

**ASOCIACIONES DE OXIDOS Y SULFUROS EN DIQUES BASICOS
DE LAS SIERRAS DE TANDIL, PROVINCIA DE BUENOS AIRES.**

HORACIO ECHEVESTE y RAUL FERNANDEZ (1)

RESUMEN

Los minerales opacos identificados en diques de rocas básicas de las inmediaciones de la ciudad de Tandil, fueron agrupados en cuatro asociaciones cuyos minerales principales son: 1) Titanomagnetita-ilmenita; 2) Ilmenita-rutilo-pirita; 3) Pirrotina-calcopirita-minerales de Co y Ni, y 4) Ilmenita-pirrotina-pentlandita-calcopirita. Dichos diques intruyen el basamento cristalino de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires y los minerales mencionados constituyen asociaciones de carácter, en general, accesorio que se hospedan en: diabasas, basaltos titaníferos, andesitas basálticas y gabroide, respectivamente.

Los estudios microscópicos efectuados y los realizados con microsonda electrónica, permiten sostener que tanto las asociaciones como la composición química de las especies investigadas, responden a condiciones de formación y/o fenómenos póstumos distintos, que actuaron en la evolución de cada tipo de roca.

Palabras clave: Óxidos, Sulfuros, Diques básicos, Basamento, Tandil.

ABSTRACT

OXIDE AND SULFIDE ASSOCIATIONS IN BASIC DYKES FROM TANDIL HILLS, BUENOS AIRES PROVINCE. ARGENTINA.

The opaque mineral associations found in basic rock dykes in the vicinities of the city of Tandil make four groups. The main minerals of these groups are: 1) Titanomagnetite-Ilmenite; 2) Ilmenite-Rutile-Pyrite; 3) Pyrrhothite-Chalcopyrite-Co and Ni minerals; and 4) Ilmenite-Pyrrhothite-Pentlandite. The dykes occur as intrusions in the crystalline basement of Northern Hills of the province of Buenos Aires, and the identified minerals form associations of an, in general, accessory character that lodge in diabases, titaniferous basalts, basaltic andesites and gabbroid, respectively.

Microscopic studies and electronic microprobe determinations allow to state that the mineral associations, as well as the chemical composition of the studied species, represent different

formation conditions and/or posthumous phenomena, which took part in the evolution of each rock type, resulting in definite paragenesis.

Key words: Oxides, Sulfides, Basic Dykes, Basement, Tandil.

INTRODUCCION

Se estudiaron desde el punto de vista mineralógico-textural y microquímico, óxidos de Fe y Ti y sulfuros portadores de Fe, Cu, Zn, Ni y Co, presentes como minerales accesorios en rocas ígneas básicas de Tandilia. Algunas de las especies minerales halladas, si bien no son extrañas a estos tipos litológicos, se mencionan por primera vez en la región.

Las rocas básicas contempladas en este trabajo, comúnmente de formas tabulares, se emplazan en las Sierras de Tandil, elevaciones que constituyen la porción central de la unidad denominada Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires.

El área considerada comprende las serranías localizadas al SO y ESE de la ciudad de Tandil, entre los $58^{\circ}55'$ a $59^{\circ}10'$ Oeste y $37^{\circ}20'$ a $37^{\circ}24'$ Sur, abarcando los cerros San Luis (o Tandileufú), Albión y la Sierra del Tigre (Fig.1).

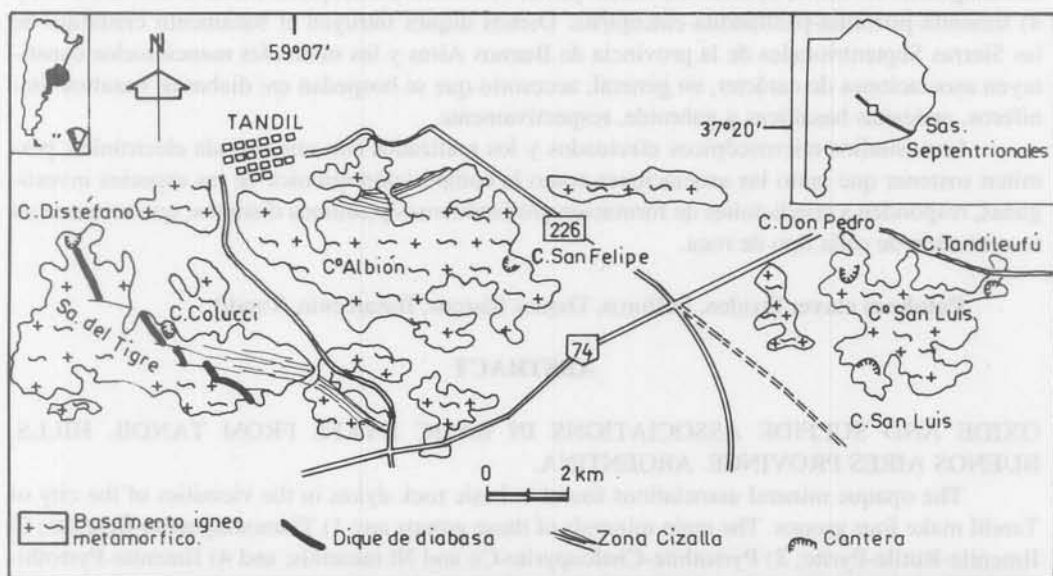


FIG. 1. Mapa de ubicación.

