. 26, pp 85-87;
- Langel R.A., Hinze W.J., 1998. “*The Magnetic Field of the Earth’s Lithosphere. The Satellite Perspective*”, Cambridge University Press, pp 429.
- Larrasoña J.C, Roberts A.P., Ritcher C., Stoner J.S.; 2002. “*Magnetic Properties of Eastern Mediterranean Sapropel-Bearing Sediments: Development of Proxies for Bottom-Water Anoxia and Dust Input*”; extended Abstracts for International Symposium on Fundamental Rock magnetism and Environmental Applications; pp 93-95.
- Le Borgné E., 1955. “*Susceptibilité Magnétique Anormal de Sol Superficial*” *Ann. Geophys.*, Vol. 11, pp 399-419.
- Le Borgne E., 1960. “*Etude Experimentale du Trainage Magnetiques Dans le Cas d’un Ensemble de Grains Magnetiques Tres Anormale du Sol Superficiel*”, *Annales de Geophysique*, No. 16, pp 445-494.
- Li Yongxiang; 2003. “*Low-temperature, high temperatura, and hysteresis properties of sediments from White Lake, northwestern New Jersey*”; *IRM Quaterarterly*; vol.13, 3; pp 2-3.
- Liu T.S. (Ed.); 1985. “*Loess and the environments*”; China; Ocean Press; Beijing
- Liu X. M., Rolph T., An Z.; Hesse P.; 2003. “*Paleoclimatic significance of magnetic properties on red clay underlying the loess and paleosols in China*”; *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*; 199; 153-166.
- Liu X. M., Shaw J., Liu T.S., Heller F., 1993. “*Magnetic Susceptibility of the Chinese Loess-Paleosol Sequence: Environmental Change and Pedogenesis*”, *J. Geol. Soc. London*, No. 150, pp 583-588.
- Liu X.M., Hess P., Rolph T., Beget E.; 1999. “*Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess: evidence for pedogenesis*”; *Quaternary International*; 62; 93-102.
- Longworth G., Becker L.W., Thompson R., Oldfield F., Dearing J.A., Rummery T.A., 1979. “*Mossbeaur Effect and Magnetic Studies of Secondary Iron Oxides in Soils*”, *Journal Soil Scientific*, No. 30, pp 93-110.
- Lovely D.R., Stolz J.F, Nord, G.L. Phillips E.J.P., 1987. “*Anaerobic Production of Magnetite by Dissimilatory Iron-Reducing Microorganism*”, *Nature* 330, 252-254.
- Lowrie W., 1990. “*Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperatures properties*”; *Geophysical research letters*, 17, 2, pp 159-162.
- Lowrie W., Heller F.; 1982. “*Magnetic Properties of Marine Limestones*”; *Rev. Geophysics Space Physics*; 20 (2); pp 171-192.

