

Estudio de minerales de hierro y titanio y magnetismo de rocas en el distrito ferrífero El Encino, Jalisco, México

L. M. Alva Valdivia, J. J. Vega Carrillo y J. Urrutia Fucugauchi

Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D. F.

Recibido: 13 de mayo, 1992; aceptado: 13 de julio, 1992.

ABSTRACT

Results of mineralogical and paleomagnetic studies of volcano-sedimentary units and iron mineralization in El Encino, District Jalisco are reported. Studies concentrated on: (a) relationships between paleomagnetic parameters and opaque mineral microscopy observations and (b) inferences concerning genesis, degree and type of oxidation processes, grain sizes, emplacement conditions, and metamorphic and hydrothermal processes. Reflected light microscopy observations of the Fe-Ti-O system document the abundance of iron oxides with large grain sizes and magnetic multidomain states, characteristic of slow cooling and low-degree deuteric oxidation. Members of the titanomagnetite series with low-Ti contents and ilmenites and hematites of the titanomagnetite series are dominant as shown also by major oxide chemical analyses (minor quantities of TiO_2 respect to FeO and Fe_2O_3). Remanent magnetizations are mostly of normal polarity as expected for the Normal Aptian-Albian Chron. Angular dispersion is higher for the iron ore than for other lithologies in the District. This may be due to oxidation, metamorphic and hydrothermal alteration processes after mineralization. Magnetic properties in the iron ore are dominated by large grain-size multidomain titanomagnetite. The intrusive bodies show susceptibility values below 1.3×10^{-3} SI, in the range of ilmenite-series granitoids. Blocking temperature spectra, NRM vectorial composition diagrams and acquisition spectra of isothermal remanent magnetization (IRM) all correlate with the ore petrography observations and agree with the predominance of titanomagnetite minerals with variable contents of ulvospinel and magnetite. Secondary remanence components may reflect effects of hydrothermal and metamorphic processes. There may be some contribution of viscous and isothermal remanent magnetizations.

KEY WORDS: Paleomagnetism, magnetic oxides, rock magnetism, iron mineralization, El Encino Mining District, Jalisco State, Mexico.

RESUMEN

Se presentan resultados de un estudio mineralógico-paleomagnético de la mayoría de las unidades volcano-sedimentarias y de mineralización de hierro en el Distrito Minero de El Encino, Jalisco. Los principales objetivos del estudio son: (a) investigar las relaciones entre parámetros paleomagnéticos y observaciones minerográficas (minerales opacos) y (b) analizar sus implicaciones sobre origen, tipo y grado de oxidación, tamaños de granos magnéticos, razón de enfriamiento, metamorfismo y alteración hidrotermal. Los resultados para las fases del sistema TiO_2 - FeO - Fe_2O_3 analizados por el microscopio minerográfico, muestran que los óxidos magnéticos son abundantes, de grano grande y estado magnético de dominio múltiple, que han sufrido enfriamiento lento y oxidación deutérica de bajo grado. Estos óxidos incluyen predominantemente titanomagnetitas, con menores cantidades de ilmenita y hematita. La pequeña variación en reflectividad dentro de los granos de titanomagnetita y el color, sugieren la ocurrencia de titanomagnetita pobre en titanio así como un grado de oxidación constante, lo cual es consistente con análisis químicos de óxidos mayores (menores cantidades de TiO_2 respecto a FeO y Fe_2O_3). La polaridad para la mayoría de las unidades estudiadas es normal, lo que concuerda con la escala de polaridad para el Cretácico, en el Crón Normal Aptiano-Albiano. La dispersión angular de las direcciones de magnetización para la mineralización de hierro es mayor que la observada en las otras litologías. Esto se debe probablemente a procesos de oxidación, metamorfismo y alteración hidrotermal ocurridos postmineralización. Las propiedades magnéticas de la mineralización están principalmente controladas por titanomagnetita de dominio múltiple. La susceptibilidad en los cuerpos intrusivos (sitios 8 y 9) es relativamente baja, en el orden de 1.3×10^{-3} SI, en el rango reportado para granitos de tipo ilmenita. Esto también puede ser resultado de los procesos mencionados arriba. Los resultados paleomagnéticos, que comprenden espectros de desmagnetización térmica, diagramas vectoriales y de adquisición de magnetización remanente isothermal, muestran una correspondencia directa con las observaciones minerográficas. Indicando un claro predominio de minerales de la serie de titanomagnetitas, con contenidos variables de magnetita y ulvoespinela. Asimismo, se documentan diversos registros de componentes secundarias de magnetización asociados a procesos entre los que predominan eventos de metamorfismo y alteración hidrotermal, indetectados en los estudios microscópicos con luz transmitida y luz reflejada. Además existe la posible influencia de magnetizaciones remanentes viscosa e isothermal.

PALABRAS CLAVE: Paleomagnetismo, óxidos magnéticos, magnetismo de rocas, mineralización de hierro, Mina El Encino, Estado de Jalisco, México.

INTRODUCCION

Los estudios paleomagnéticos han permitido documentar las variaciones de período largo e intermedio del campo geomagnético tales como los cambios de polaridad y han

proporcionado sistemas de referencia temporal y espacial para aplicaciones en estratigrafía y tectónica. Estos constituyen las bases para el desarrollo de las teorías de tectónica

de placas, deriva continental y esparcimiento de los fondos oceánicos (Tarling, 1983). En estos estudios un aspecto importante es el estudio del sistema de registro paleomagnético, que permite investigar la estabilidad, tipos de minerales portadores de la información y factores susceptibles de modificaciones parciales o totales. El sistema de registro está constituido por minerales de hierro, particularmente por óxidos de Fe y Ti, sulfuros de Fe e hidróxidos de Fe. Un campo de investigación natural para el magnetismo de rocas es en la exploración y explotación de yacimientos de Fe, en donde los métodos de prospección magnéticos representan las herramientas más empleadas y de mayor resolución en espacio y tiempo (aeromagnetometría y magnetometría terrestre) (Grant, 1985). En este contexto, resalta el bajo número de estudios de propiedades magnéticas en depósitos de Fe. Los datos disponibles de diferentes tipos de roca y minerales son difíciles de extrapolar y emplear en estos casos ya que la cantidad de minerales de Fe es muy pequeña en relación con la presente en menas. El estudio que aquí se reporta forma parte de un proyecto de paleomagnetismo y aeromagnetometría en la margen continental del país. Como parte del proyecto se han estudiado varios de los yacimientos de Fe, de la secuencia volcano-sedimentaria y de cuerpos intrusivos (Böhnell *et al.*, 1989; Alva *et al.*, 1991).

Yacimientos de hierro son característicos de los arcos magmáticos del Circum-Pacífico (Park, 1972; Urrutia y Delgado, 1976; Sillitoe, 1972, 1981). En general los depósitos se encuentran en secuencias volcano-sedimentarias y están asociados a actividad magmática como cuerpos intrusivos y flujos lávicos.

Los objetivos del presente trabajo fueron: (a) documentar las propiedades magnéticas y el registro paleomagnético de los cuerpos de mineral de Fe y las diferentes rocas presentes en el distrito minero, (b) documentar las características petrográficas de los minerales de mena por estudios en superficies pulidas y (c) identificar las posibles relaciones entre las propiedades paleomagnéticas y petrofísicas con la petrología y minerografía del yacimiento de hierro "El Encino", Jalisco (Figuras 1 y 2).

Originalmente el área mineralizada de El Encino estaba formada por varios cuerpos aflorantes y uno sepultado, de los cuales actualmente sólo quedan el Cuerpo No. 1 y el Cuerpo San Pascual (Figura 2), este último en la etapa final de explotación.

El mineral de hierro de estos cuerpos consiste principalmente de magnetita (65% a 90%) y en menor cantidad hematita, con una ley media de 60% de hierro total, 0.32% de fósforo y 1.5% de azufre.

Los principales minerales portadores de la magnetización en las rocas son los óxidos de Fe-Ti, y su composición química, cantidad y tamaño de grano, grado y tipo de oxidación, es un indicador del tipo de alteración a causa de su rápida respuesta a las condiciones del medio ambiente (O'Reilly, 1984; Fujimoto y Kikawa, 1989). Esto afecta

directamente a los resultados paleomagnéticos y de propiedades petrofísicas.

Sin embargo, investigaciones detalladas de magnetismo de rocas indican que las propiedades magnéticas de las rocas dependen de factores tales como composición del magma e historia térmica de enfriamiento y/o recalentamientos, (Ade-Hall *et al.*, 1971; Bleil y Smith, 1988; Böhnell *et al.*, 1988; Herzog *et al.*, 1988; Urrutia *et al.*, 1991). Estudios recientes muestran la utilidad potencial de aplicación de estos métodos para delimitar zonas de metamorfismo de medio a alto grado y sus implicaciones en la interpretación de anomalías magnetométricas (Urrutia, 1977; Henkel, 1991; Olesen *et al.*, 1991; Skilbrei *et al.*, 1991, Alva *et al.*, 1991).

En particular, la oxidación deutérica (alta temperatura, >600° C) durante la solidificación, y la oxidación de baja temperatura (<200°C), modifican las propiedades magnéticas tales como intensidad de magnetización remanente natural (MRN), susceptibilidad magnética, temperatura Curie y espectros de coercitividad (Fujimoto y Kikawa, 1989).

Las diferentes rocas en los yacimientos ferríferos de México se presentan generalmente alteradas, dificultando la utilización de datos paleomagnéticos debido a la adquisición de componentes de MRN secundarias adicionales a la magnetización inicial, de origen químico y térmico principalmente. No obstante es posible identificar componentes secundarias relacionadas a procesos de oxidación, metamorfismo y alteración hidrotermal ocurridos postmineralización, apoyados por la identificación de minerales magnéticos en superficies pulidas.

GEOLOGIA

La margen continental del sur de México se caracteriza principalmente por la ocurrencia de una serie de batolitos, de edades del Cretácico Tardío al Terciario Temprano (Campa y Coney, 1983; Pantoja-Alor, 1983; Köhler *et al.*, 1988), además de secuencias volcano-sedimentarias, las cuales se encuentran expuestas en un terreno de asociación de arco de islas - margen continental (Campa *et al.*, 1974, 1976; Campa y Coney 1981, 1983; Urrutia y Valencio, 1986). Relacionados con estos cuerpos ígneos intrusivos se tienen a los yacimientos de hierro, entre los cuales se encuentran El Encino en Jalisco, Las Truchas en Michoacán, y Peña Colorada en Colima. Constituyendo estos yacimientos, los de mayor importancia económica en la región.

El yacimiento se localiza al sureste del Estado de Jalisco (Figura 1). La región se caracteriza por secuencias andesíticas submarinas intercaladas con calizas, lutitas y areniscas del Jurásico al Cretácico medio. La secuencia está intrusionada por complejos batolíticos con composiciones de granitos, dioritas y granodioritas y edades del Cretácico tardío al Terciario (Pantoja y Estrada, 1986).

La génesis del yacimiento está relacionada al emplazamiento del cuerpo intrusivo cuarzomonzonítico que aflora

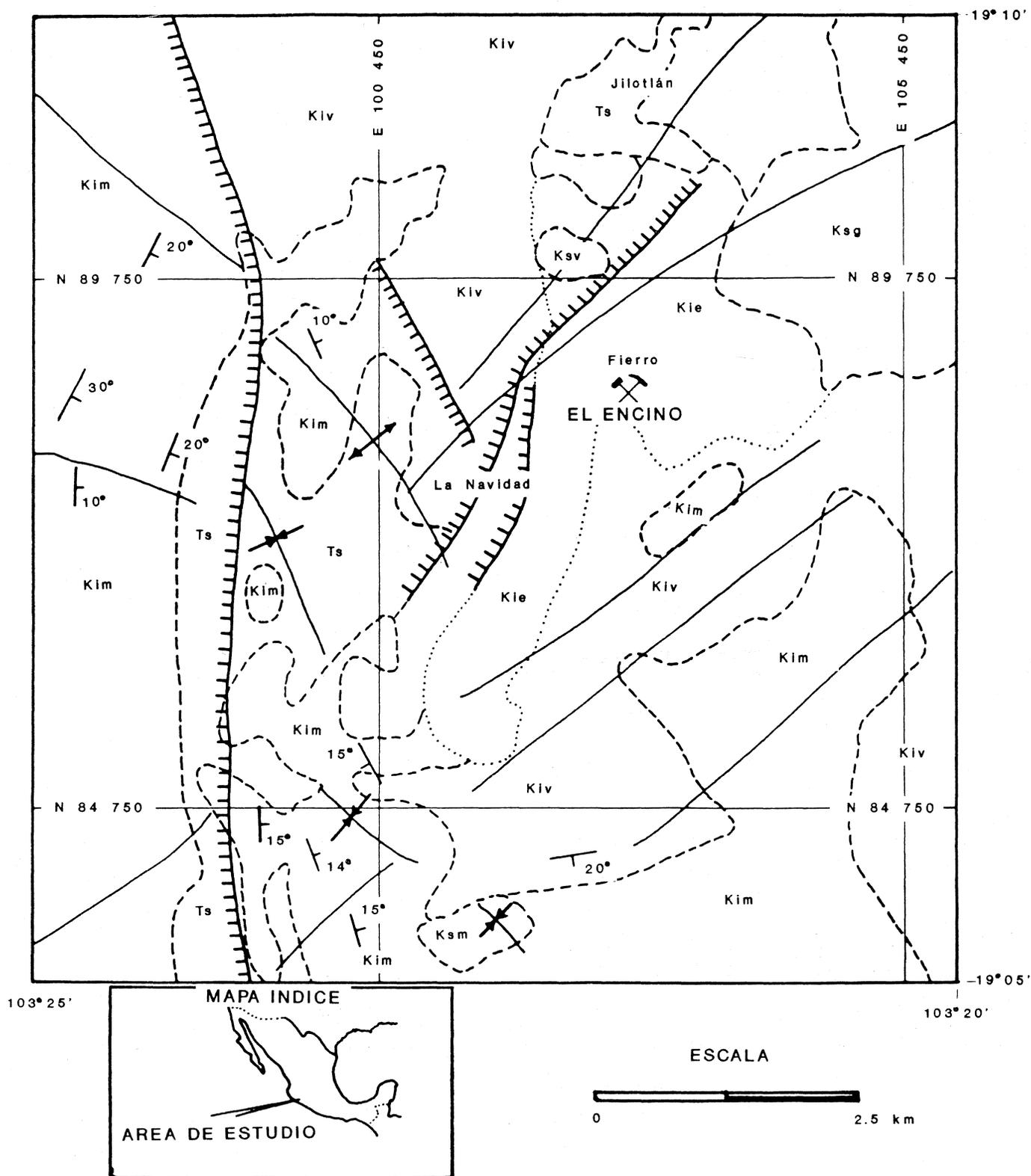


Fig. 1. Mapa geológico regional y de localización del distrito ferrífero El Encino, Jalisco, Ts1, Triásico Superior, lahar; Tig, Triásico Inferior, granodiorita; Ksm, Cretácico Superior, monzonita; Kim, Cretácico Medio Morelos; Kiv, Cretácico Medio Vallecitos; Kie, Cretácico Inferior Encino. El sistema de coordenadas indicado es para control topográfico local. Información proporcionada por la Cía. HYLISA.