Como hipótesis de trabajo, se supone que los diques básicos estudiados, se ajustan a un modelo de emplazamiento en ambiente continental en proceso de extensión, típico de un gran número de enjambres de diques básicos existentes en diversas áreas precámbricas de todo el mundo (Halls, 1987). Si bien no se tiene certeza de la edad de los diques, debido a las escasas dataciones existentes, se piensa que se han formado en distintos eventos durante el Proterozoico medio y superior.

ANTECEDENTES

Las elevaciones mencionadas precedentemente están constituidas por un basamento cristalino, característico de buena parte de las Sierras Septentrionales. Este basamento, denominado genéricamente Complejo Buenos Aires por Di Paola y Marchese (1974), está compuesto por rocas metamórficas preferentemente migmáticas, y por granitoides. Varios autores son los que contribuyeron al conocimiento de este basamento, entre otros, Villar Fabre (1954); Teruggi (1962); Teruggi et al. (1973 y 1988); Teruggi y Kilmurray (1980); Dalla Salda (1981); Dalla Salda y Franzese (1985); Dalla Salda et al. (1988) y Ramos et al. (1990).

En las Sierras de Tandil especialmente, se reconocieron numerosos diques de rocas básicas y algunos de rocas ácidas, que fueron estudiados sobre todo desde el punto de vista petrológico, por Teruggi (1951), Quartino y Villar Fabre (1967); Teruggi et al. (1974); Cortelezzi y Rabassa (1976); Lema y Cucchi (1981) y Dristas (1983).

De acuerdo a Teruggi y Kilmurray (1980) el basamento metamórfico se generó a partir de sedimentitas clásticas, posiblemente con aporte volcánico, afectadas por un primer evento metamórfico entre los 2200 y 2000 Ma (Complejo Balcarceano), seguido de otro entre 1870 y 1700 Ma donde ocurre la migmatización (Complejo Tandileano), durante el cual Dalla Salda et al. (1988) reconocen intrusiones graníticas. Posteriormente se suceden otros eventos metamórficos, uno entre los 1600 y 1400 Ma, durante el cual se intruyen los diques de diabasa y cuerpos graníticos (Complejo Vasconeano) y otro entre los 1200 y 600 Ma (Complejo Migueleano). Cuerpos básicos también se han reconocido en el Ordovícico temprano (Rapela et al., 1974) en la sierra de los Barrientos.

Respecto a los minerales opacos, sólo se conocen algunas referencias, ya que las investigaciones de las rocas básicas fueron abordadas normalmente desde el punto de vista petrológico, donde estos minerales -en las diabasas- fueron agrupados como "mena" aunque refiriéndose principalmente a ilmenita (Teruggi et al., 1974); también se han citado magnetita e ilmenita en vulcanitas basálticas (Teruggi et al., 1988).

DESCRIPCION DE LOS DIQUES

En el conjunto de rocas básicas, encajadas en el basamento ígneo-metamórfico, fueron determinados cuatro tipos litológicos, a saber: diabasas, basaltos (titaníferos), andesitas-andesitas basálticas y gabrodiorita (gabroide). En la Fig. 2 se muestran los campos composicionales de estas rocas en el diagrama TAS (al solo efecto de mostrar sus diferencias), tomados de un trabajo en preparación que llevan a cabo los autores junto con los Dres. Sinigoi, Teruggi y de Barrio.

Las diabasas constituyen diques de variado espesor, desde algunos metros hasta 50; en general tienen rumbo NO-SE con inclinaciones cercanas a la vertical. Son fácilmente reconocibles en fotografías aéreas como delgadas cintas de tonos más oscuros que las rocas encajantes. En el campo se manifiestan como trincheras poco profundas producto de la erosión diferencial debido a la menor resistencia de los filones básicos. Su longitud puede alcanzar unos 5 km, como en el caso del cuerpo aflorante en el flanco nororiental de la sierra del Tigre, el que se presenta desmembrado por fallas paralelas de desplazamiento sinistral E-O, que son parte de una zona de cizalla de unos 400-600 m de ancho orientada con la misma dirección.

Filones de similares características han sido reconocidos, además, en el flanco sur de la sierra de Vela y en las estancias La Paulina y San Santiago en serranías situadas 20 a 30 km al sur de la ciudad de Tandil.