Bibliografía

- Lu Shenggao, 1991. “*Advance in Soil Magnetism and its Application*”, Progress in Soil Scientific, Vol. 19, No. 5, pp 1-8.
- Lu Shenggao, 1999. “*Mineral Magnetism o Quaternary Red Earth in Eastern China and Paleoenvironmental Significance*”, Chinese Science Bulletin, Vol 44, Suplemento, pp 87-90.
- Lu Shenggao, 2000. “*Lithological Factors Affecting Magnetic Susceptibility of Subtropical Soils, Zhejiung Province, Chine*”, Catena, pp 359-373.
- Macías J.L, García P.A., Arce J.L., Siebe C., Espíndola J.M.,1997. “*Late Pleistocene Cataclysm Eruptions at Nevado Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central México*”, Byu Geology Studies, Vol.42, No. I, pp 493-528.
- Maher B. A. y Taylor R., 1988. “*Formation of Ultrafine-Grained Magnetite in Soils*”, Nature, No 336, pp 368-370.
- Maher B. A., 1986, “*Characterisation of Soils by Mineral Magnetic Measurements*”, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Elsevier Published, Netherlads, Número 42, pp. 76-92.
- Maher B. A., 1998. “*Magnetic Properties of Modern Soils and Quaternary Loessic Paleosols: Paleoclimatic Implications*”, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, No. 137, pp 25-54.
- Maher B. A., Thompson R., 1991. “*Mineral Magnetic Record of the Chinese Loess and Paleosols*”, Geology, No. 19, pp 3-6.
- Maher B. A., Thompson R., 1999. “*Quaternary Climates, Environments and Magnetism*”, Cambridge University Press, 1a Edición, Cambridge, pp 390.
- Maher B.A., Alekseev A., Alekseeva T.; 2003. “*Magnetic mineralogy of soils across the Russian Steppe: Climatic dependence of pedogenic magnetite formation*”; Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology; 201; 321-341.
- Maher B.A., Karloukovski V.V., Mutch T.j.; 2004. “*High-field remanence properties of synthetic and natural submicrometre haematites and goethites: significance for environmental contexts*”; earth and Planetary Science Letters; 226; pp. 491-505.
- Maher, B.A., Thompson, R., 1992. “*Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols*”. Quaternary Research 37, 155-170.
- Maher, B.A., Thompson, R., Zhou, L.P., 1994. “*Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach.*”. Earth and Planetary Science Letters 125, 461–471.
- Makeev A., Terribile F.; (Eds.), 2003. “*Paleopedology: V International Symposium and Field Workshop, Suzdal, Russia*”; Quaternary International; pp. 243
- Matzka J., Maher B.A.; 1999. “*Magnetic biomonitoring of roadside tree leaves: Identification of spatial and temporal variations in vehicle-derived particulates*”; Atmospheric environment; 33; pp. 4565-4569.
- McElhinny Michael W., McFadden, Phillip L.; (2000). “*Paleomagnetism Continents and Ocean*”; Academic Press; San Diego Calif.; pp 386.

Bibliografía

- Meng X., Derbyshire E., Kemp R.A.; 1997. “*Origin of magnetic susceptibility signal in loess*”; Quaternary Science Reviews; 16; pp. 833-939.
- Metcalfe S.E., O’Hara S.L., Caballero M., Davies S.J.; 2000. “*Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico- a review*”; Quaternary Science Reviews; 19; 699-721.
- Miller R.W., Donahue R.L., Miller J.U., 1995. “*Soils in Our Environment*”, Prentice Hall, 7a Edición, New Jersey, pp 649.
- Milsom J., 1996. “*Fields Geophysics*”, Wiley, 1a Edición, England, pp 182.
- Ming L. X., Rolph T., An S., Hesse P.; 2003. “*Paleoclimatic significance of magnetic properties on the Red Clay underlying the loess and paleosols in china*”; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology; vol 1999; pp 153-166.
- Ming L.X., Hesse P., Rolph T., 1999. “*Origin of maghaemite in chinese loess deposits: Aeolian or pedogenic?*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; 112; 191-201.
- Moreau M.G., Ader M., Enkin R.J.; 2004. “*The magnetization of clay-rich rocks in sedimentary basins: low temperature experimental formation of magnetic carriers in natural samples*” Earth and Planetary Science Letters; (en prensa)
- Moreau M.G., Ader M., Enkin R.J.; 2005. “*The magnetization of clay-rich rocks in sedimentary basins: low-temperature experimental formation of magnetic carriers in natural samples*”; Earth and Planetary Science Letters; vol 230; pp 193-210
- Morris A., Tarling D.H., 1996. “*Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*”; Ed. Geological Society London; Oxford, U.K.; pp 422.
- Morris R.V., Golden D.C., Shelfer T.D., Lauer H.V. Jr; 1998. “*Lepidocrocite to maghemite to hematite: a pathway to magnetic and hematic Martian soil*”; Meteorics & Planetary Science, vol 33, 4; pp 743-751.
- Moskowitz B.M., Frankel R.B., Bazylinski D.A., 1993. “*Rock Magnetic Criteria for the Detection of Biogenic Magnetite*”, Earth Planet Scientific Letters, No. 120, pp 283-300.
- Moskowitz B.M., Jackson M., Kissel; 1998. “*Low temperature behavior of titanomagnetites*”; Earth and Planetary Science Letters; 157; pp. 141-149.
- Mottana A., Crespi R., Liborio G., 1996. “*Guide to Rocks and Minerals*”, Simon & Schuster, Barcelona, pp 605.
- Muxworthy A.R.; 1999. “*Low temperature susceptibility and hysteresis of magnetite*”; Earth and Planetary Science Letters; 169; pp 51-58.
- O’really W., 1984. “*Rock and Mineral Magnetism*”, Blackier, 1a Edición, New York, pp 220.
- Oches E. y Banerjee S., 1996. “*Rock Magnetic Proxies of Climate Change from Loess-Paleosol Sediments in Czech Republic*”, Studia Geophysika et Geodaetica, No. 41, pp 287-300.
- Oldfield F., 1991. “*Environmental Magnetism-A personal Perspective*”, Quaternary Science Review; No. 10, pp 73-85.