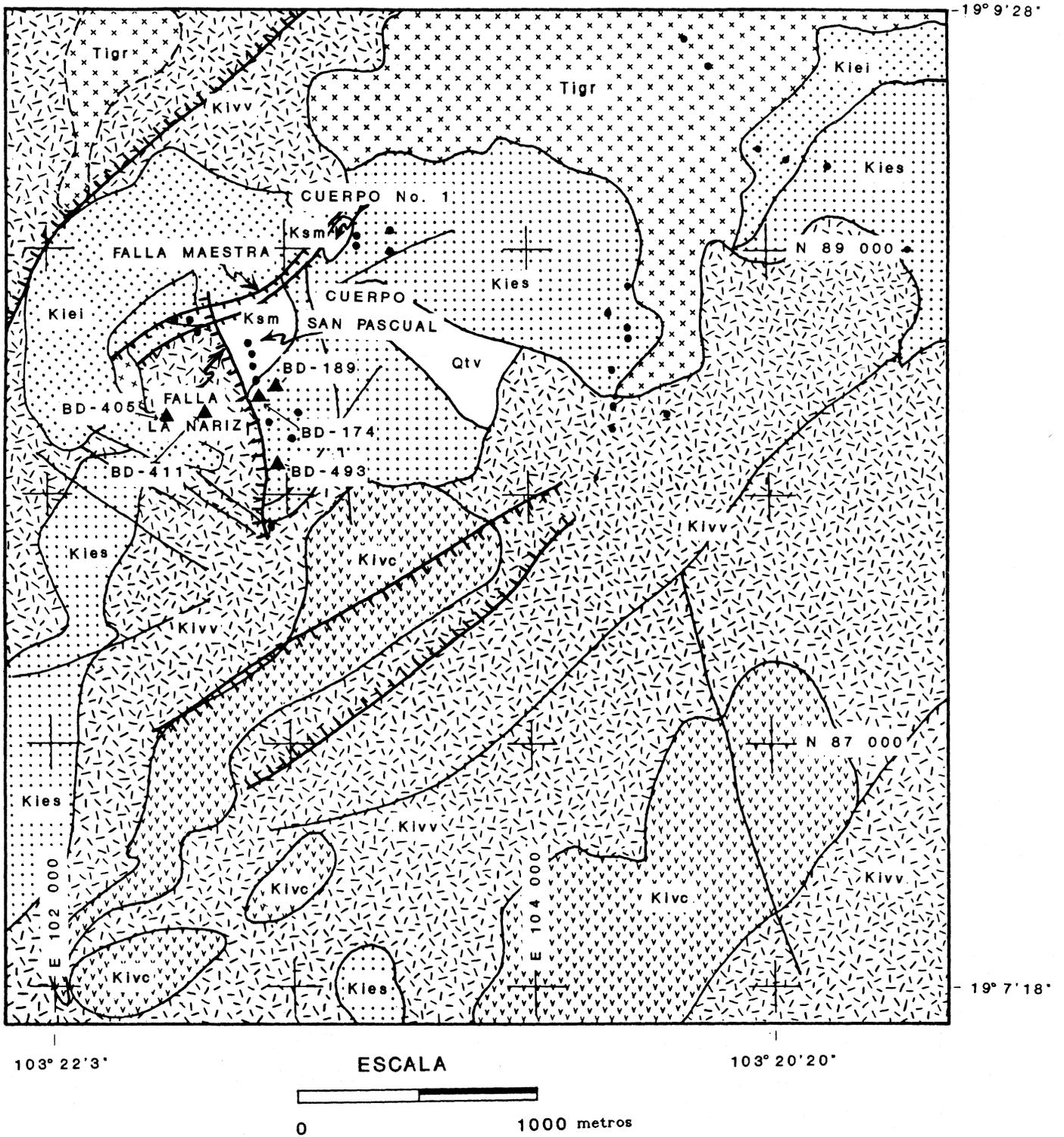


Fig. 2. Mapa geológico simplificado del distrito minero El Encino, mostrando los sitios paleomagnéticos (puntos negros) y la ubicación de los barrenos de diamante (triángulos). Los símbolos son: Q, Cuaternario; T, Terciario; K, Cretácico; J, Jurásico; M, Mesozoico y P, Paleozoico. Los subíndices i y s corresponden a inferior y superior respectivamente. La Formación Encino está indicada por Kies (miembro superior: rocas sedimentarias) y Kiel (miembro inferior: rocas volcanosedimentarias). La Formación Vallecitos está indicada por Kivv (rocas volcánicas félsicas) y Kivc (calizas arrecifales). Tigr es la granodiorita de Pihuamo y Ksm es el mineral de hierro masivo.

en la zona de la mina, el cual originó el metamorfismo de contacto, causante de la mineralización (Pantoja y Estrada, 1986; Alva *et al.*, 1991).

ESTRATIGRAFIA

Las rocas expuestas en los alrededores de la mina El Encino (Figura 2), se dividen en las Formaciones Tecalitlán, Encino y Vallecitos, existiendo además rocas intrusivas y depósitos del Cuaternario (Pantoja y Estrada, 1986).

La Formación Tecalitlán está constituida por rocas volcánicas continentales del Neocomiano, edad mínima asignada con base en los fósiles de la Formación Encino que le sobreyace (Buitrón, 1986). El volcanismo que dió origen a esta Formación se originó posiblemente en un arco magmático insular de composición predominantemente calcoalcalina (Pantoja-Alor, 1983).

La Formación Encino consiste de dos unidades, las cuales se depositaron en un ambiente marino de aguas someras, al tiempo que se desarrollaba un volcanismo explosivo con algunos periodos de tranquilidad, que permitieron la formación de arrecifes. Se le atribuye la edad del Aptiano Tardío-Albiano Temprano (Alencaster y Pantoja, 1986). El Miembro inferior consiste de una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias marinas. El Miembro superior consiste de una secuencia de tobas, con intercalaciones de lentes de calizas y un conglomerado calcáreo, descansando concordantemente sobre el miembro inferior.

La Formación Vallecitos está formada por tobas ignimbríticas, calizas arrecifales y rocas volcánicas de ambiente marino. Esta Formación está constituida por un miembro inferior tobáceo y un miembro superior calcáreo. Se le ha asignado una edad del Albiano (Alencaster y Pantoja, 1986; Pantoja y Estrada, 1986).

Las rocas intrusivas se presentan en forma de pequeños troncos, diques y dique-estratos que varían en composición de ácida a intermedia e incluyen cuarzomonzonitas, cuarzo-dioritas y granodioritas; en general, estas rocas se encuentran cortando a la secuencia del Albiano Inferior.

PALEOMAGNETISMO

Las Tablas 1 y 2 incluyen los valores medios de intensidad de magnetización remanente natural (MRN), susceptibilidad magnética, coeficientes Königsberger (Q) y densidad para las muestras colectadas en superficie y de barrenos respectivamente, así como su clasificación petrográfica. La variación en los valores de la intensidad del NRM y susceptibilidad magnética para las menas de hierro refleja cambios combinados en el contenido relativo de titanio-magnetita y titanio-hematita, oxidación de alta y baja temperatura, y tamaño de grano, resultado de las observaciones realizadas en los estudios microscópicos petrográfico y minerográfico, los cuales se describen adelante.

Para el estudio paleomagnético de la mina El Encino, se analizaron 32 sitios (114 muestras orientadas), con 3 a 4 núcleos en cada sitio y 36 núcleos de 9 barrenos de diamante, correspondientes a diferentes unidades litológicas y minerales de mena (Figura 2).

Las muestras se colectaron con una perforadora de barrena diamantada con diámetro interno de 2.5 cm. En el laboratorio los núcleos se cortaron en especímenes cilíndricos de 2.2 cm de alto. La dirección e intensidad de la magnetización remanente se midieron con un magnetómetro rotativo de discriminación de flujo tipo Molspin, con interface a una computadora PC. La composición vectorial y estabilidad de la magnetización se determinaron por desmagnetización con campos magnéticos alternos. Para ello se empleó un desmagnetizador uniaxial marca Schonstedt con campos alternos de hasta 100 mT. Las muestras fueron tratadas en 8-12 pasos a diferentes campos. La susceptibilidad magnética se determinó con un susceptibilímetro marca Minisepe de Molspin. Los espectros de temperatura de bloqueo se estudiaron por desmagnetización térmica, empleando un horno con baja inductancia marca Schonstedt. Las muestras se analizaron en 8 a 10 pasos de desmagnetización a temperaturas de hasta 600° C. La adquisición de magnetización isoterma (IRM) se investigó empleando un instrumento capaz de generar pulsos de campo magnético directo de hasta 2 teslas (construido por H. Böhnell). Detalles de los procedimientos pueden consultarse en Alva *et al.* (1991) y Vega (1991).

La intensidad media del magnetismo remanente natural (MRN) por sitio cubre seis órdenes de magnitud desde menores de 6.06×10^{-3} A/m para las unidades carbonatadas y los intrusivos ácidos hasta 841 A/m para el mineral de hierro (Tabla 1). En forma similar, los valores medios de susceptibilidad varían por 4 órdenes de magnitud, desde 0.16×10^{-3} SI hasta 0.577 SI. La relación entre la susceptibilidad magnética y la intensidad del MRN es aproximadamente lineal (log-log) para las diferentes litologías; para todos los datos se tiene una dispersión alta y la posibilidad de dos o más tendencias (Figura 3). La variación en las muestras de mineral de hierro se debe principalmente al contenido volumétrico de material ferromagnético, lo cual también es válido para las muestras de rocas volcánicas, intrusivas y sedimentarias. Sin embargo, el tamaño de grano, y por tanto el estado magnético de los granos (multidominio, MD o dominio simple, SD) en los cuerpos intrusivos parece ser un factor importante. Y de nuevo la disminución en los valores de las propiedades medidas, se relacionan principalmente con efectos de alteración hidrotermal postmineralización.

Además, la predominancia de los valores del coeficiente Q (0.6 a 454), implican un predominio de la intensidad del MRN sobre la del magnetismo inducido (MI), y esto a su vez sugiere la presencia de minerales magnéticos de tamaño microscópico ($<0.1 \mu\text{m}$) de dominio simple (Levi y Merrill, 1978; Dunlop, 1981, 1983, 1986). En el microscopio minerográfico utilizado no fué posible distinguir estos tamaños de grano. Los intrusivos presentan valores de

Tabla 1

Resultados de magnetismo de rocas para el distrito ferrífero El Encino, Jalisco, México.

Sitio	NRM (A/m) # x 0.001	Susceptibilidad (SI) x 0.001	Q	Densidad (gr/cm ³)	Roca Tipo	Edad
1	2.50	26.50	2.76	3.57	Skarn mineralizado	Ms
2	1.40	4.40	5.30	3.79	Mineral de fierro	Ms
3	79.91	442.40	5.28	3.52	Mineral de fierro	Ms
4	226.46	577.00	11.45	3.43	Skarn de fierro	Ms
5	589.50	168.00	102.63	5.47	Mineral de fierro	Ms
6	841.83	54.15	453.98	5.39	Mineral de fierro	Ms
7	292.36	44.80	190.47	5.52	Mineral de fierro	Ms
8	23.35	69.80	9.80	3.69	Granodiorita	Ms
9	2.28	6.40	10.41	3.36	Granodiorita	Ms
10	5.56	8.00	20.31	3.84	Andesita	Sn
11	3.28	7.00	13.69	3.85	Andesita	Sn
12	1.37	9.70	4.13	3.30	Andesita	Sn
13	17.80#	0.23	2.26	3.58	Toba	Cn
14	0.17	1.20	13.88	3.69	Toba andesítica	Ap
15	168.40#	3.08	1.59	3.37	Andesita	Ap
16	0.16	0.48	9.74	3.65	Toba	Ab
17	8.02	78.84	2.97	3.63	Mineral de fierro	Ap
18	79.80	148.11	15.76	3.49	Andesita	Ap
19	0.84	0.30	81.80	3.25	Toba	Ab
20	3.02	3.62	24.38	3.30	Toba	Ab
21	1.10	2.19	14.68	3.23	Toba	Ab
22	14.76#	0.18	2.40	3.36	Toba	Ab
23	3.74	1.03	106.11	3.16	Andesita	Ab
24	6.06#	0.28	0.63	4.00	Arenisca	Ap
25	38.87#	0.16	7.07	3.36	Arenisca	Ap
26	3.05	1.57	56.77	3.53	Arenisca	Ap
27	17.06#	0.44	1.13	3.51	Arenisca	Ap
28	57.19#	0.21	7.97	3.66	Arenisca	Ap
29	43.70#	0.29	4.40	3.35	Arenisca	Ap
30	0.13	0.54	7.04	3.48	Arenisca	Ap
31	0.38	0.32	34.70	3.52	Caliza	Ap
32	0.32	2.17	4.31	3.08	Toba lítica	Ab

Nota: El coeficiente Königsberger se calculó usando $H=34.22$ A/m. n/r, número de muestras usadas/rechazadas para el cálculo del sitio medio. El tipo de roca se clasificó en base a análisis petrográfico (Vega-Carrillo, 1991). Las edades se basaron en Pantoja-Alor (1983): Ms, Maestrichtiano; Sn, Senoniano; Cn, Cenomaniano; Ap, Aptiano; and Ab, Albiano.

Tabla 2.

Resultados de magnetismo de rocas para muestras de barreno.