Los afloramientos normalmente se limitan a bochones de variado tamaño, nunca mayores a 1-2 m³. La roca es de color verde oscuro y de grano grueso en el centro de los cuerpos, dismi-

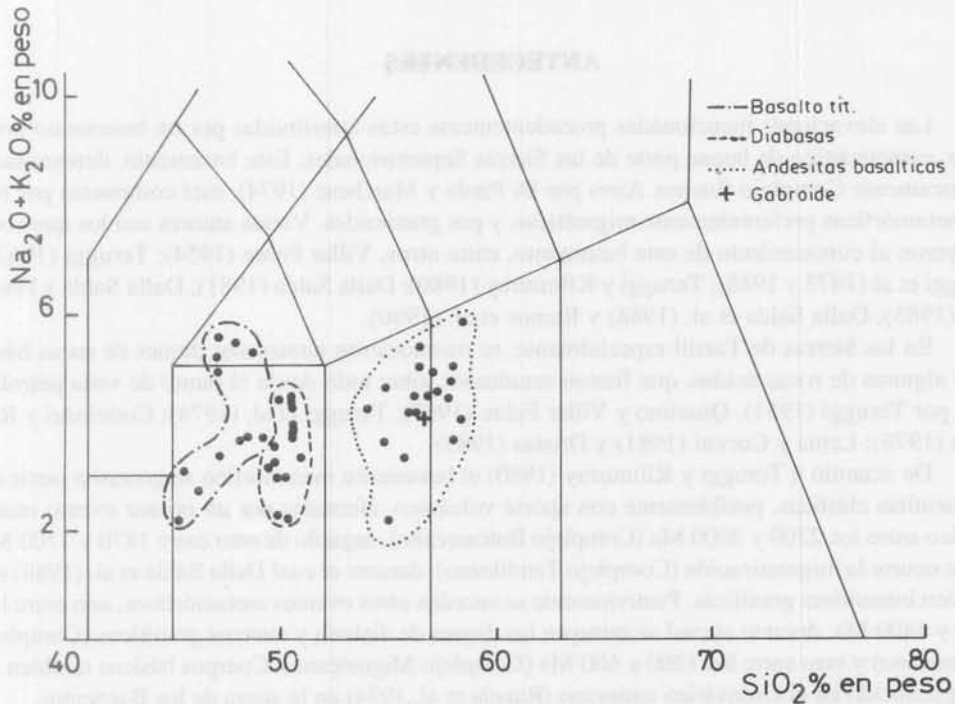


FIG. 2. Composición de los distintos tipos de rocas básicas de Tandil. Diagrama TAS (Le Maitre, 1984).

nuyendo éste hacia los bordes. La mejor exposición corresponde a la cantera Distéfano (Fig. 1), ubicada en el extremo norte del cuerpo aflorante en la sierra del Tigre.

Al microscopio presentan textura ofítica a subofítica, interviniendo en su composición plagioclasa del tipo labradorita, frecuentemente alterada a sericita y calcita, clinopiroxenos en individuos de varios milímetros reemplazados parcialmente por hornblenda y ésta a su vez por clorita. El cuarzo, intersticial, es escaso y como accesorios se presentan apatita y los minerales opacos que se describirán más adelante. Estas rocas han sido estudiadas exhaustivamente por Teruggi et al. (1974).

Los diques de composición basáltica, mencionados por primera vez por Teruggi et al. (1988), sólo han sido reconocidos en la cantera Don Pedro, abierta en el sector noroeste del cerro Tandileufú (Fig.1). Allí son abundantes y de espesores variables entre algunas decenas de centímetros hasta unos 20 metros y se orientan con rumbo E-O hasta NO-SE, subverticales; se han observado conexiones transversales entre ellos.

Son de color gris oscuro a negro, de grano muy fino y aspecto vítreo en los cuerpos más delgados y de grano mediano en el centro de los más potentes, reconociéndose en éstos tablillas de plagioclasa y de ilmenita; en muchas exposiciones se han observado granos irregulares de pirita.

Al microscopio presentan textura porfírica con pasta intergranular y fenocristales tabulares de plagioclasa (labradorita) parcial o totalmente alterados a clorita y sericita. El piroxeno (titanoaugita) también se lo observa como fenos, y al igual que la plagioclasa se presenta en la pasta. Distribuidas en forma irregular se observan vesículas, de hasta 1 mm de diámetro, rellenas principalmente por cloritas y, en casos, por calcedonia y cuarzo; además hay granos de olivina casi totalmente reemplazados por serpentinatas. En proporciones menores se presentan tablillas de ilmenita y gránulos de rutilo, diseminados en la pasta, que se tratarán más adelante. De acuerdo a los análisis químicos, registran desde 3,60 a 4,77% en peso de TiO_2 .