Bibliografía

- Oldfield F., Barnoky C., Leopold E., Smith J., 1983. “*Mineral magnetic on lake sediments: a brief review*”, *Hidrobiology*, Proceedings of the 3rd International Symposium on Plalaeolimnology, vol. 103, pp 33-44.
- Oldfield F.; 1999. “*The rock magnetic identification of magnetic mineral and magnetic grain size assemblages*”. In Walden J., Oldfield F, Smith J. (Eds); “*Environmental Magnetism: a practical guide*”; Quaternary Research Association Technological. Guide, 6; pp 98-112.
- Olivos R. Ma. Fabiola, 1992. “*Magnetismo de Rocas y Minerografía en el Yacimiento de Hierro ‘Peña Colorada’, Estado de Colima*”, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM, pp 61.
- Opdyke N.D., Channell J.E.T., 1996. “*Magnetic Stratigraphy*”, Academic, International Geophysics Series, Vol. 64, pp 346.
- Ortega G. B., Caballero M.M., lozano S., Israde I. y Vilaclara G.; 2002. “*52, 000 years of environmental history in Zacapu basin, Michoacan México: the magnetic record*”. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 663-675, 2002
- Ortega G. B., Thompson R., Urrútia J., 2000. “*Magnetic Propierties of Lake Sediments from Lake Chalco, Central Mexico, and their Paleoenvironmental Implications*”, *Journal of Quaternary Science*, No.15, pp127-140.
- Ortega G. B., Urrutia F. J., 1997. “*A Paleomagnetic Secular Variation Record from Late Pleistocene-Holocene Lacustrine Sediments from Chalco Lake, Basin of Mexico*”, *Quaternary International*, Vol. 43, pp 87-96.
- Ortega G., B., Sedov, S., Solleiro R. E., Soler A. A., 2004. “*Magnetic mineralogy in Barranca Tlalpan exposure paleosols, Tlaxcala, México*”. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 21(1), 120-132.
- Ortega G.B., Soler A.A.M., Solleiro R.E., Sedov S.; 2001. “*Magnetic properties of paleosols from Tlaxcala*” abstract; VI Internacional Symposium and Field Workshop on Paleopedology; UNAM; pp 33.
- Özdemir Ö., Dunlop J., Moskowitz B.M.; 1993. “*The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite*”; *Geophysical research Letters*; 20; 1671-1674.
- Özdemir O., O'Really W.; 1981. “*High temperature hysteresis and other magnetic properties of synthetic monodominian titanomagnetites*”; *Physics Earth Planetary Interiors*; 25; vol. 406-418.
- Pan Y., Petersen N., Davila A.F., Zhang L., Winklhofer M., Liu Q., Hanzlik M., Zhu R.; 2005b; “*The detection of bacterial magnetite in recent sediments of Lake Chiemsee (southern Germany)*”; *Earth and Planetary Science Letters*; 232; pp 109-123.
- Pan Y., Petersen N., Winklhofer M., Davila A. F., Liu Q., Frederichs T., Hanzlik M., Zhu R.; 2005. “*Rock magnetic properties of uncultured magnetotactic bacteria*”; *Earth and Planetary Science Letters*; 237; pp. 311-325.
- Parasnis D.S., 1996. “*Principles of Applied Geophysics*”, Chapman & Hall, 1a Edición, London pp 214
- Perederij V.I., 2001; “*Clay mineral composition and paleoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits of Ukraine*”; “*Quaternary International*; 76/77; pp 113-121.