BARRENO	PROF. (m)	MRN (x E-3) A/m	SUSCEPT. (x E-3)	DENSIDAD (gr/cm3)	Q	ROCA TIPO
->	22.0	2.8	1.161	2.9	0.1	DIQUE AND.
	58.0	558.0	88.738	3.1	0.2	ARENISCA
174	93.5	314.0	1.793	3.1	5.1	ARENISCA
	141.0	123434.0	42.716	2.9	84.4	BRECHA MIN.
	152.0	1.3	0.032	3.1	1.2	BRECHA
->	190.6	6.7	0.591	2.8	0.3	LIMOLITA
->	41.5	79.1	1.324	2.9	1.7	CUARZOMONZ.
	71.0	5.7	1.298	2.7	0.1	ARENISCA
	101.0	9.6	0.356	2.5	0.8	BRECHA
189	137.5	35.8	0.415	2.8	2.5	ANDESITA
	190.8	580.0	8.073	2.6	2.1	ESPILITA
	214.0	4087.0	12.326	2.7	9.7	TOBA
->	293.5	733.7	22.839	2.8	0.9	ANDESITA
->	63.5	80.2	9.532	2.7	0.2	ANDESITA
	136.4	36.4	1.516	2.9	0.7	ARENISCA
	163.6	12.7	0.795	2.8	0.5	LIMOLITA
	206.0	36.8	0.640	3.0	1.7	LIMOLITA
	239.3	70.4	3.025	2.7	0.7	ARENISCA
493	283.7	38603.0	204.203	4.9	5.5	Fe MASIVO
	291.9	67.4	0.667	2.4	3.0	MARMOL
	305.7	0.7	0.154	2.8	0.1	ESPILITA
	348.7	33.0	2.649	3.0	0.4	TOBA
->	382.9	89.5	9.983	2.9	0.3	TOBA
411	33.6	189.5	23.342	3.1	0.2	DIQUE AND.
405	29.0	47.1	1.180	3.1	1.2	IGNIMBRITA
405	85.7	326.0	1.140	2.6	8.4	IGNIMBRITA
417	42.0	5.6	0.634	2.6	0.3	INTRUSIVO
417	66.0	18.2	4.100	2.6	0.1	INTRUSIVO
->	24.6	32.8	0.353	2.5	0.1	IGNIMBRITA
442	37.1	1306.5	9.496	2.4	2.7	IGNIMBRITA
	56.4	40.5	0.374	3.0	3.2	IGNIMBRITA
->	80.1	2207.0	0.989	3.0	65.2	IGNIMBRITA
446	31.6	86.6	12.126	3.1	0.2	INTRUSIVO
446	46.4	112.5	12.693	3.1	0.3	INTRUSIVO
314	62.4	0.7	0.083	3.6	0.2	INTRUSIVO
314	69.7	0.7	0.099	2.9	0.2	INTRUSIVO

Nota: Coeficiente Q= magnetismo remanente natural/magnetismo inducido.
La caracterización petrográfica es a partir de muestras de mano.

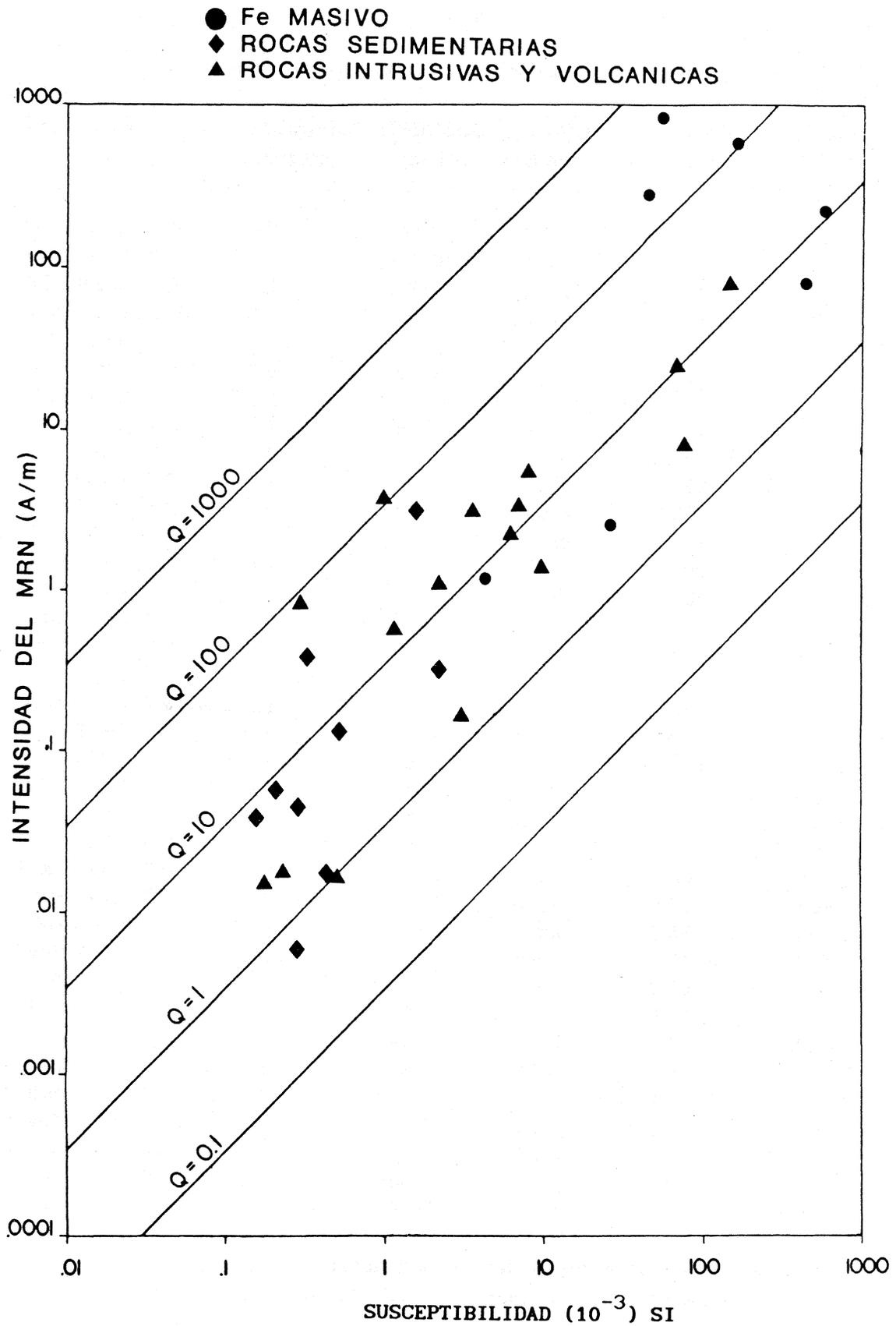


Fig. 3. Variación de valores medios por sitio de susceptibilidad magnética y de intensidad de magnetización remanente para las diferentes litologías estudiadas en el distrito minero El Encino, Jalisco (tomada de Alva *et al.*, 1991).

susceptibilidad de 6×10^{-3} a 70×10^{-3} SI, que contrastan con los valores observados para las unidades volcánicas de 1×10^{-3} a 148×10^{-3} SI. La distribución de los valores de susceptibilidad para los cuerpos mineralizados es de tipo bimodal (Figura 4c), que refleja las concentraciones relativas de titanomagnetitas ricas en Fe y los efectos de hematización. Para los volcánicos e intrusivos las distribuciones presentan también una cierta dispersión y corresponden al tipo log-normal (Figura 4a, d). Las direcciones de la MRN para las unidades volcánicas, sedimentarias e intrusivos (Figura 5) presentan en su mayoría polaridad normal con declinaciones al noroeste. Las direcciones para los cuerpos mineralizados presentan una mayor dispersión angular (Figura 5), debido a los efectos de alteración hidrotermal, determinada con base en la identificación mineralógica observada en láminas delgadas. Detalles de los datos direccionales, incluyendo una tabla con las direcciones medias por sitio, se reportan en Alva *et al.* (1991).

INVESTIGACIONES MICROSCOPICAS

Los óxidos de FeO, Fe₂O₃, y TiO₂ forman series de asociaciones minerales, principalmente titano- magnetitas, ilmeno- hematitas y pseudo-brookitas. La formación de los respectivos minerales depende de la intensidad de oxidación; lo cual, a su vez, depende de la composición del sistema, así como de la presión y temperatura a la cual los minerales se formaron.

Para estudiar las fases minerales del sistema ternario TiO₂-FeO-Fe₂O₃, la identificación de minerales opacos se realizó con microscopio minerográfico en 32 superficies pulidas, e inmersión en aceite (Vega, 1991), correspondientes a una muestra de cada sitio del estudio paleomagnetico. Asimismo se efectuó el análisis químico por vía húmeda en ocho muestras, como un auxiliar en el análisis minerográfico (Tabla 3).

El análisis químico de las muestras analizadas (Tabla 3), presenta la abundancia relativa de Fe con respecto a los demás óxidos. Las muestras que presentan mayor abundancia, son naturalmente las correspondientes al mineral de hierro masivo.

En los cuerpos mineralizados, la magnetita presenta en general formas bien definidas en cristales euhedrales (Figura 6a) sin alteración en sus bordes. Presenta un color gris oscuro con tonalidades café, siendo en general isotrópica, aunque en ocasiones, cuando se encuentra coexistiendo con ilmenita, llega a presentar una anisotropía anormal de bajo grado. En otras ocasiones, la titano-magnetita se encuentra intercrecida con granos de hematita ó ilmenita, formando texturas tipo 'sandwich' y 'trellis' (Figura 6b, c), presentando formas anhedral y subhedral respectivamente.

La hematita se encuentra comúnmente en forma de intercrecimientos con la titano-magnetita, hacia los bordes de esta última, en forma de bandas que van de delgadas a gruesas, y tiene formas subhedralas a anhedralas, con una ligera anisotropía azul-gris. Su color es gris-blanco con

tintes azulosos. Su abundancia y tamaño son mucho menores a la de la titano-magnetita (Figura 6b, c).

La ilmenita ocurre como láminas ó lentes de exsolución, ocupando grietas o microfracturas dentro de los granos de titano-magnetita. Presenta un color gris claro, con tintes ligeramente rosáceos; aunque en presencia de magnetita su color se observa blanco, con texturas predominantemente tipo trellis. (Figura 6e).

Las relaciones texturales entre fases magnéticas y fases no magnéticas se han identificado como intercrecimientos de ilmenita y hematita dentro de titanomagnetitas, existiendo los tres tipos principales de texturas características de los óxidos (trellis, sandwich y compuesta), de acuerdo a las clasificaciones de Buddington y Lindsley (1964) y Haggerty (1976). Esto documenta los distintos grados de oxidación dentro del yacimiento.

La clasificación usada para determinar los grados de oxidación (C1-C7, R1-R7), fué la de Haggerty (1976). De acuerdo con ésta, las fases van precedidas de la letra C (estructura cristalina cúbica), para distinguirla de la clasificación discreta R (estructura cristalina rombohedral).

Así, la oxidación en la mina El Encino corresponde predominantemente a las fases C1 y C2; aunque pudieron observarse algunas muestras con fases de oxidación C3. La fase C1 se distingue porque la constituyen granos homogéneos de titano-magnetita (Figura 6a). La fase C2 está caracterizada por presentarse granos de titano-magnetita intercrecidos en solución sólida con pequeñas laminillas de ilmenita (Figura 6c). En la fase C3, los granos de titanomagnetita contienen una mayor cantidad de ilmenita, (Figura 6e).

Además es notable la presencia de oxidación de baja temperatura, indicada por la presencia de maghemita, y un intenso fracturamiento curvo dentro de los granos de titanomagnetita (Figuras 6c, f).

El hidrotermalismo presente en la zona tiene importancia dentro del yacimiento, hay algunas zonas en las que este factor ha operado en forma intensa sobre la roca encajonante. Minerales como calcita, epidota y algunas micas, seguramente deben su origen a este fenómeno (Tabla 4). El evento hidrotermal (mesothermal) es posterior a la mineralización de Fe-Ti como se puede constatar en las observaciones petrográficas realizadas (Vega, 1991). Este evento afecta por lo general tanto a las rocas encajonantes como a la mineralización; de esta manera, minerales como hematita, esfena y rutilo (aunque escasos), podrían haberse originado por el proceso hidrotermal (Figura 6c, f).

DISCUSION

Los minerales identificados en las superficies pulidas analizadas, son minerales del extremo de la solución sólida respectiva magnetita-ulvoespinela (Mgt-Usp_{ss}) y hematita-ilmenita (Hem-Ilm_{ss}). En las muestras analizadas no se lo-

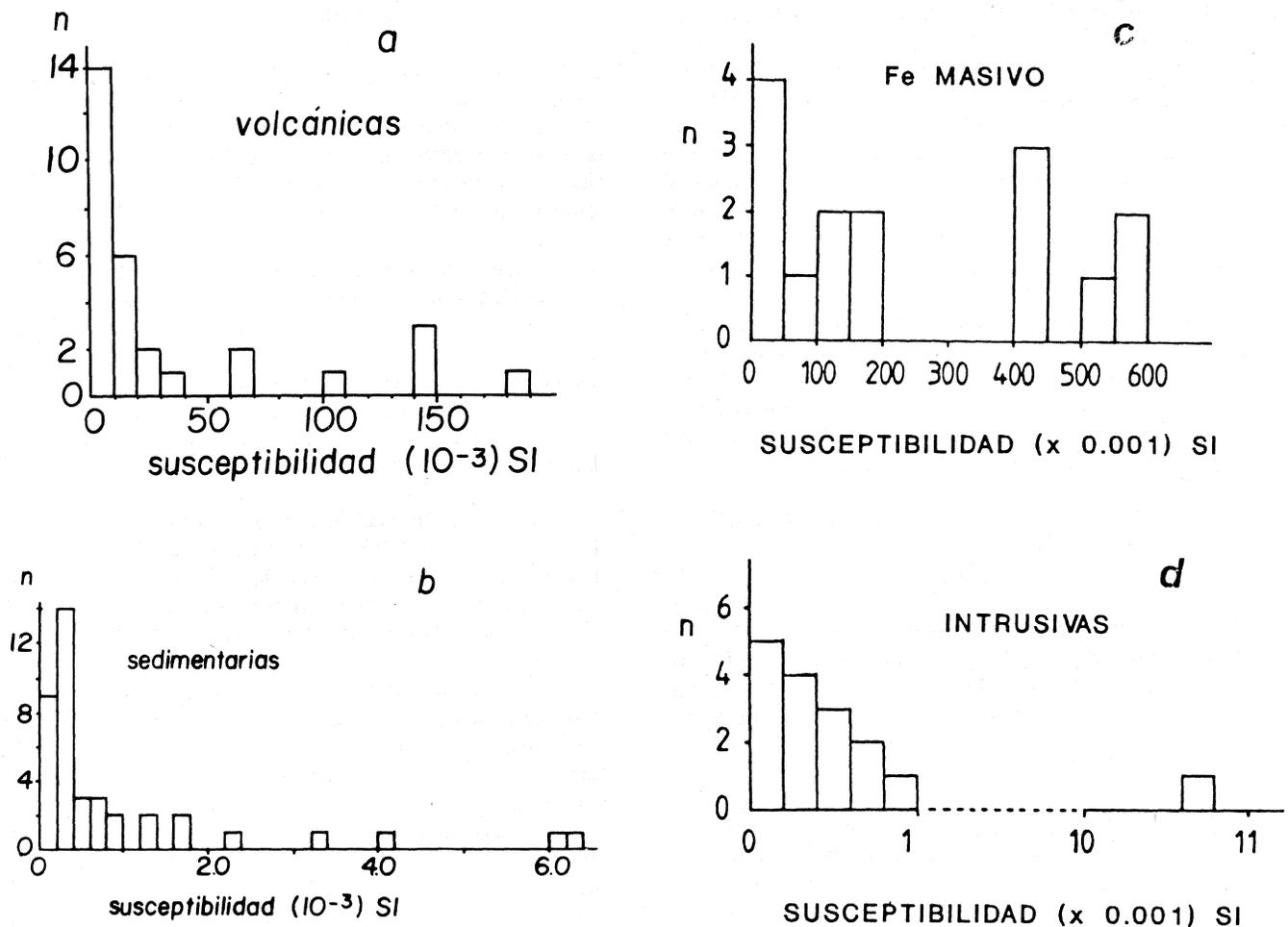


Fig. 4. Histogramas de los valores de susceptibilidad magnética para muestras de diferente litología en el distrito minero El Encino (tomada de Alva et al., 1991).

gró observar ulvoespinela. Por otra parte, dentro de la serie rombohedral, la hematita se encuentra en mucha mayor proporción que la ilmenita.