Las andesitas basálticas, muy similares a las descritas por Cortezzi y Rabassa (1975), fueron reconocidas en las canteras San Felipe (cerro Albión), Colucci (sierra del Tigre) y San Luis y Tandileufú en el cerro homónimo, presentándose en esta última las mejores y más abundantes exposiciones. Se trata de cuerpos diqueiformes de color gris oscuro a verdoso, con espesores de algunos decímetros hasta 10 metros. Se orientan con rumbo predominante E-O y en ocasiones NO-SE (canteras Tandileufú y Colucci) e inclinaciones que varían desde vertical hasta 45°S.

Son rocas de grano fino a medio, en estas últimas con escasas tablillas de un mineral gris claro en una mátrix afanítica. Al microscopio presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, en general alterados a minerales de arcilla y otros alargados de hasta 3 mm, posiblemente hornblenda, totalmente alterados a clorita (pennina) y en ocasiones transformados a actinolita. La base, granular fina, está compuesta por epidoto, clorita, rutilo, cuarzo y plagioclasa.

La gabrodiorita constituye un pequeño asomo que conforma una lomada de unos 200 m de largo en sentido E-O por 40-50 de ancho, situada a 1.000 m al NO de la cantera San Luis (Fig.1). Sus contactos con la roca de caja se visualizan a través de una variedad de grano fino de color castaño, donde se distinguen cristales alargados de plagioclasa; hacia el interior del cuerpo pasa a una roca granuda de color gris donde se observa, además del feldespato, escamas de biotita y otros mafitos. Al microscopio presenta textura hipidiomórfica granular con plagioclasa (labradorita-bytownita) parcialmente argilizada, clinopiroxeno que pasa a anfíbol en los bordes (uralitización), biotita de fuerte color castaño-rojizo con agujas de rutilo que creció rodeando cristales de ilmenita. Los mafitos están parcialmente cloritizados. El cuarzo es escaso e intersticial y accesoriamente hay apatita. Otras rocas de esta naturaleza fueron halladas, fuera del área investigada, en la estancia San Lorenzo (Ronconi et al., 1991).

MUESTRAS ESTUDIADAS Y METODOS ANALITICOS

Se estudiaron 30 secciones pulidas, algunas de ellas de gran superficie, en el número de 6 a 8 para cada tipo litológico, contemplando en los casos pertinentes, muestras del borde y de la parte central de los diques. Las secciones fueron examinadas microscópicamente con luz reflejada, en aire y en aceite. Paralelamente se revisaron cortes delgados de esas mismas secciones.

Algunos de los minerales opacos hallados en el estudio microscópico fueron analizados por uno de los autores (RF) con Microsonda Electrónica (CAMEBAX), multicanal, automatizada, perteneciente al CNR-Dipartimento di Mineralogia e Petrologia (Univ. de Padova, Italia). Los minerales analizados -en secciones pulidas grafitadas- fueron: ilmenita y rutilo (grupo "óxidos") y pirrotina, pentlandita, calcopirita, blenda y minerales de Co y Ni (grupo "sulfuros"). Para ello, conjuntamente con personal del Servicio de Microsonda citado, se confeccionó un programa analítico para cada grupo. Las condiciones de los mismos se resumen a continuación: en el grupo "óxidos" se identificó Fe, Zn, Si, Al, Mg, Mn, Ti y Cr, en todos los casos sobre la línea K α , con aceleración de voltaje de 15 kv, corriente de 15 nA y tiempo de conteo de 10 segundos; los 3 primeros elementos con espectrómetro LIF, Al y Mg con TAP y Mn, Ti y Cr con PET. En el grupo "sulfuros" se determinó Fe, Cu, Co, Ni, Zn, Hg, As y S, también sobre la línea K α , excepto As y Hg (L α), con 20 kv de aceleración, 20 nA de corriente y 10 segundos de tiempo de conteo; los espectrómetros usados fueron LIF, menos As (TAP) y S (PET). Los standards utilizados, según los programas y elementos, fueron: Fe, Cu, Co y Ni metálicos, óxidos de Al, de Mg, de Mn y Ti y de Cr; ZnS (para ambos elementos) y HgS, wollastonita para la sílice y AsGa.

Los resultados de los microanálisis efectuados se exponen en forma resumida en la Tablas 1 y 2. Debe señalarse que, en general, no se ha obtenido un buen cierre de los microanálisis efectuados sobre los sulfuros. Posiblemente esto se deba a la presencia de algunos elementos no ana-

lizados, como a intercrecimientos inframicroscópicos de minerales translúcidos, otros opacos o fases oxidadas no detectadas.