Bibliografía

- Peters C., Dekkers M.J., Langereis C.G.; 2002. “*Validation of mineral magnetic methods; Fundamental rock magnetism and environmental applications*” *Quaderni di Geofisica*; 26; 129-130.
- Peters C., Dekkers M.J.; 2003. “*Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size*”; *Physics and Chemistry of the Earth*; 28; pp. 659-667.
- Peters C., Thompson R.; 1998. “*Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides*”; *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*; 183, pp 365-374.
- Phartiyal B., Appel E., Blaha U., Hoffmann V., Kotliar B.S.; 2003. “*Paleoclimatic significance of magnetic properties from Late Quaternary lacustrine sediments at Pithoragarh, Kumaun Lesser Himalaya, India*”; *Quaternary International*; 108; pp. 51-62
- Prezzi C., Somoza R.; 2002. “*Cambios en la mineralogía magnética: magnetizaciones primarias o secundarias?*”; *El Calafate*; Actas del XV congreso geológico Argentino; Formato digital.
- Pye K.; 1984. “*Loess*”; *Physical Geography*; 8; pp. 176-217.
- Pye K.; 1987. “*Aeolian dust and dust deposits*”; N.Y.; Academia Press
- Retallack G.J., 1990. “*Soil of the Past and Introduction to Paleopedology*”, Unwin Hyman, 1a Edición, London, pp 520.
- Retallack G.J., Sheldon N.D., Cogoini M., Elmore R.D.; 2003. “*Magnetic susceptibility of early Paleozoic and Precambrian paleosols*”; *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*; 198; pp 373-380.
- Rivas O. J.F.; 2003. “*Propiedades magnéticas de paleosuelos Cuaternarios del Nevado de Toluca y su aplicación en la reconstrucción paleoambiental*”; Tesis de Licenciatura; Facultad de Ingeniería, UNAM (Tesis de Licenciatura); pp.91.
- Rixiang Z., Mian L., Yongxin P.; 1999. “*History of the temperature-Dependence of susceptibility and its implications: Preliminary results along an E-W transect of the Chinese Loess Plateau*”; *Chinese science Bulletin*; Vol. 44, sup.; pp 81-86.
- Roberts A.P., Stoner J.S., Ritcher C.; 1999. “*Diagenetic enhancement of sapropels from eastern Mediterranean Sea Mar*”; *Geology*; vol 153; pp 103-153.
- Robinson E.S., 1990. “*Geología básica*”, Limusa, 1ª Ed, pp 669.
- Robinson E.S., Coruh C., 1988. “*Basic Exploration Geophysics*”, Wiley, 1a Edición, New York, pp 562.
- Robinson S.G.; 1986. “*The late Pleistocene paleoclimatic record of north Atlantic deep-sea sediments*”; *Phys. Earth Planetary Interiors*; 42; pp. 22-47.
- Robinson S.G.; 2000. “*Early diagenesis in an organic-rich turbidite and pelagic clay sequence from Cape Verde Abyssal Plain, NE Atlantic: magnetic and geochemical signals*”; *Sedimentary Geology*; 143; pp 91-123.
- Rochette P., Lorand J.P., Fillion G., Sautter V.; 2001. “*Pyrrothite and the remanent magnetization of SNC meteorites: a changing perspective on Martian magnetism*”; *Earth Planetary Science Letters*; 190 (1-2); pp 1-12.