La principal forma de oxidación es deutérica de bajo grado que se caracteriza por intercrecimiento de titanomagnetitas e ilmeno-hematitas. El desarrollo de estas estructuras es responsable de la disminución del tamaño de grano, lo cual a su vez tiene efectos sobre la susceptibilidad magnética, la intensidad del MRN y la coercitividad.

La oxidación de baja temperatura tiene una importancia secundaria, y se presenta principalmente como una magnetización de la titanomagnetita. Esta presenta un típico color rojizo. Este tipo de oxidación provoca que la titanomagnetita se transforme en magnetita pobre en titanio. Efectos adicionales son el aumento en la temperatura de Curie y la coercitividad, además de la disminución de la magnetización de saturación y tamaño de grano (0-15 μm) (Fujimoto y Kikawa, 1989; Herzog et al., 1988).

Los resultados paleomagnéticos corresponden a la mineralogía observada, que es de titanomagnetitas con una componente mayor de magnetita. Esto es válido para la

mayoría de los tipos de roca presente en el yacimiento, como puede verse de los diagramas de intensidad normalizada de la Figura 7a-f, donde se muestra que los espectros de temperatura varían en cada sitio, produciendo curvas cuya tendencia es característica de titanomagnetitas, en las que la temperatura de bloqueo está aproximadamente dentro del rango esperado de 300°C-580°C. Sin embargo ocurren algunas excepciones con componentes probables de mayor estabilidad, correspondientes a temperaturas de bloqueo de la serie ilmeno-hematita (>580°C), ocasionadas por procesos de oxidación de baja temperatura e hidrotermalismo, por ejemplo la granodiorita (sitio 9, Figura 4a), la caliza y la toba (sitio 31 y 32, Figura 7f). No se efectuaron mediciones a altas temperaturas.

Los espectros de temperatura para rocas intrusivas (Figura 7a), muestran los dos casos típicos, con o sin alteración, ejemplificados en la figura por las curvas de los sitios 9 y 8 respectivamente. La Figura 7b muestra los mismos espectros para el mineral de hierro masivo y un skarn mineralizado (los sitios 5, 6 y 7 pierden una fracción notable de su intensidad en temperaturas menores a 300°C), de donde se determina que el rango de temperatura

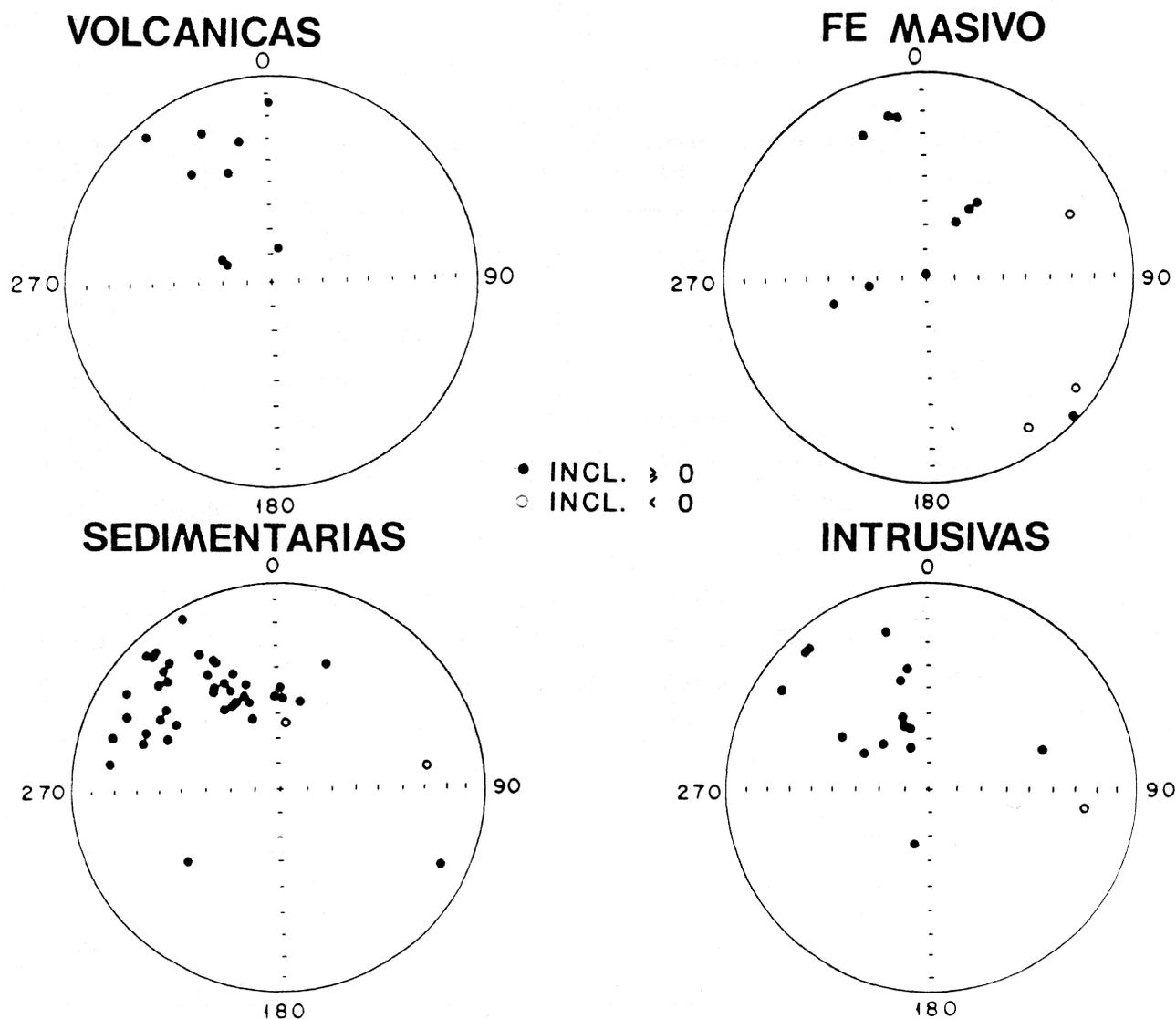


Fig. 5. Direcciones de magnetización remanente para los especímenes de las diferentes litologías del distrito minero El Encino, Jalisco. Representación en estereogramas de igual-área (tomada de Alva *et al.*, 1991).

de bloqueo es de 300°C o mayor, correspondiendo posiblemente a titanomagnetitas con una concentración considerable de magnetita. En tanto que la curva correspondiente al skarn muestra mayor estabilidad (temperaturas de bloqueo mayores a 400°C), debido quizá a que no está completamente mineralizado, conservando aún minerales producto de la alteración.

En la Figura 7c y d se observan las curvas de intensidad normalizada de rocas volcánicas, mostrando mayor variedad en el registro de componentes magnéticas, debido a que este tipo de rocas tienen diversas formas de presentación respecto al modo, tiempo y temperatura de emplazamiento, además de ser también susceptibles a los procesos metamórficos ocurridos en el área.

Por último en la Figura 7e y f, se muestran los espectros de temperatura para las rocas sedimentarias, las que

también presentan una amplia variedad en las temperaturas de bloqueo registradas, indicando el aumento en el contenido de minerales pertenecientes a las titanomagnetitas (sitio 24, 25-26, y 27, respectivamente), o si éstas se encuentran afectadas por algún tipo de alteración (la caliza y toba del sitio 31 y 32 respectivamente).

Los resultados de intensidad del MRN, susceptibilidad magnética, y espectros de temperatura, sugieren un patrón complejo de propiedades magnéticas dentro del yacimiento, asociadas directamente con el estado de oxidación de los minerales de Fe-Ti e hidrotermalismo.

Algunos diagramas vectoriales representativos de los sitios muestreados se presentan en la Figura 8a-h, en los que se puede observar que en determinados sitios existe una componente univectorial, posiblemente correspondiente a la magnetización primaria, estable y bien definida (Figura 8b, c, g); en otros sitios se observa una o más componentes

Tabla 3

Análisis químicos para óxidos mayores (Vega, 1991).

% (peso) sitio	Skarn (4)	Fe masivo (5)	Grd. (9)	Ars. (29)	Toba (16)	Ars. (25)	Skarn (1)	Fe-masivo (3)
SiO ₂	18.33	15.54	64.73	56.52	39.13	59.00	36.82	22.10
Al ₂ O ₃	09.11	00.51	13.04	13.04	15.30	12.42	11.88	00.07
Fe ₂ O ₃	46.22	45.53	00.06	00.89	09.15	00.19	05.67	42.97
FeO	10.82	24.26	00.68	01.77	04.62	00.78	06.79	27.27
MnO	00.04	00.10	00.00	00.00	00.00	00.00	00.01	00.02
MgO	00.29	00.68	00.70	00.49	02.32	00.33	15.77	00.66
CaO	00.00	07.28	00.70	00.00	06.72	01.12	05.67	01.96
Na ₂ O	10.10	00.67	15.87	09.43	15.63	08.42	05.05	00.00
K ₂ O	01.80	02.41	00.60	13.55	01.04	10.84	07.23	02.71
TiO ₂	02.70	01.35	02.40	02.32	05.16	02.42	05.47	00.77
P ₂ O ₅	00.35	00.21	00.08	00.08	00.01	00.10	00.14	00.99
H ₂ O	00.10	01.30	01.05	01.00	00.84	01.80	00.14	00.99
LOI	00.00	00.13	00.11	00.90	00.05	00.99	00.13	00.00
Fe total	40.75	50.70	01.00	02.00	10.00	00.75	09.25	51.25
Total	99.56	99.52	100.65	99.99	100.01	98.43	100.79	100.01

Nota: LOI= Pérdidas por calcinación. El sitio corresponde a la numeración de la Tabla 1.

adicionales de menor estabilidad (Figura 8a, d, e, f); y en algunos otros se ve demasiado oscurecida por otra u otras componentes de magnetización (Figura 8h). Una de las interpretaciones potenciales para este patrón aparentemente complejo está en términos de la componente primaria y al menos dos componentes secundarias. La componente primaria, por ejemplo, una magnetización termoremanente adquirida al formarse la roca es aquella marcada generalmente por la dirección más estable, mientras que las secundarias pudieron ser originadas por toda un gama de procesos geológicos por los que pasó la roca. Naturalmente existe dispersión en las direcciones debida a componentes secundarias, generadas por procesos metamórficos, hidrotermalismo, intemperismo y viscosos, presentando baja estabilidad durante la desmagnetización.

Observando los diagramas vectoriales y las curvas de desmagnetización térmica simultáneamente, es posible sus-

tentar mejor nuestras interpretaciones. Por ejemplo: en la granodiorita (sitio 8, Figuras 7a y 8c), se tiene una destrucción de al menos dos componentes entre los 100 y 300°C, sin definirse todavía la dirección de mayor estabilidad, y en el sitio 9 (Figuras 7a y 8a), se muestra una misma dirección con algunas pequeñas componentes inestables. El primero indica que la roca sufrió alteración de alguna forma, prevaleciendo la mineralogía hematítica, y el segundo indica una predominancia de magnetita. En el mineral de hierro (sitios 4 y 5, Figuras 7b y 8b-d), se tiene una dirección sin afectación de fuertes componentes secundarias, indicando que se trata de titanomagnetitas con mayor y menor predominancia de magnetita, respectivamente. Los diagramas de las rocas volcánicas (sitios 12 y 17, Figuras 7c y 8f y e), indican que fueron más afectadas por eventos secundarios, en el rango de 20-300°C, donde se eliminan al menos dos de estas componentes, la mineralogía es también de titano-magnetitas con menor y mayor contenido de

magnetita, respectivamente. Finalmente, se muestran los diagramas para rocas sedimentarias (sitios 27 y 31, Figuras 7e-f, y 8h-g). El primer sitio con considerable afectación de componentes secundarias, pero definiéndose al fin la dirección de la componente estable correspondiente a titanomagnetitas con tendencia a poseer cierta cantidad de hematita; en cuanto al sitio 31, se tiene el diagrama vectorial prácticamente sin cambios en la dirección, y un espectro de temperatura que indica mineralogía predominantemente constituida por hematita, resultado principalmente de la oxidación de la magnetita.

Los resultados del análisis petrográfico de algunas muestras se resumen en la Tabla 4 (Vega, 1991).

Para examinar el espectro de coercitividad de las muestras se realizaron estudios de magnetismo remanente isothermal (MRI) en algunas muestras de barrenos recuperados en el área (Figura 9a-c). En estas gráficas vuelve a corroborarse que la mineralogía presente en el yacimiento esta esencialmente compuesta de titanomagnetita, ya que las curvas alcanzan su saturación en campos menores a 0.2 Teslas, y en casos de mineral de hierro menores a 0.1 T. También se obtuvieron datos como susceptibilidad magnética, intensidad del magnetismo remanente, densidad, y factor Q.

Es importante enfatizar respecto a las observaciones de óxidos magnéticos, que el contenido de éstos es necesariamente subestimado debido a que no pudieron observarse los granos submicroscópicos que pueden dominar las propiedades magnéticas (Evans y Wayman, 1972). El tamaño de grano de las titanomagnetitas de las muestras analizadas es bastante grande (10-50 μm) representando un porcentaje de volumen apreciable.