MINERALES OPACOS IDENTIFICADOS

Las asociaciones de minerales opacos halladas, si bien en las rocas mencionadas participan en proporciones ínfimas (salvo en basaltos), son características para cada uno de los tipos litológicos mencionados precedentemente y corresponden a:

- 1) Titanomagnetita-ilmenita (\pm calcopirita \pm pirita) en las diabasas.
- 2) Ilmenita (I y II)-rutilo-pirita (\pm calcopirita) en los basaltos titaníferos.
- 3) Pirrotina-calcopirita (\pm blenda \pm mackinawita \pm pentlandita \pm pirita \pm cobaltita) en las andesitas basálticas.
- 4) Ilmenita-pirrotina-pirita (\pm pentlandita \pm blenda \pm arsenopirita \pm titanomagnetita) en el gabroide.

TITANOMAGNETITA (FeFe_2O_4 , rica en Ti)

Este óxido solamente ha sido observado en las porciones centrales (grano más grueso) de los diques de diabasa. Es un mineral reléctico que llegó a formar individuos de hasta 3mm, con tendencia al idiomorfismo. Los granos muestran engolfamientos y sustituciones con típicas formas de "atolón" por minerales translúcidos y están rodeados en sus bordes externos e internos por ilmenita (Fig. 3a). Los granos de titanomagnetita están muy craquelados y reemplazados a partir de esas fisuras por un agregado de minerales translúcidos con colores en la gama del celeste al gris que corresponderían a titanita y leucóxeno (Figs. 3a y b); este reemplazo suele superar el 50% del grano original y en muchos casos es total. Siempre presenta exsoluciones lamelares de ilmenita. No ha sido observada en las muestras de borde de enfriamiento de los cuerpos de diabasa.

Debido al incipiente reemplazo que presenta, sólo un punto analizado de la titanomagnetita tiene cierta consistencia analítica (punto N18, Tabla 1); aunque no puede ser calculado estequiométricamente, resultará de una mezcla de titanomagnetita y ulvita, quizás con cierto reemplazo por óxidos de Ti.

Se efectuaron además, varios análisis puntuales de tipo semicuantitativo sobre los minerales translúcidos que reemplazan a la titanomagnetita; los resultados arrojaron altos contenidos en Ti, Fe y también Ca y Si, por lo que puede interpretarse que se trata de una mezcla con una importante participación de titanita.

ILMENITA (TiFeO_3)

Dentro de los minerales minoritarios es una fase importante en las diabasas, el gabroide y, especialmente, en los basaltos titaníferos.

En diabasas se presenta con tres morfologías distintas: a) como exsoluciones lamelares tabulares dentro de la titanomagnetita (Fig. 3a), con escaso desarrollo en el sentido del espesor pero atravesando gran parte del grano hospedante según planos (111) y además, como pequeñas tablillas con la misma orientación dentro de los minerales translúcidos que reemplazan al mineral de hierro; b) también en la titanomagnetita como rebordes delgados situados entre aquel mineral y los silicatos petrogénicos que lo hospedan y c) como tablas gruesas con tendencia idiomórfica, de 600 a 800 μm de largo y 200-300 μm de espesor, intercrecidas y distribuidas irregularmente entre los minerales petrogénicos que a veces suelen formar intercrecimientos mirmequí-