Bibliografía

- Ruhe R.V.; 1956. “*Geomorphic Surfaces and Nature of Soils*”, Soil Scientific, No. 82, pp 441-455.
- Ruhe R.V.; 1965. “*Quaternary Pedology*”; En: Wright H.E. y Frey D.G. (Eds), *The Quaternary of United States*, pp755-764, Princenton N.J., Princenton University Press
- Sartori M., Evans M.E. Heller F., Tsatskin A., Han J.M.; 2005. “*The last glacial/interglacial cycle at two sites in the Chinese plateau: Mineral magnetic, grain size and 10 Be measurements and estimates of paleoprecipitation*”; *Palaeo* (en prensa).
- Sartori M., Heller F., Foster T., Borkovec M., Hammann J., Vincent E.; 1999. “*Magnetic Properties of loess grain size fractions from the section at Paks (Hungary)*”; *Physics of the Earth and Planetary Interiors*; vol 116; pp 53-64.
- Schellenberger A., Heller F., Veit H.; 2003. “*Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the Las Carreras loess-Paleosols sequences in Valle de Tafí, Tucumán, NW-Argentina*”; *Quaternary International*; vol. 106-107; pp 159-167.
- Schwarzbach M.; 1962. “*Climates of the past: Introduction to paleoclimatology*”; London : D. Van Nostrand; pp 328.
- Schwetmann U., 1971. “*Transformations of Hematite to Goethite in Soils*”, *Nature*, No. 232,624-625 En Bogalo M.F., 1999, “*Propiedades Magnéticas de Suelos de los Pie-montes del Plio-Pleistoceno y de las Terrazas Fluviales Cuaternarias del Centro de la Península Ibérica, Implicaciones Paleo ambientales*”, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, España, pp 378.
- Schwetmann U., 1988. “*Ocurrence and Formation of Iron Oxides*”; En Bogalo M.F., 1999, “*Propiedades Magnéticas de Suelos de los Pie-montes del Plio-Pleistoceno y de las Terrazas Fluviales Cuaternarias del Centro de la Península Ibérica, Implicaciones Paleo ambientales*”, Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, España, pp 378.
- Sedov S., Solleiro E., Gama J., Vallejo E., González A., 2001b. “*Buried Paleosols of the Nevado de Toluca: An Alternative Record of Late Quaternary Environmental Change in Central Mexico*”, *Journal of Quaternary Science*, Número 16, pp 375-389.
- Sedov S., Solleiro E., Gama J., Werner G., Henningsen P.F.; 2001a. “*Toba-Paleosol sequences of Tlaxcala State: first steps towards pedogenetic and paleoenvironmental interpretation*”; abstract; VI Internacional Symposium and Field Workshop on Paleopedology; UNAM; pp 41
- Sedov S., Solleiro E., Gama J.; 2003. “*Andosol to Luvisol evolution in Central Mexico: timing, mechanisms and environmental setting*”; *Catena*; 54; pp. 495-513.
- Sedov S., Solleiro E., Morales P., Arias A., Vallejo E., Jasso C., 2002. “*Material and Organic Components of Buried Paleosols of Nevado Toluca/central Mexico as Indicators of Paleoenvironments and Soils Evolutions*”, *Quaternary International* (Sometime a revision)
- Shengao L., 2000. “*Lithological factors affecting magnetic susceptibility of subtropical soils, Zhejiang Province, China*”; *Catena*, 40; pp 359-373.