Los granos grandes de titanomagnetita son fragmentados en granos más pequeños y fracturados por oxidación de baja temperatura aumentando el volumen de las fracturas. Las láminas de ilmenita dividen también a las titanomagnetitas en pequeñas porciones, alcanzando probablemente la dimensión de partículas de dominio sencillo, que son posiblemente la fuente de una componente estable de magnetización.

Los granos de titanomagnetita de tamaño relativamente grande observados en las superficies pulidas son los de mayor susceptibilidad magnética, directamente relacionada a la componente de magnetización inducida. En comparación, los granos pequeños (del orden de 0.1 μm) que generalmente portan la mayor parte de la intensidad del MRN (Evans y Wayman, 1972) no se observaron, pero se deduce su presencia con base en los valores del coeficiente Q.

Esto nos deja sólo la explicación para la amplitud de la anomalía magnética observada con base en el gran volumen de partículas de tamaño grande y comportamiento de dominio magnético múltiple, sin descartar la posible existencia de una menor cantidad de granos de dominio sencillo. La ocurrencia de minerales de dominio múltiple como prin-

cipales portadores de la magnetización remanente explicaría la dispersión angular observada para los diferentes sitios en los cuerpos mineralizados y la ausencia de correlación con las direcciones medias documentadas para las otras litologías (Figura 5). Estos resultados indican que la respuesta magnética de la mineralización se debe predominantemente a la magnetización inducida y depende de la susceptibilidad magnética y la dirección e intensidad del campo geomagnético local.

CONCLUSIONES

La susceptibilidad magnética varía desde unos 0.1×10^{-3} hasta casi 1000×10^{-3} SI. La intensidad de magnetización varía por 6 órdenes de magnitud, desde valores medios de menos de 0.01×10^{-3} A/m hasta valores del orden de 1000×10^{-3} A/m.

Esta variación refleja la composición, tamaño de grano y contenido de minerales magnéticos, principalmente óxidos de la serie de las titanomagnetitas. Los valores medios menores corresponden a las calizas e intrusivos ácidos y los mayores a las mineralizaciones de Fe ricas en magnetita. La susceptibilidad en los cuerpos mineralizados presenta una distribución bi-modal, que corresponde a las mineralizaciones ricas en magnetita y hematita, respectivamente. Las propiedades magnéticas de estos cuerpos están controladas por minerales con estado magnético de dominio múltiple y la respuesta magnetométrica es debida a la magnetización inducida, con contribución variable de magnetizaciones remanentes. Las direcciones de magnetización de los cuerpos mineralizados presentan una dispersión mayor que la observada en las otras rocas y direcciones anómalas en comparación con las direcciones documentadas para la región y las esperadas de acuerdo con datos paleomagnéticos para otras zonas del país. Las direcciones de magnetización remanente para las unidades sedimentarias, volcánicas e intrusivos en el distrito minero presentan predominantemente polaridades normales y direcciones con declinaciones hacia el noroeste. Ello concuerda bien con la polaridad esperada para el Aptiano-Albiano.

Los valores de susceptibilidad magnética en los cuerpos intrusivos son relativamente bajos, generalmente menores a 10^{-3} SI. Ello contrasta con otros estudios de los batolitos en el margen continental como los de Acapulco, Xaltianguis y Ocotito o el batolito de Puerto Vallarta. Para los intrusivos en el área de Acapulco se tienen valores medios mayores y las susceptibilidades bajas corresponden claramente con las zonas de intemperismo (Urrutia, 1983; Böhnelt *et al.*, 1988). Ishihara (1977, 1979) reporta que los cuerpos graníticos ricos en magnetita se caracterizan por susceptibilidades mayores a 1.3×10^{-3} SI, mientras que los intrusivos de la serie de ilmenita tienen susceptibilidades menores a 1.3×10^{-3} SI. En este caso los valores observados para los intrusivos en el distrito minero corresponden a los rangos para intrusivos de la serie de ilmenita. Cabe además mencionar que los cuerpos intrusivos (en general las unidades ígneas de grano grueso) presentan una variación significativa en sus propiedades magnéticas, por lo que se

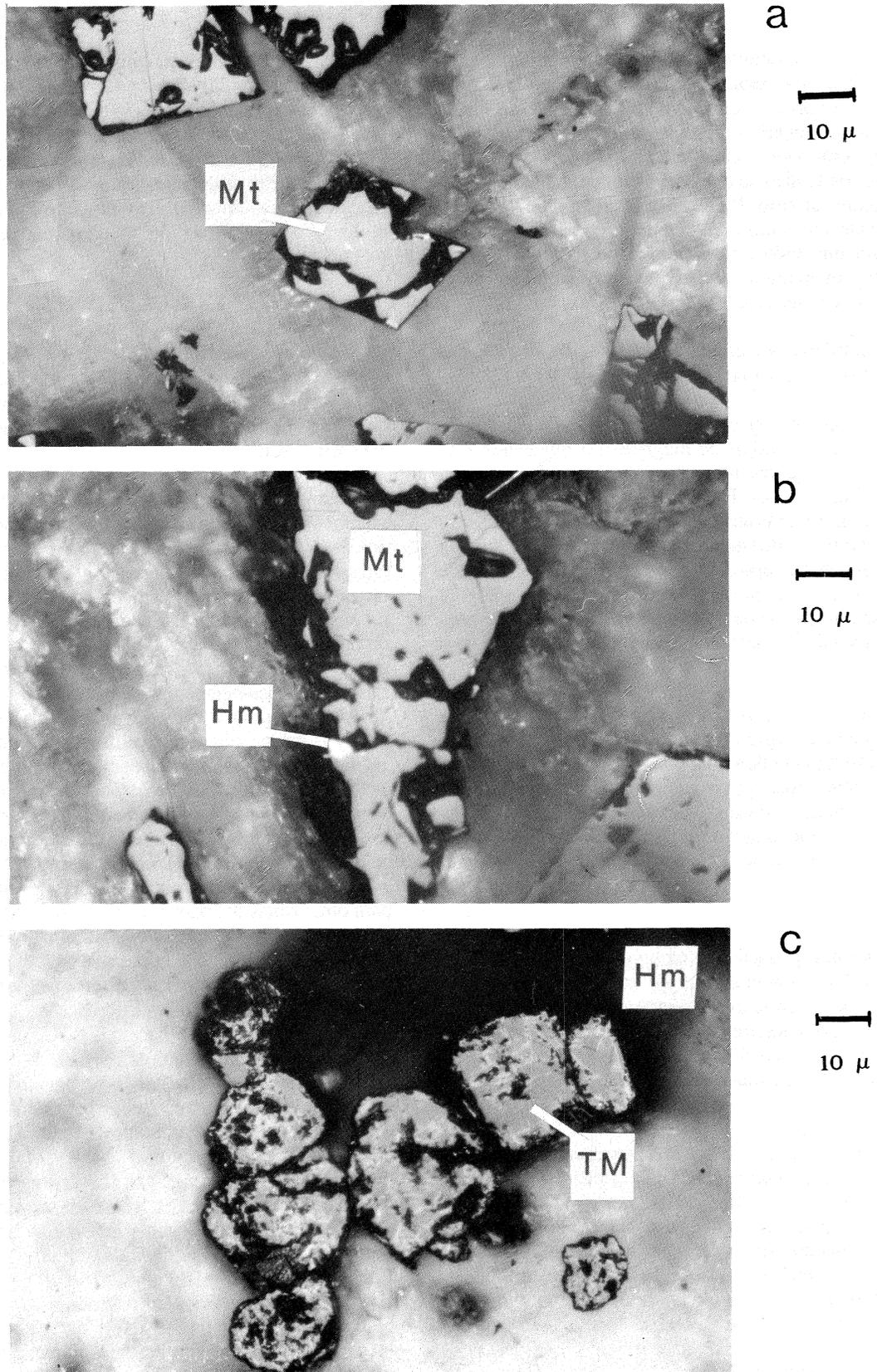


Fig. 6. Fotomicrográficas de superficies pulidas representativas de los óxidos magnéticos presentes en el yacimiento tomadas con inmersión en aceite: a, b y c) granos de titanomagnetita (TM) cuhedral y subhedral respectivamente en una matriz de silicatos, con pequeños puntos de hematita en sus bordes, textura sandwich (sitio 5, 7 y 4 respectivamente). En c) se observa además titanomagnetita con intercrecimientos de ilmenita, textura trellis (estas fotomicrográficas se tomaron con objetivo 20 X).

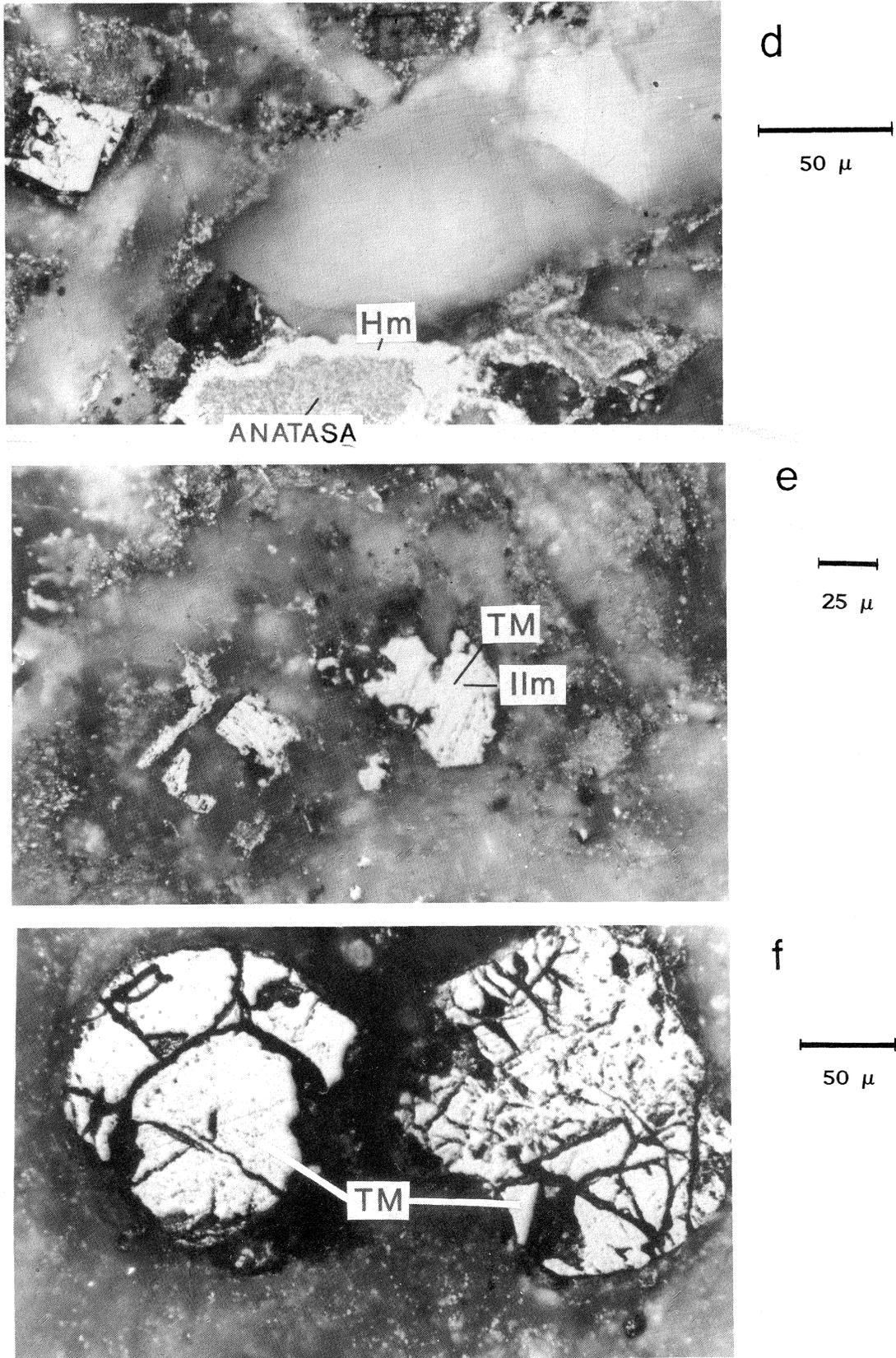


Fig. 6. (Cont.). En d) se presenta una titanomagnetita que sufrió oxidación de baja temperatura y alteración hidrotermal, representada por hematita en sus bordes, y anatasa sustituyendo a la titanomagnetita (sitio 20). En e) se presenta la típica textura trellis (C3), resultante de oxidación deutérica, con las bandas de ilmenita sustituyendo casi completamente al grano de titanomagnetita, además de algunos puntos de rutilo a lo largo de dichas bandas (sitio 20). En f) se presentan los efectos que caracterizan a la oxidación de baja temperatura, como fracturamientos curvos y una aureola de coloración rosa-azuloso, (sitio 21).

Las últimas tres fotomicrografías se tomaron con objetivo 32X.