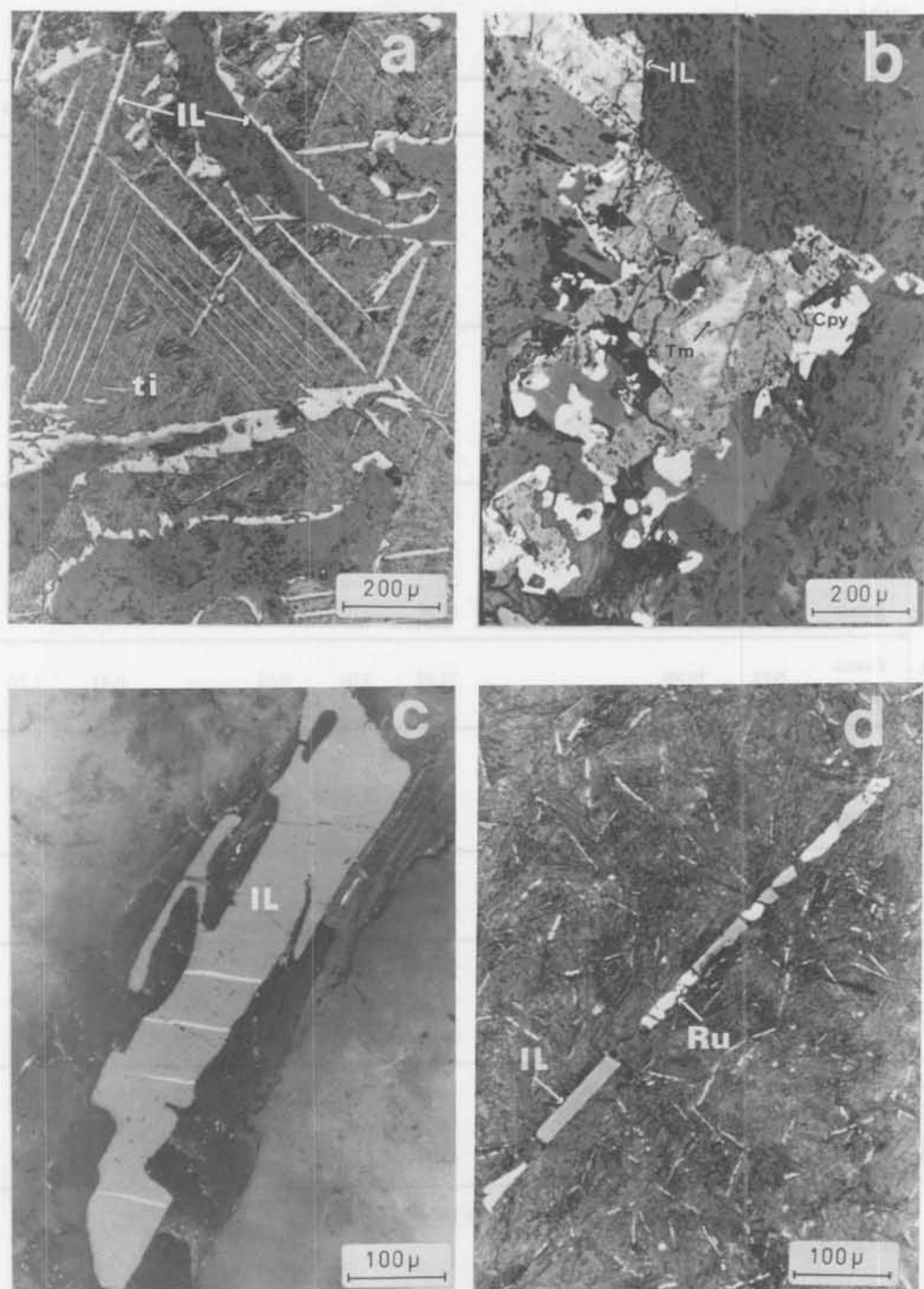


FIG. 3. a. Exsoluciones lamelares de ilmenita dentro de titanomagnetita (parcialmente reemplazada por titanita y leucoxeno) y como rebordes de este mineral (en diabasa). b. Calcopirita reemplazando titanomagnetita, lamelas y rebordes de ilmenita (en diabasa). c. Ilmenita con engolfamientos y maclas lamelares (en gabroide). d. Ilmenita parcialmente reemplazada por rutilo (en basalto titanífero).

TABLA 1. Oxidos en % en peso

	Mineral	Punto	FeO (t)	FeO*	Fe ₂ O ₃ *	TiO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO
D	Ilmenita	N25	43,94	43,94	0,00	52,56	0,81	-	-	0,05	2,98
		N29	45,73	41,77	4,41	52,79	0,08	-	-	0,03	3,00
I	en tablillas	N31	43,81	43,81	0,00	52,49	0,08	-	0,13	0,03	3,23
		N36	44,93	37,91	7,80	50,51	0,35	0,01	0,01	0,01	3,07
A	Ilmenita	N39-310	44,56	41,38	3,54	51,55	0,20	-	-	-	3,02
		N22-24	46,00	38,95	7,83	51,95	0,07	-	0,01	0,02	3,01
B	de borde	N27-28	44,87	41,46	3,79	51,50	0,95	0,18	0,01	0,03	2,89
		N13	44,37	39,79	5,09	51,46	0,06	0,02	0,05	0,01	3,29
A	Ilmenita	N312...	45,07	38,03	7,82	50,99	0,06	-	0,01	0,03	3,14
		N212	45,08	41,16	4,36	52,18	0,07	-	-	0,07	3,10
S	en granos	N11	45,08	40,10	5,53	51,81	0,08	-	0,01	0,02	3,10
		N14...	45,01	38,37	7,44	51,25	0,03	-	0,03	0,04	3,19
A	Titano- Magnetita	N314	45,36	40,02	5,93	51,95	0,02	-	0,01	0,01	3,06
		N18	56,89			33,49	3,96	0,52	-	0,41	1,76
S	Titano- hematita en tablillas	N35	75,95			13,87	0,70	1,70	0,07	-	0,02
B A S A L T O S	Ilmenita	L811-12	43,40	42,35	1,20	52,54	0,05	0,13	0,97	-	3,94
		L41...	42,90	40,64	2,56	51,79	0,06	0,04	0,47	0,03	4,31
	Rutilo	L813-14	0,53			91,17	0,20	0,18	1,77	0,06	0,03
		L831-32	0,65			97,82	0,55	0,10	0,83	0,02	0,01
		L843...	0,37			96,49	0,06	0,04	0,96	0,03	-
G A B R O	Ilmenita	A81-82	42,06	42,06	0,00	53,55	0,08	0,05	0,02	0,10	3,06
		A84	43,40	43,40	0,00	54,55	0,05	-	0,01	0,10	3,01
		A85-87	43,38	43,38	0,00	54,31	0,02	-	0,03	0,13	2,95

*Valores de FeO y Fe₂O₃ calculados según el método de Droop (1987).