Bibliografía

- Sheriff R.E., 1989. “*Geophysical Methods*”, Prentice Hall, 1a Edición, New Jersey, pp 603.
- Siegert M.J.; 2001. “*Ice sheets and Late Quaternary Environmental Change*”; Jhon Wiley & Son; England; pp231.
- Singer, M.J., Fine, P., Verosub, K.L., Chadwick, O.A., 1992. “*Time dependence of magnetic susceptibility of soil chronosequences on the California coast*”. Quaternary Research 37, 323-332.
- SMN.- *Datos del Servicio Meteorológico Nacional* (Cp)
- Snead R.E., 1980. “*World Atlas of Geomorphology Features*”; Krieger; New York.
- Soler A. A.M. and Urrutia F. J., 1994. “*Regional rigid-block rotation, small domain rotations and distributed deformation within the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt: paleomagnetic implications*”. Geofísica Internacional, Vol. 33, Num.4, pp.565-574, México, D.F.
- Soler A.A.M., Rivas O.J. F., Ortega G.B., Urrutia F. J.; 2001. “*Magnetic Properties of Buried Paleosols of Nevado de Toluca*”; abstract; VI Internacional Symposium and Field Workshop on Paleopedology; UNAM; pp 43.
- Solleiro E., Macías J.L., Sedov S., Gama J.E., 2002. “*Quaternary Pedostratigraphy of the Nevado de Toluca Volcano*”, Geofísica internacional (en prensa)
- Solleiro E., Sedov S., Gama J., 2001. “*Secuencias Tefra-Paleosuelos del Nevado de Toluca*”, VI International Symposium, Field of workshop on Paleopedology, pp. 98.
- Solleiro E.; 1992. “*Estudio sobre Alteración Desarrollo y Evolución de Suelos Derivados de Rocas Basálticas*”, Tesis de maestría, UNAM, pp 13.
- Spassov S., Heller F., Kretzschmar; Evans M.E, Yue L.P., Nourgliev D.K.; 2003. “*Detrital and pedogenic magnetic mineral phases in loess/paleosol sequence at Lingtai (Central Chinese Loess Plateau)*”; Physics of the Earth and Planetary Interiors; 140; 255-275.
- Stanjek H., Fasbinder J. W. E., Vali H., Wagele H., Graf W.; 1994. “*Evidence of greigite (ferrimagnetic Fe₃S₄) in soil*”; European Journal of Soil Science; 45, pp 97-103.
- Steingrüber P., Terhorst B.; 2003. “*Löß-/Paläoboden-Sequenze in Oberösterreich*”; Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (AGA), Reihe D: Geoökologie und Quartärforschung; pp157.
- Stockhausen H., Thouveny N.; 1999. “*Rock magnetic properties of Eemian maar lake sediments from Massif Central, France: a climatic signature?*”; Earth and Planetary Science Letters; vol. 177; pp 299-313.
- Strzyszczyk Z., Magiera T.; 1998. “*Magnetic susceptibility and heavy metals contamination in soils of Southern Poland*”; Physics Chemistry Earth; 23, 9; pp 1127-1131.
- Sycheva S., Glasko M., Chichagova O.; 2003. “*Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the Central Russian Upland*”; Quaternary International; vol 106/107; pp 203-213.

Bibliografía

- Sycheva S.; 2004. “*Alexandrov quarry. Late Pleistocene-Holocene. Cover complex: soil, loesses, buried balka*”; en Conference “*Geological heritage concept, conservation and protection policy in Central Europe*”. Warszawa: Polish Geological Institute; pp. 175-181
- Sycheva S.J.; 1996. “*New data on composition and evolution of the Mezin Loess-Paleosol Complex in the Russian Plain*”; Euroasian Soil Science; Vol. 31, No. 10; pp 1062-1074. Translated from Pochvovedenie, No. 10 1998, pp. 1177-1189.
- Tang Y., Jiab J., Xie Xiande, 2003. “*Records of magnetic properties in Quaternary loess and its paleoclimatic significance: a brief review*”; Quaternary International; 108; pp 33-50.
- Tanke M., Gulik J. V.; 1989. “*The Global Climate*”; Mirage Publishing, Amsterdam (en Williams et al., 1993)
- Tarbuck E.J., Lutgens F.K., 2000. “*Ciencias de la Tierra, una Introducción a la Geología Física*”, Prentice Hall, 6ª Edición, España, pp. 560.
- Tarling D. H., 1983. “*Paleomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archeology*”, Chapman and Hall, 1ª Edición, U.S.A., pp 379.
- Tarling D.H., Hrouda F.; 1993. “*The magnetic anisotropy of rocks*”; Chapman & Hall, London, 1ª ed.; pp 217.
- Tauxe L., Bertram H.N., Seberino C.; 2002. “*Physical interpretation of hysteresis loops: Micromagnetic modeling of fine particle magnetite*”; Geochemistry Geophysics Geosystems (G3); vol. 3, No. 10; pp 1-22
- Tauxe L., Mullender T.A.T., Pick T.; 1996. “*Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetismo in magnetic hysteresis*”; Journal of Geophysical Research; vol. 95; pp. 12337-12350.
- Telford M.M, Geldart L.P., Sheriff R.E.; 1996. “*Applied Geophysics*”; Cambridge; pp774
- TenPas, J.D., N.J. Vidic, M.J. Singer, and K.L. Verosub. 1999. “*Mineral magnetic and pedogenic studies of the paleoclimatic record of the upper part of the loess/paleosol sequence at Jiaodao*”. Chinese Science Bulletin 44, Supplement 1, 259-263.
- Terhorst B., Appel E. Werner A., 2001. “*Paleopedology and Magnetic Susceptibility of Loess-Paleosol Sequence in Southwest Germany*”, Quaternary International, pp 231-240.
- Terhorst B., Ottner F.; 2003 a. “*Löß-Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich; Tagung des Arbeitskreises “paläoboden” der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*”; Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten (TGA); pp. 155.
- Terhorst B., Ottner F.; 2003 b. “*Polycyclic luvisoles in Northern Italy: palaeopedological and clay mineralogical characteristics*”; Quaternary International; vol. 106/107; pp215-231.
- Thieme D.M.; 2003. “*Environmental magnetism of Susquehanna Valley alluvium*”; IRM Quarterly; vol. 13, 4; pp 4-5.
- Thomas D.S.G.; 1980. “*Reconstructing ancient arid environments*”; en Thomas D.S.G.(Ed.), Arid zone Geomorphology. Belhaven, London, 311-334.