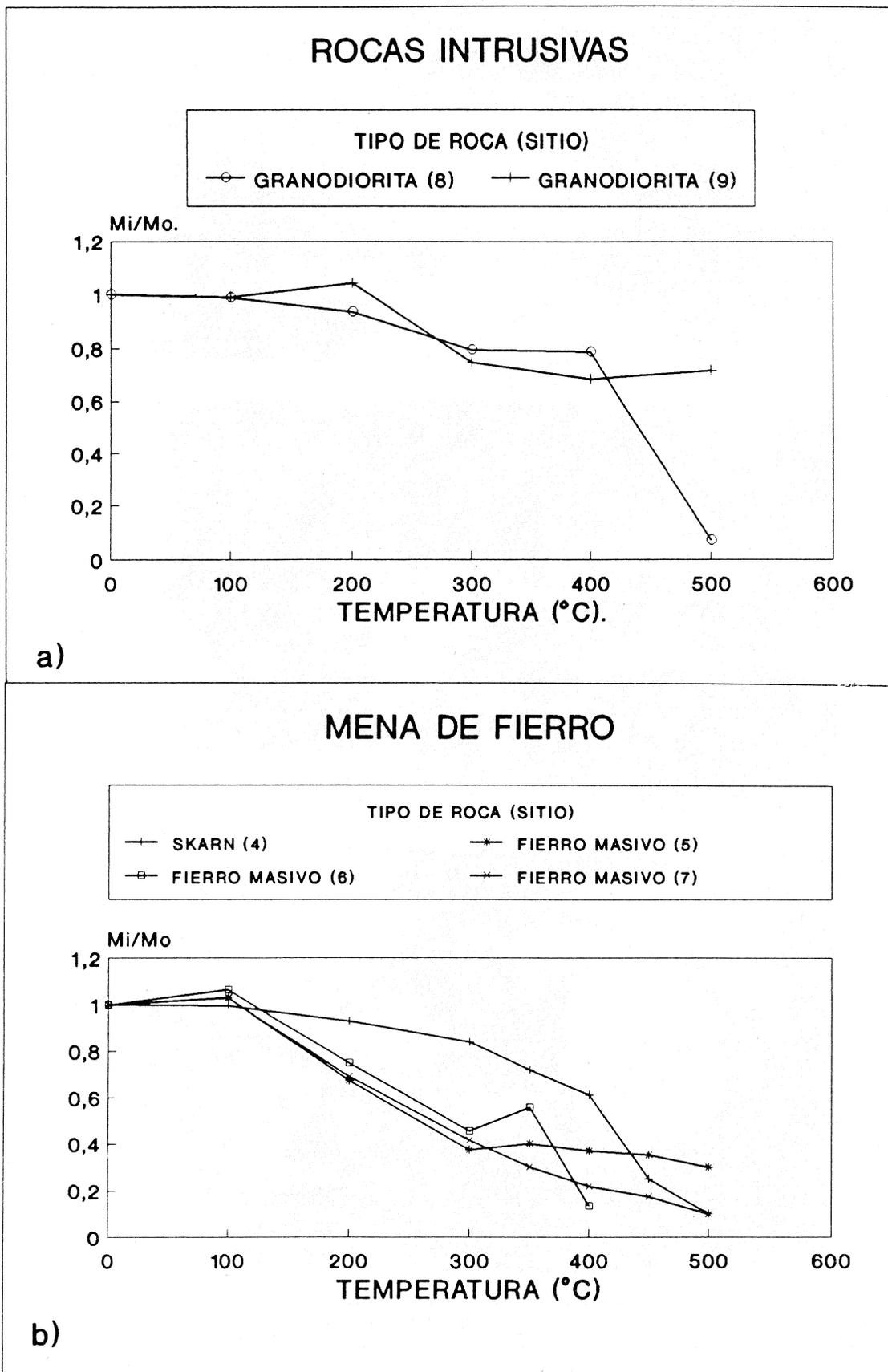


Fig. 7. Diagramas de intensidad normalizada vs temperatura de desmagnetización: a) Intrusivos; b) Fierro masivo;

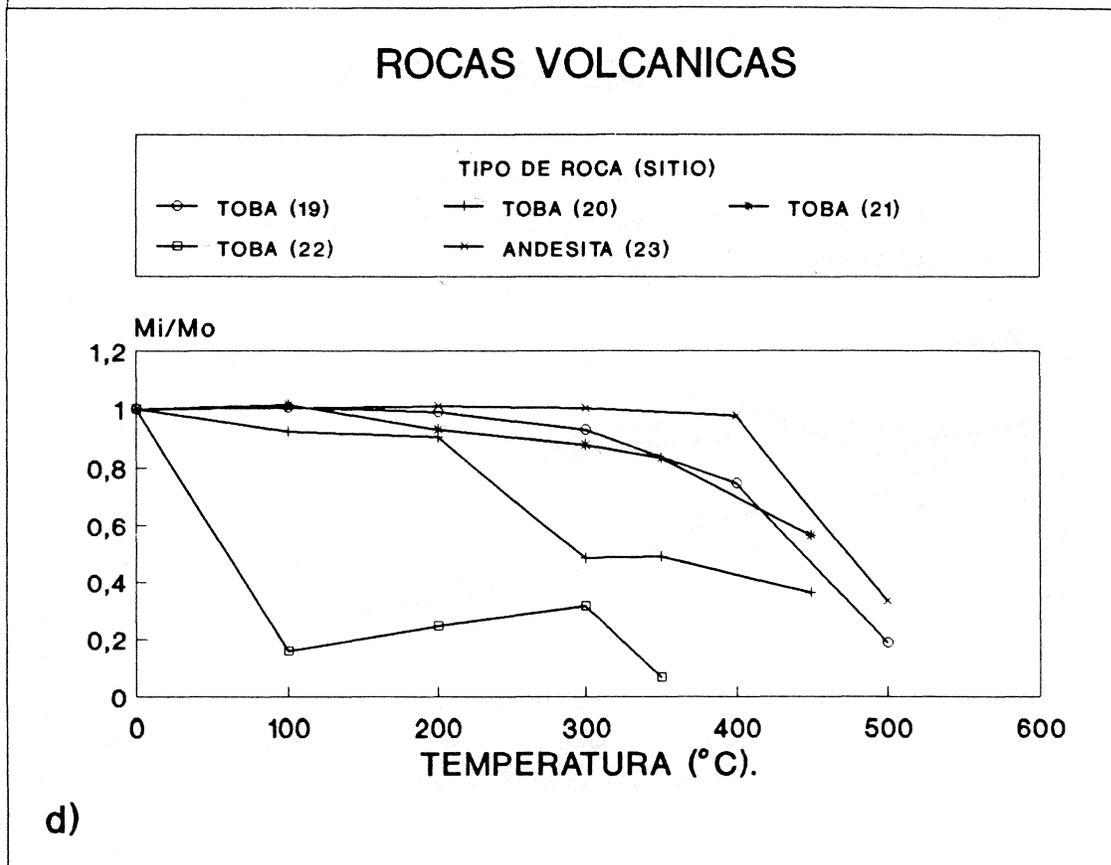
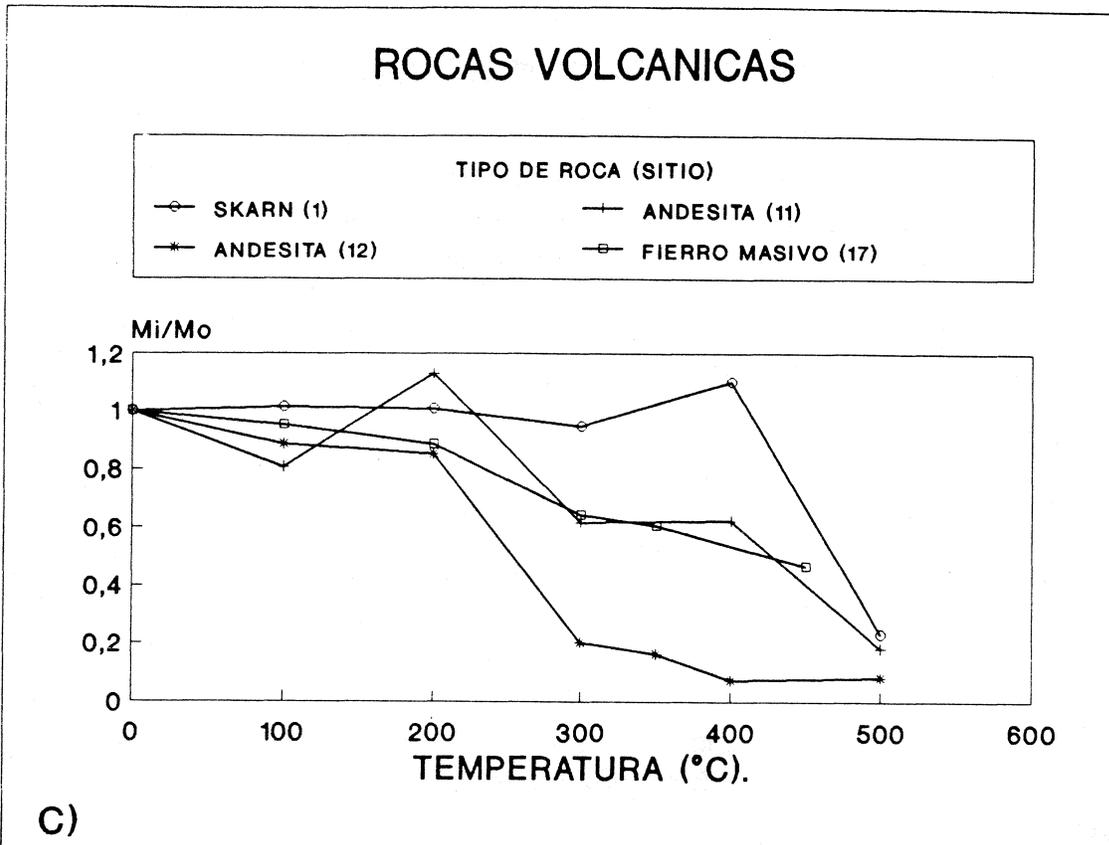


Fig. 7. (Cont.). c) Volcánicos; d) Sedimentos. El sitio de muestreo se indica entre paréntesis

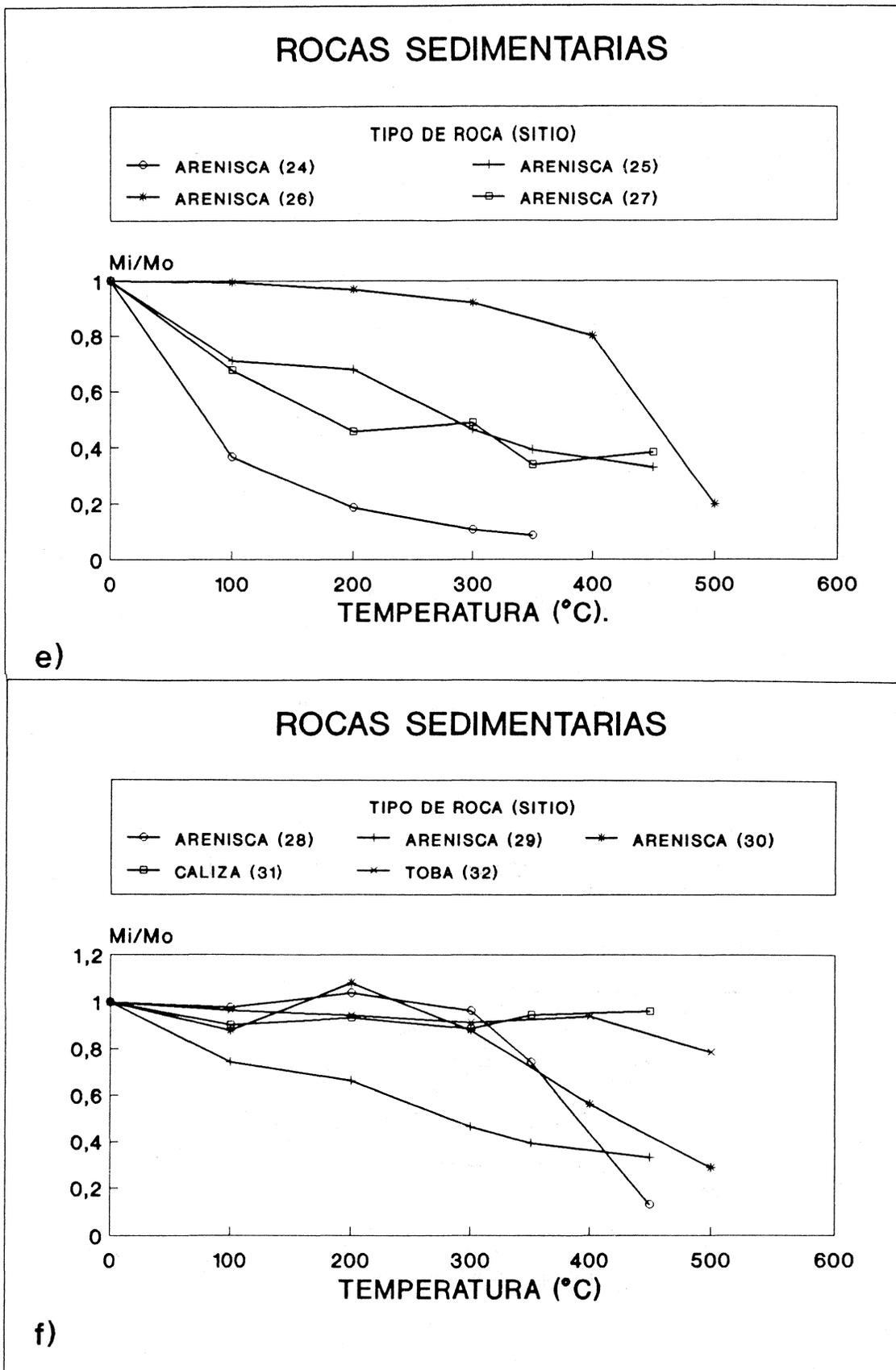


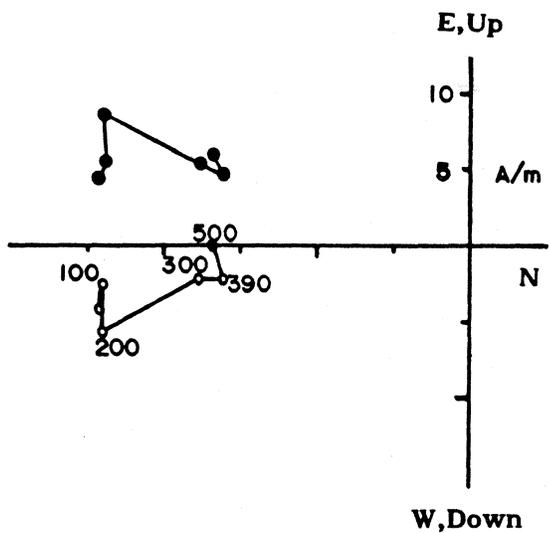
Fig. 7. (Cont.)

Tabla 4

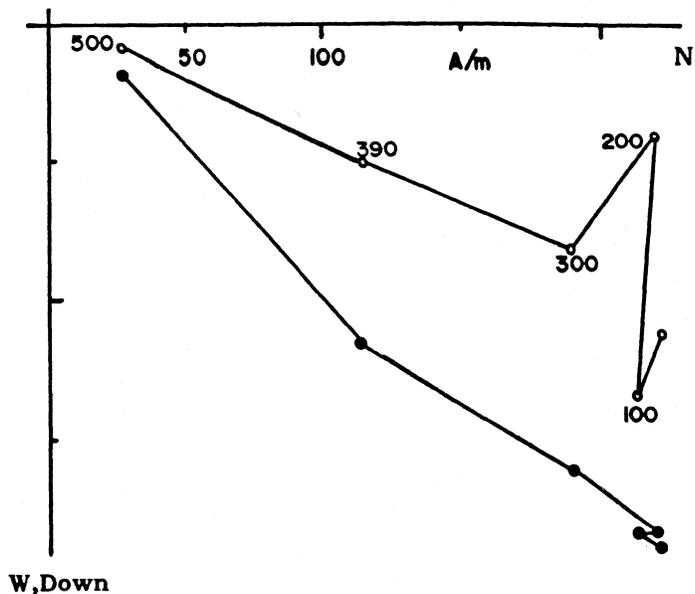
Descripción petrográfica de algunas muestras del distrito ferrífero El Encino, Jalisco, México.