- No detectado.

TABLA 2. Sulfuros en % en peso

	Mineral	Punto	Fe	Cu	Zn	Hg	S	Co	Ni	As	Co/Ni	Fórmula
A N D E S I T A	Pirrotina	L83	59.21	0.11	0.03	0.09	40.10	0.38	0.01	0.09	37.80	(Fe _{0.848} , Co _{0.003})S
		L84	59.58	0.05	-	-	39.89	0.40	0.04	0.04	11.03	(Fe _{0.858} , Co _{0.003})S
		L85	58.97	0.04	0.04	-	40.59	0.25	0.03	0.09	7.26	(Fe _{0.834} , Co _{0.003})S
		T12'	59.90	0.01	0.06	0.02	39.71	0.12	0.09	0.10	1.39	(Fe _{0.866} , Co+Ni _{0.001})S
		T13'	55.03	-	-	0.21	39.59	3.83	1.29	0.06	2.98	(Fe _{0.798} , Co _{0.053} , Ni _{0.018})S
		T15'	58.96	0.17	0.08	0.12	40.72	0.21	0.07	0.11	2.87	(Fe _{0.831} , Co _{0.002} , Ni _{0.001})S
		T14	57.57	0.10	-	0.40	41.43	0.34	0.02	0.10	22.73	(Fe _{0.797} , Co _{0.003})S
	T16	57.87	0.01	0.04	-	42.00	0.03	0.04	0.02	0.92	(Fe _{0.791} , Co+Ni _{0.001})S	
	Mackinawita	T14'	32.72	0.01	-	-	36.15	22.55	8.51	0.07	2.65	(Fe _{0.52} , Ni _{0.13} , Co _{0.34})S
B A	Cobaltita	T15	3.38	0.01	0.03	0.25	22.28	34.59	0.17	39.39	199.91	(Fe _{0.099} , Co _{0.84})S As _{0.75}
S A L T I C A	Calcopirita	L81	29.28	33.41	0.01	-	37.30	-	0.01	-	-	Fe _{0.96} Cu _{0.90} S ₂
		T11'	29.61	34.95	-	-	35.36	-	0.03	0.03	-	Fe _{0.96} Cu _{1.00} S ₂
		T12	29.14	34.66	0.35	-	35.85	-	-	-	-	Fe _{0.93} Cu _{0.97} S ₂
		T13	28.42	35.03	0.04	0.11	36.32	0.01	0.02	0.05	-	Fe _{0.90} Cu _{0.97} S ₂
B R O	Blenda	T11	5.32	0.29	60.18	-	34.03	0.17	-	-	-	-
		T17	6.23	0.00	59.84	-	33.68	0.21	-	0.03	-	-
		T18	6.48	0.01	59.42	-	33.83	0.24	0.01	0.01	-	-
G A B R O	Pirrotina	Sa1	56.72	0.05	-	0.14	42.29	0.03	0.74	0.04	0.04	(Fe _{0.770} , Co _{0.010})S
		Sa2	57.82	-	-	-	41.58	0.03	0.50	0.05	0.05	(Fe _{0.798} , Co _{0.007})S
		Sa5	57.24	0.06	-	-	41.94	0.03	0.64	0.04	0.04	(Fe _{0.784} , Co _{0.002})S
		Sa6	57.94	0.01	-	-	41.20	0.06	0.78	0.08	0.08	(Fe _{0.800} , Co _{0.010})S
	Pentlandita	Sa3	27.45	0.02	0.02	-	33.51	5.23	33.40	0.08	0.17	(Fe _{0.47} , Ni _{0.34} , Co _{0.09})S
		Sa4	26.70	-	-	-	34.53	5.78	32.99	-	0.18	(Fe _{0.44} , Ni _{0.52} , Co _{0.09})S

ticos con ellas, lo que hacen que pierdan su idiomorfismo. Por otro lado en las muestras de borde de enfriamiento, este mineral se presenta en granos normalmente redondeados de hasta 200 µm de diámetro, con maclas lamelares a menudo reemplazado por rutilo y leucoxeno.