Bibliografía

- Thompson R., Olfield F., 1986. “*Environmental Magnetism*”, Allen & Unwin, 1a Edición, London, pp. 227.
- Tite M.S, Linington R.E., 1975. “*Efect of Climate on the Magnetic Susceptibility of soils*”, Nature, No. 256, pp 565-566.
- Tricart J., Cailleux A.; 1972. “*Introduction to climatic geomorphology*”; Longman, London
- Urrutia F. J., Maupomé L., Broshe P.; 1986. “*El compás magnético en China y Mesoamérica*”; Geos, Vol. &, No3, pp 5-7.
- Urrutia F.J.; Soler A. A. M., 1995. “*Magnetismo en Arqueología: conocimiento del campo magnético entre los Olmecas*”; Colouio: Cantos de Mesoamérica, metodologías científicas en la búsqueda del conocimiento prehispánico, Ed. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Astronomía, Facultad de Ciencias, pp. 389-395.
- Valencio D.A., 1980. “*El magnetismo de las rocas*”; Ed. Universitaria Buenos Aires; Argentina; 1 Ed.; pp 351.
- Van Der Voo R., 1993. “*Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*”, Cambridge University Press, 1a Edición, pp 411.
- Verosub K.L., Roberts A. P., 1995. “*Environmental Magnetism: Past, Present, and Future*”, Journal of Geophysical Research, Vol. 100, No. B2, pp 2175-2192.
- Vigliotti L.; 1997. “*Magnetic properties of light and dark sediment layers from the Japan Sea: diagenetic and paleoclimatic implications*”; Quaternary Science Review; vol 16; pp 1093-1114.
- Vlag P.A., Banerjee S.K.; 1999. “*The magnetic record of the Late Glacial-Holocene transition in sediments from Grandfather Lake (SowuthwestAlaska)*”; Geofísica Internacional; vol.38, 4; 231-238.
- Vlag P.A., Kravier P.P., Dekkers M.J.; 2004. “*Evaluating climate change by multivariate statical techniques on magnetic and chemical properties of marine sediments (Azores Region)*”; Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology; 212; 23-44..
- Vlag, P.A., Solheid, P.A., Oches E.A., Banerjee, S.K., 1999. “*The paleoenvironmental-magnetic record of the Gold Hill Steps loess section in central Alaska*”. Phys. Chem. Earth Part A; 24, 779–783.
- Wall H., Worm H.; 2000. “*A cautionary note on interpreting frequency-dependence of susceptibility solely in terms of superparamagnetism*”; Institute for Rock Magnetism, Quarterly; 10 (4); 1-6; Minnesota University, USA.
- Wang D., Vander Voo R.; 2004. “*The hysteresis properties of multidomain magnetite and titanomagnetite/titanomaghemite in mid-ocean ridge basalts*”; earth and Planetary Science Letters; 220; pp 175-184.
- Werner G., 1976. “*Los suelos del volcán (la Malinche); altiplanicie central mexicana*”; Comunicaciones, 13, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Puebla, México; pp 3-17.