Sitio	Roca Tipo	Descripción
1	Skarn mineralizado	(epidotizado). Calcita, epidota, biotita, zircón. Textura (Tx) porfídica. Hidrotermalismo. Biotización de hornblenda.
2	Mineral de mena.	Epidota, clorita, sericita, calcita. Hidrotermalismo.
5	Mineral de mena.	Feldespato K, cuarzo; clorita, calcita, arcillas. Tx, porfídica. Hidrotermalismo, con clorita como posible resultado de alteración de la mica.
9	Granodiorita.	Albita, ortosa, cuarzo; hornblenda, biotita, zircón. Tx, equigranular. Oxidación.
10	Andesita.	Andesita-labradorita, ortoclasa; hornblenda, esfena?; arcillas, epidota. Tx, traquítica. Hidrotermalismo.
11	Andesita.	Labradorita-bitownita; vidrio, hornblenda; calcita. Tx, traquítica. Devitrificación, Cloritización. Hidrotermalismo.
13	Toba riolítica.	Plagioclasa, cuarzo, microlina. Tx, porfídica (criptocristalina). Devitrificación, hidrotermalismo.
15	Andesita.	Plagioclasa; calcita, epidota. Tx, piroclástica traquítica. Hidrotermalismo.
18	Andesita.	Feldespato K, plagioclasas; biotita, vidrio, cumingtonita. Sericitización. Fuerte epidotización en feldespato. Tx, Porfídica traquítica.
21	Toba riolítica.	Andesita; calcita; sericita, epidota, líticos. Tx, porfídica en matriz criptocristalina fluidal. Sericitización en plagioclasa.
23	Andesita.	Labradorita-andesina, ortoclasa; clorita sericita. Tx, porfídica en matriz microlítica. Plagioclasas alteradas a arcilla (hidrotermalismo?). Devitrificación.
27	Arenisca.	Cuarzo, feldespato; epidota, calcita, clorita. Tx, porfídica matriz criptocristalina. Hidrotermalismo
32	Toba lítica.	Cuarzo, plagioclasa, feldespato K; arcillas, vidrio. Tx, porfídica inequigranular. Sericitización.

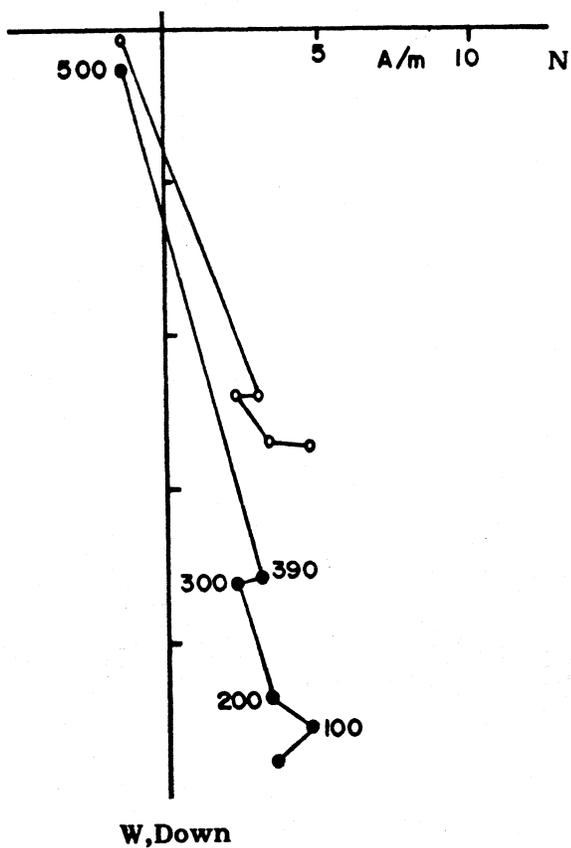
a) GRANODIORITA (9)



b) SKARN DE HIERRO (4)



c) GRANODIORITA (8)



d) MINERAL DE HIERRO (5)

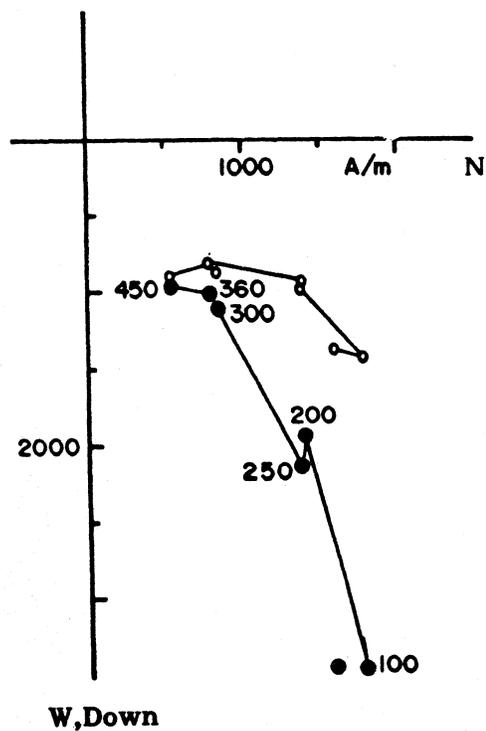
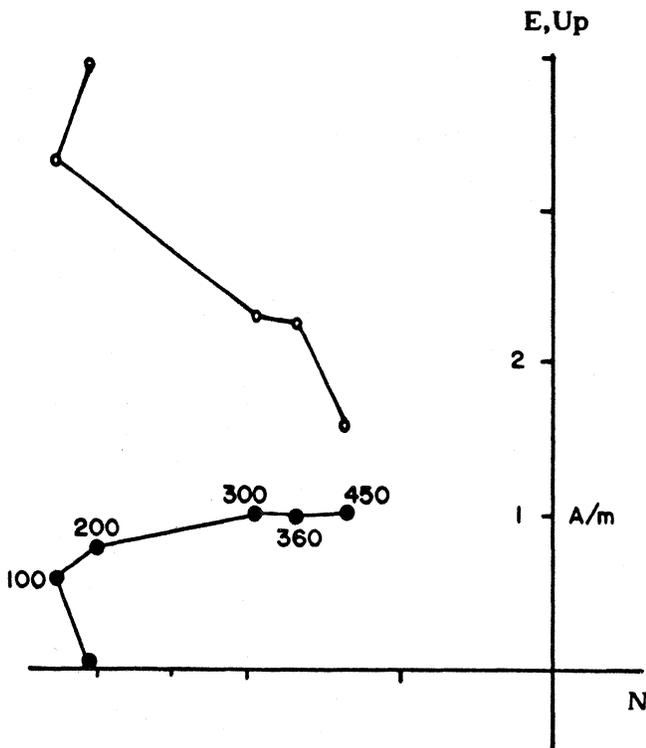
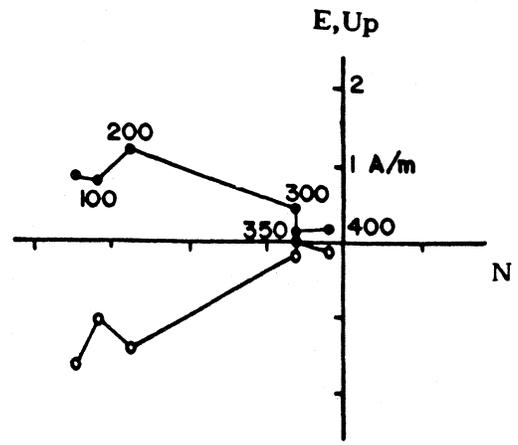


Fig. 8. Diagramas vectoriales (Zijderveld) representativos para diferentes tipos de roca: a y b) Intrusivos; c y d) Mineral de hierro;

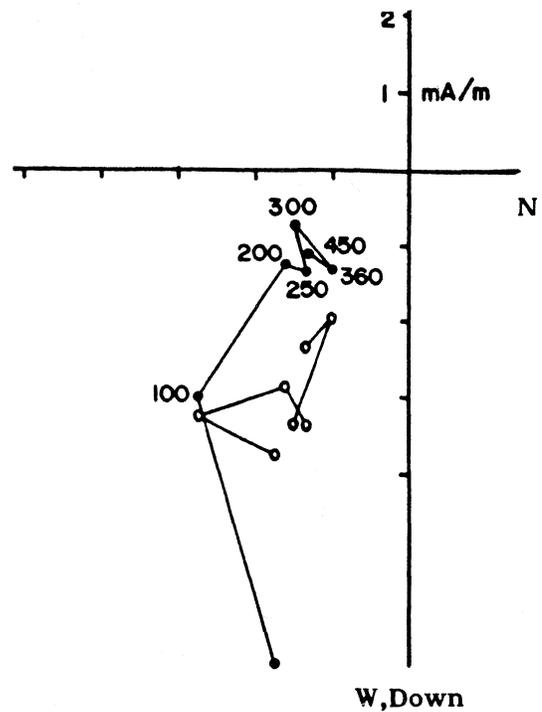
e) MINERAL DE HIERRO (17)



f) ANDESITA (12)



h) ARENISCA (27)



g) CALIZA (31)

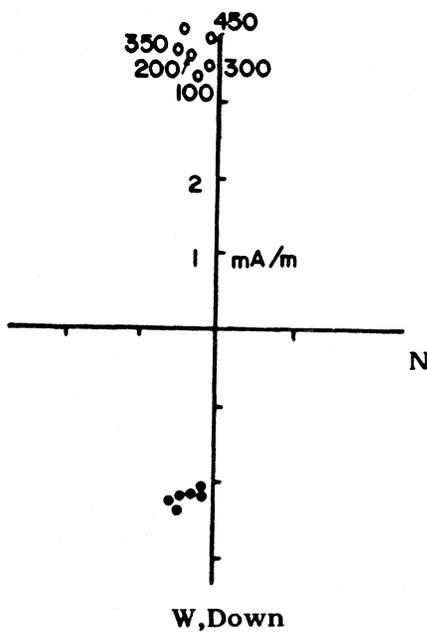


Fig. 8. (Cont.). e y f) Volcánicos; g y h) Sedimentarios.

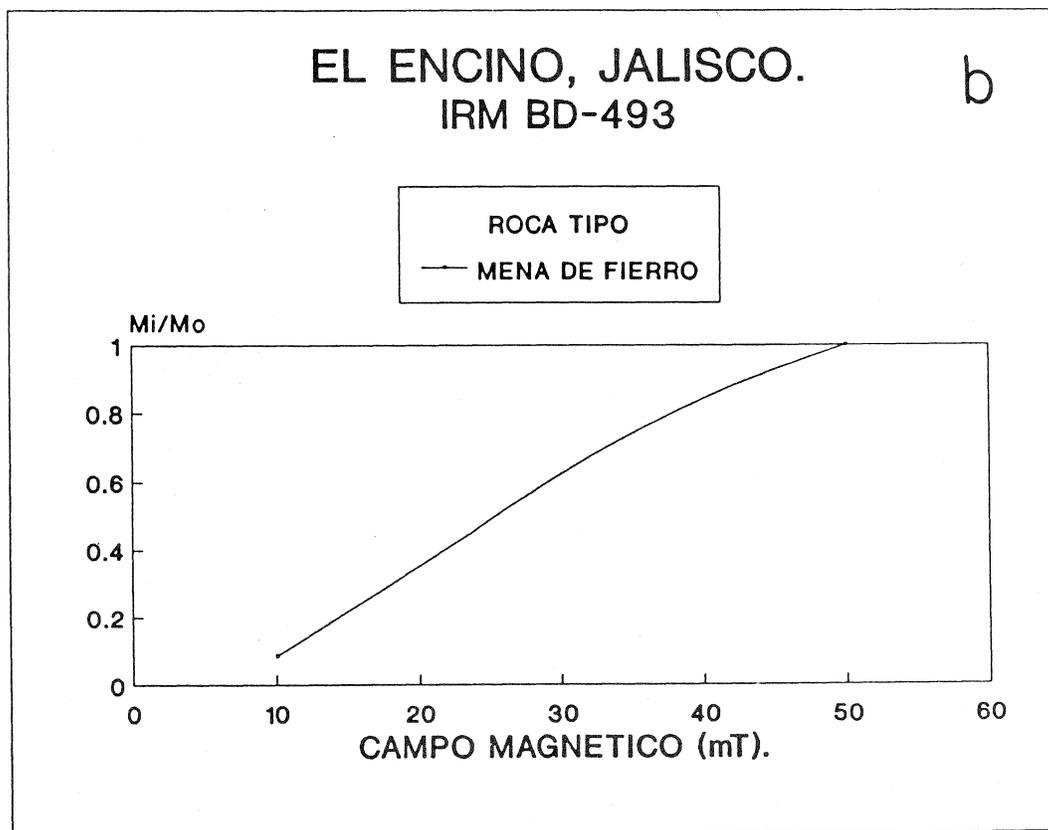
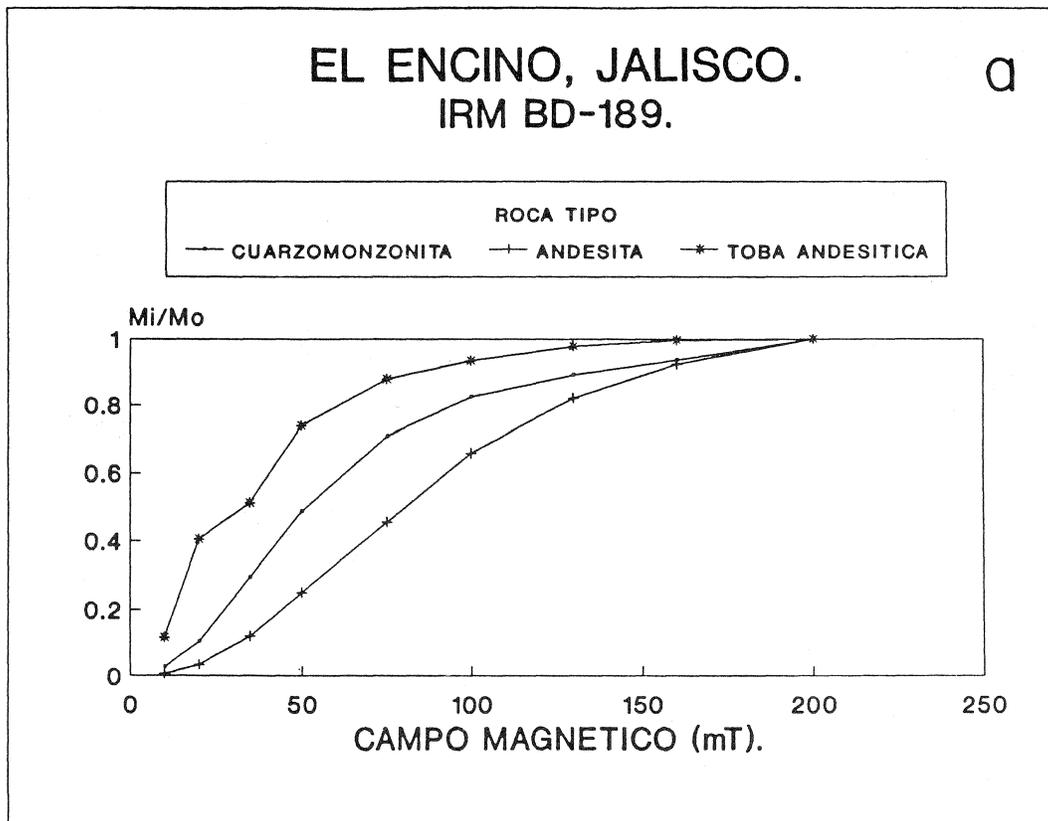


Fig. 9. Diagramas de adquisición de Magnetización Remanente Isotermal en muestras de barrenos. Los círculos abiertos corresponden a la componente horizontal y los llenos a la componente vertical.

tiene una variación lateral amplia en sus propiedades a escala de afloramiento y del cuerpo intrusivo. Esta variación ha sido observada en otros cuerpos intrusivos y es una característica de los batolitos ácidos (Ishihara, 1979).