Bibliografía

- Werner G., 1978a. “Genesis, distribución y destrucción de los suelos en el sur del Estado de Tlaxcala”; Comunicaciones, 15; Proyecto Puebla-Tlaxcala, Puebla, México; pp 25-229.
- Werner G., 1978b. “Los suelos de la cuenca alta de Puebla-Tlaxcala y sus alrededores (comentarios a un mapa de suelos)”; suplemento comunicaciones VI, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Puebla, México; 1978, pp 95, 4 mapas.
- Williams M., Dunkerley D., Decker P., Kershaw P., Chappell J., 1998. “Quaternary environments”; 2ª Ed., Ed. Arnold (Hodder Headline Group); London; pp 329
- Williams R.D., Cooper J.R.; 1990. “Locating soil boundaries using magnetic susceptibility”; soil Science; 1990; pp 889-895.
- Williamson D., Jelinowska A., Kissel C., Tucholka P., Gibert E., Gasse F., Massault M., Taieb M., Van Campo E., Wieckowski K.; 1998. “Mineral-magnetic proxies of erosion/oxidation cycles in tropical maar-lake sediments (Lake Tritrivkely, Madagascar): Paleoenvironmental implications”; Earth and Planetary Science letters; 155; 205-219.
- Woodward J.C., Macklin M.G., Lewin J., 1994. “Pedogenic Weathering and Relative-Age Dating of Quaternary Alluvial Sediments in the Pindus Mountains on Northwest Greece”; En: “Rock Weathering and Landform Evolution”, Robinson D.A., Williams R.G.B., Ed. Wiley, N.Y., pp 259-283.
- Wrigth V.P., 1986. “Paleosols, their Recognition and Interpretation”, Blackwell Scientific Publications, pp315.
- Wu G., Pan B., Guan Q., Liu Z., Li J; 2002. “Loess record of climatic changes durings MIS5 in the Hexi Corridor, northwest china”; Quaternary International; vol. 97-98; pp -167-172.
- Yaalon D.H., 1971. “Soil-Forming Proceses in Time and Space”; En: Bogalo M.F., 1999, “Propiedades Magnéticas de Suelos de los Pie-montes del Plio-Pleistoceno y de las Terrazas Fluviales Cuaternarias del Centro de la Península Ibérica, Implicaciones Paleo ambientales”, Tesis doctoral, España, pp 378.
- Yao D.Z., Yu J.Y.; 1989. “Effect of climate on soil magnetism”; J. Nat; vol. 12, no. 11; pp 865-866.
- Yu J. y Lu S., 1991. “Soil Magnetism”, Jingxi Scientific & Technology, Press, Nanchang, en Lu Shenggao 2000. “Lithological Factors Affecting Magnetic Susceptibility of Subtropical Soils, Zhejiung province, Chine”, Catena, pp 359-373.
- Yu Y.; 2003. “Temperature dependence of magnetic hysteresis”; The IRM Quarterly; 13, 3; pp 3-11

Direcciones electrónicas

- [http:// www.geomagnetismo.com](http://www.geomagnetismo.com)
- [http:// www.IFEnt.com](http://www.IFEnt.com)
- <http://edafologia.ugr.es/index.htm>
- http://whyfiles.org/shorties/100dust_china/
- <http://www.ascscientific.com/pcat.html>
- http://www.fao.org/documents/show_cdr.asp?url_file=/docrep/W8594E/W8594E00.htm
- <http://www.inegi.gob.mx>
- <http://www.ipgp.jussieu.fr>
- <http://www.irm.umn.edu>
- http://www.kancoll.org/books/andreas_ne/geology/geology-p5.html
- <http://www.mindground.net/loess.html>
- <http://www.molspin.com/>
- <http://www.nfinity.com/~exile/loesspg.htm>
- <http://www.portalciencia.com>
- <http://www.uni-tuebingen.de/geography/staff/terhorst/>