Los análisis petrográficos indican la presencia de facies metamórficas de grado medio. El principal mineral es titanomagnetita pobre en titanio encontrándose intercrecida con hematita e ilmenita, además de efectos de maghemitización, esto indica procesos de oxidación de alta y baja temperatura, respectivamente. Son minerales de gran tamaño formados inicialmente por oxidación deutérica de bajo grado y razón de enfriamiento lento, con dominios de comportamiento magnético múltiple. La presencia de las texturas trellis, sandwich y compuesta, indican la oxidación de bajo grado formada a alta temperatura, aunque al parecer, ésta se limitó a zonas locales, probablemente en juntas o fracturas donde el fluido caliente circulaba, o más probablemente a la disponibilidad de oxígeno.

La titanomagnetita se presenta en granos con formas euhedrales y subhedrales principalmente. La hematita está presente como láminas o bandas de intercrecimiento en los granos de magnetita; aprovechando principalmente las fracturas o fisuras dentro de ésta. La ilmenita se presenta en forma acicular, llenando principalmente microfracturas en los granos de magnetita. Existen otros minerales como pirita y calcopirita, desarrolladas alrededor de las titanomagnetitas y en las fracturas de las rocas, estos minerales no son magnéticos.

Las oxidaciones de alta temperatura y la alteración hidrotermal afectaron en distintos grados a las propiedades magnéticas (intensidad de remanencia, susceptibilidad magnética, temperatura de Curie y espectro de coercitividad), cambiando la estructura y química de los minerales y en ciertas condiciones, la dirección e intensidad del vector de magnetización remanente.

Se documentó una buena correspondencia entre las observaciones paleomagnéticas y la minerografía de óxidos magnéticos, que pudiera ser el punto de partida para poder determinar con base en el método paleomagnético, cuestiones tan importantes como tipo y grado de oxidación, tamaño de grano y estado de dominio magnético, y procesos de metamorfismo y alteración hidrotermal relacionados a la génesis del yacimiento.

AGRADECIMIENTOS

Descamos agradecer a todo el personal técnico de la Cía. HYLISA por las facilidades otorgadas para la realización de este estudio, en particular al Ing. H. López L. y F. Hernández. También nuestro reconocimiento al Ing. C. Garza, por su apoyo para la preparación de láminas delgadas y superficies pulidas elaboradas en los laboratorios de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Finalmente agradecemos el apoyo financiero de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico a nuestro proyecto de investigación No. IN103392.

BIBLIOGRAFIA

- ADE-HALL, J. M., H. C. PALMER y T. P. HUBBARD, 1971. The magnetic and opaque response of basalts to regional hydrothermal alteration: *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 24, 137-174.
- ALENCASER, G. y J. PANTOJA ALOR, 1986. Coalcomana Ramosa (Bohem) (Bivalva-hippuritacea) del Albiano temprano del Cerro de Tuxpan, Jalisco, Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 47, 33-46.
- ALVA VALDIVIA, L., J. URRUTIA FUCUGAUCHI, H. BÖHNEL y D. MORAN ZENTENO, 1991. Aeromagnetic anomalies and paleomagnetism in Jalisco and Michoacan, southern Mexico continental margin. *Tectonophysics*, 192, 169-190.
- BLEIL, U. y B. SMITH, 1988. Petrology of Magnetic Oxides at Site 417: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, LI, LII, LII, Washington (U. S. Government Printing Office), 1411-1428.
- BÖHNEL, H., J. F. W. NEGENDANK y J. URRUTIA FUCUGAUCHI, 1988. Paleomagnetism and ore petrology of three Cretaceous Tertiary batholiths of southern Mexico. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, H2, 97-127.
- BÖHNEL, H., L. ALVA-VALDIVIA, S. GONZALEZ-HUESCA, J. URRUTIA FUCUGAUCHI, D. J. MORAN ZENTENO y P. SCHAAF, 1989. Paleomagnetic Data and the accretion of the Guerrero Terrane, Southern Mexico Continental Margin. *En: J. W. Hillhouse (Ed.), Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, Geophys. Monograph 50, IUGG, 5, 73-92.
- BUDDINGTON, A. F. y D. H. LINDSLEY, 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: *J. Petrol.*, 5, 2, 310-357.
- BUITRON, B. E., 1986. Gasteropodos del Cretácico (Aptiano tardío-Albiano temprano) del Cerro de Tuxpan, Jalisco, México. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 47, 17-32.
- CAMPA, M. F., M. CAMPOS, R. FLORES y R. OVIEDO, 1974. La secuencia mesozoica volcánica sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mexico-Teloloapan, Gro. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 35, 7-28.
- CAMPA, M. F., R. OVIEDO y M. TARDY, 1976. La cabalgadura Laramídica del dominio volcánico sedimentario (arco Alisitos Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los Estados de Guerrero y México. III Congreso Latinoamericano de Geología, Acapulco, México, Memorias.

- CAMPA, M. F. y P. J. CONEY, 1981. Tectonostratigraphic terranes and related metallogeny of Mexico. *Geol. Assoc. Can. Prog. with Abstr.*, 6, 4.
- CAMPA, M. F. y P. J. CONEY, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Can. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.
- DUNLOP, D. J., 1981. The rock magnetism of fine particles. *Phys. Earth Planet. Int.*, 26, 1-26.
- DUNLOP, D. J., 1983. Determination of domain structure in igneous rocks by alternating field and other methods. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 63, 353-367.
- DUNLOP, D. J., 1986. Coercive forces and spectra of submicron magnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 78, 288-295.
- EVANS, M. E. y M. L. WAYMAN, 1972. An investigation on the role of ultrafine titanomagnetite intergrowths in paleomagnetism. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 36, 1-10.
- FRIETSCH, R., 1978. On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna Type. *Econ. Geol.*, 73, 478-485.
- FUJIMOTO, K. y E. KIKAWA, E., 1989. Alteration of titanomagnetites and its related magnetic properties in the Noya geothermal area, Central Kyushu, Japan. *J. Geomag. Geoelectr.*, 41, 39-64.
- GRANT, F. S., 1985. Aeromagnetism, geology and ore environments, I. magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration*, 23, 303-333.
- HAGGERTY, S. E., 1976. Oxidation of Opaque Mineral Oxides in Basalts, In: Oxide Minerals, Reviews in Mineralogy (Short Course Notes), 3, hg1-hg-100.
- HAGGERTY, S. E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In Oxide Minerals, Reviews in Mineralogy (Short Course Notes), 3, hg101-hg-175.
- HENKEL, H., 1991. Petrophysical properties (density and magnetization) of rocks from the northern part of the Baltic Shield. *Tectonophysics*, 192, 1-19.
- HERZOG, M., H. BÖHNEL, H. KOHNEN y J. F. W. NEGENDANK, 1988. Variation of magnetic properties and oxidation state of titanomagnetites within selected alkali-basalt lava flows of the Eifel-Arca, Germany. *J. Geophys.*, 62, 180-192.
- ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Min. Geol.*, 27, 293-305.
- ISHIHARA, S., 1979. Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *J. Geol. Soc. Japan*, 85, 509-523.
- ISHIHARA, S., 1981. The granitoid series and mineralization: *Econ. Geology*, 75th Anniv., 458-484.
- KÖHLER, H., P. SCHAFF, D. MULLER-SOHNUS, R. EMMERMANN, J. F. W. NEGENDANK y H. J. TOBSCHALL, 1988. Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur (Mexico). *Geofís. Int.*, 27, 519-542.
- LEVI, S. y R. T. MERRILL, 1978. Properties of single-domain, pseudo-single-domain, and multi-domain magnetite. *J. Geophys. Res.*, 83, 309-323.
- OLESEN, O., H. HENKEL, K. KAADA y E. TVETEN, 1991. Petrophysical properties of a prograde amphibolite-granulite facies transition zone at Sigerfjord, Vesteralen, northern Norway. *Tectonophysics*, 192, 33-39.
- O'REILLY, W., 1984. Rock and Mineral Magnetism: Blackie and Son LTD, Bishopbriggs, Glasgow, 213 pp.
- PANTOJA-ALOR, J. y S. ESTRADA-BARRAZA, 1986. Estratigrafía de los alrededores de la Mina de Fierro de El Encino, Jalisco. *Soc. Geol. Mex. Bol.*, XLVII, 1, 1-17.
- PANTOJA-ALOR, J., 1983. Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, XLIV, 1, 1-20.
- PARK, CH. F., Jr., 1972. The iron ore deposits of the Pacific Basin: *Econ. Geology*, 67, 339-349.
- SILLITOE, R. H., 1972. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 813-818.
- SILLITOE, R. H., 1981. Ore deposits in cordilleran and island arc settings. En: Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera. Ed. W. R. Dickinson and W. P. Payne Ariz. *Geol. Soc. Dig.*, XIV, 49-70.
- SKILBREI, J. R., T. SKYSETH y O. OLSEN, 1991. Petrophysical data and opaque mineralogy of high-grade and retrogressed lithologies: implications for the interpretation of aeromagnetic anomalies in northern Vestranden, central Norway. *Tectonophysics*, 192, 21-31.
- TARLING, D. H., 1983. Paleomagnetism, Chapman and Hall, UK, 379 pp.
- URRUTIA, J., 1977. Importancia del magnetismo remanente en interpretación de anomalías magnéticas. *Bol. Asoc. Mex. Geof. Expl.*, 18, 83-116.
- URRUTIA, J., 1983. Paleomagnetism and rock magnetism of selected intrusive igneous bodies from southern Mexico. *Geofís. Int.*, 22, 39-56.

URRUTIA, J. y L. DELGADO, 1976. Plate tectonics and location of mineral deposits in Mexico. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*, 57, 40-41. Versión en español en: Tectónica de placas y distribución de depósitos minerales en México. Reunión Anual Unión Geof. Mex. 49 pp.

URRUTIA, J. y D. L. VALENCIO, 1986. Palacomagnetic study of Mesozoic rocks from Ixtapan de la Sal, Mexico. *Geofís. Int.*, 25, 485-502.

URRUTIA, J., H. BÖHNEL y J. F. W. NEGENDANK, 1991. Magnetic properties and domain state of titanomagnetites in a columnar basalt from Mexico. *J. Geomag. Geoelectr.*, 43, 189-205.

VEGA CARRILLO, J. J., 1991. Paleomagnetismo y minerografía del yacimiento de hierro del Encino, Jalisco. Tesis Ing. Geol., F. Ingeniería, UNAM, México, 56pp.

L. M. Alva Valdivia, J. J. Vega Carrillo y J. Urrutia Fucugauchi
*Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear
Instituto de Geofísica, UNAM
Delegación Coyoacán
04510 México, D. F., MEXICO*

INSTRUCTIONS TO THE AUTHORS

Language: Submission of an article is understood to imply that the article is original, unpublished and is not being considered for publication elsewhere.

Manuscripts submitted for publication should be written in Spanish or English, typewritten on one side of the page only, double spacing and liberal margin. Manuscripts should be submitted in duplicate, *i.e.* one original and one copy. Authors who are not firm in the language used are urged to have their manuscripts checked by scientists who are familiar with their field and language.

Title page: Should comprise the title, complete name(s) of the author(s), the name and postal address of the Institution.

Abstract: Each paper must be preceded by a brief abstract (not exceeding 250 words, in English and Spanish) in order that it is possible for the reader to assess their significance. When the authors submit the abstract in only one language, the editors will translate it into the other one.

Key words: Immediately following the abstracts, not more than 6 words representative of the contents of the whole article and characteristic of the terminology used within the particular field of study must be supplied.

An *abbreviated running title* for page headers should be supplied.

References: References should be cited in the text by the names of the author(s) and the year of publication. The references should be collected in a separate section at the end of the paper in the following form: author(s), year, title of the article, abbreviated title. Chronological order is used for more than one work by the same author or team of authors.

Equations: Special attention should be given to placing of subscripts and superscripts in order to avoid errors. Equations should be numbered sequentially with arabic numerals in parenthesis in the right-hand side of the page. Particular care should be taken to ensure that the symbols are clearly identified.

Illustrations and Tables: Camera-ready original figures or photographs (sharp contrast) should be numbered and provided with suitable legends on a separate sheet. Illustration sizes should be preferably either 23 x 17.5 cm (full page) or up to 8.3 cm width (column size).

In order to avoid the introduction of errors, large tables will be reproduced by photo-offset directly from the author's manuscript.

All figures (photographs, drawings, diagrams) must be mentioned in the text and labelled lightly on the back to show the top and the number.

Galley proofs: One set of galley proofs will be sent to the author. In case of two or more authors, please indicate to whom the proofs should be sent.

Reprints: Twenty reprints are supplied free of charge. Additional copies may be obtained at prices quoted in the letter which accompanies the proofs.

Address: Manuscripts submitted for publication should be sent directly to the Technical Editor at the address listed on the front inside cover.

Submission of electronic text: In order to publish the paper as quickly as possible after acceptance, authors are encouraged to submit the final text both in manuscript form and on diskette. Use standard 3.5" or 5.25", double density (DD) or high density (HD) diskettes. Please ensure that all revisions have been incorporated into the disk. Tables and figures captions should be compiled separately from the main text. Do not reserve space for the figures and tables in the text. Label the disk with the type of software and the version number. We are processing the manuscript in Microsoft Word 4.0 or 5.0 for Macintosh or ASCII. Texts in Microsoft Word for Windows 2 are also accepted.