Se analizaron ilmenitas en tablillas (a), en bordes de titanomagnetitas (b) y en granos aislados (c). Todas forman una solución sólida con algo de pirofanita (MnTiO₃) y ausencia de la molécula de geikielita (MgTiO₃). No parece haber ninguna diferencia importante entre sus composiciones; las mayores variaciones se deben a impurezas de SiO₂ y Al₂O₃ correspondientes a microinclusiones de silicatos en los bordes de cada individuo analizado (estos puntos no han sido incluidos en la Tabla 1). Los rangos de valores en % atómico cada 6 átomos de oxígeno son los siguientes:

		Fe	Ti	Mn
Tablillas:	mín.	1,840	1,930	0,122
	máx.	1,911	1,995	0,138
Bordes:	mín.	1,883	1,934	0,123
	máx.	1,917	1,964	0,141
Granos:	mín.	1,891	1,937	0,132
	máx.	1,919	1,969	0,137

En el gabroide, la ilmenita se observa frecuentemente dentro de cristales de biotita en granos tabulares de hasta 1 mm, con tendencia al idiomorfismo, con típicos bordes corroídos y engolfamientos producidos por reacción con la mica hospedante (Fig. 3c). Ocasionalmente presenta maclas de tipo lamelar, que se manifiestan como finas tablillas con extinción diferente a la base. Muchas veces los bordes están transformados a leucoxeno y en algunos casos a titanohematita en forma de flamas. Algunos individuos están deformados, algo combados y presentan extinción ondulante.

Esta ilmenita, también con tendencia hacia la pirofanita, tiene relación Ti/Fe relativamente alta (respecto a la de las diabasas y basaltos titaníferos) y por esta razón no presentan Fe_2O_3 (estimado) en su composición. Otra diferencia, aunque no muy notable, son los contenidos de Mg levemente superiores al resto. El rango de concentración atómica por cada 6 átomos de oxígeno es:

	Fe	Ti	Mn
mín.	1,777	2,027	0,120
máx.	1,810	2,041	0,132

En los basaltos titaníferos, a veces junto a rutilo (TiO_2), la ilmenita es un mineral abundante; entre ambos pueden llegar a superar proporciones del 4%. La ilmenita es netamente predominante en las porciones menos alteradas de estas rocas, pero la proporción de rutilo aumenta con la alteración. Se presenta en dos generaciones; una corresponde a granos tabulares gruesos, algo redondeados, de hasta 500 μm de largo, aunque con tendencia a formar tablillas delgadas; los individuos más gruesos, en baja proporción, muestran engolfamientos y sustituciones en forma de "atolón" por minerales translúcidos. Mucho más abundantes son las tablillas de segunda generación de hasta 100 μm de largo, intergranulares y distribuidas en forma desorientada y homogénea en toda la masa rocosa. Normalmente los basaltos presentan un cierto grado de alteración; cuando ésta es mayor, el rutilo reemplaza a ilmenita comenzando por sus bordes hasta llegar al caso en que las tablillas de ilmenita se encuentran dislocadas por microfracturas transversales y la mayoría de esos segmentos están totalmente sustituidos pseudomórficamente por rutilo, quedando, no obstante, algunos de ilmenita sin signos de reemplazo (Fig. 3d). Cuando las tablillas de ilmenita no están reemplazadas por rutilo presentan una sustitución parcial por leucoxeno, normalmente en los bordes o microfracturas. Ocasionalmente se la ha observado reemplazada, en casos pseudomórficamente, por pirita y calcopirita (Fig. 5a). En las porciones más alteradas, también se observa una diseminación de rutilo granular, posiblemente por descomposición de la titanogaugita.

La ilmenita de los diques basálticos (titaníferos), muestra diferencias respecto a las dos anteriores. Presenta los mayores contenidos de Mn (mayor tendencia hacia la pirofanita) y además altos tenores relativos en Cr. La concentración atómica por cada 6 átomos de oxígeno tiene el siguiente rango:

	Fe	Ti	Mn
mín.	1,792	1,960	0,162
máx.	1,828	1,984	0,189

Las relaciones entre TiO_2 , FeO, Fe_2O_3 y $MgO+MnO$ de las ilmenitas de cada tipo litológico son mostradas en la Fig. 4.

Cabe mencionar que una de las tablillas analizadas, determinada ópticamente como ilmenita (punto N35, Tabla 1) resultó muy rica en hierro, por lo que se piensa que puede tratarse de titanohematita.

CALCOPIRITA ($FeCuS_2$)

Este sulfuro doble de hierro y cobre ha sido detectado en las diabasas, en los basaltos titaníferos y en las andesitas basálticas, donde parece ser más abundante que en las otras rocas.

En diabasas se presenta frecuentemente dentro de titanomagnetita (Fig. 4b), como granos de hasta $100 \mu m$ con abundantes bordes rectos y, a veces, formas hexagonales y triangulares, posiblemente debidas a algún control por parte del mineral reemplazado. Además se la observa como "nubes" de pequeños individuos de 2 a $5 \mu m$ dentro de los minerales ferromagnesianos.

En los basaltos titaníferos tiene muy escasa representación; forma granos de 5 a 10, hasta $75 \mu m$, diseminados entre los silicatos y también participa en el relleno de amígdalas.

En las andesitas basálticas, forman granos compuestos junto a blenda y pirrotina, de for-

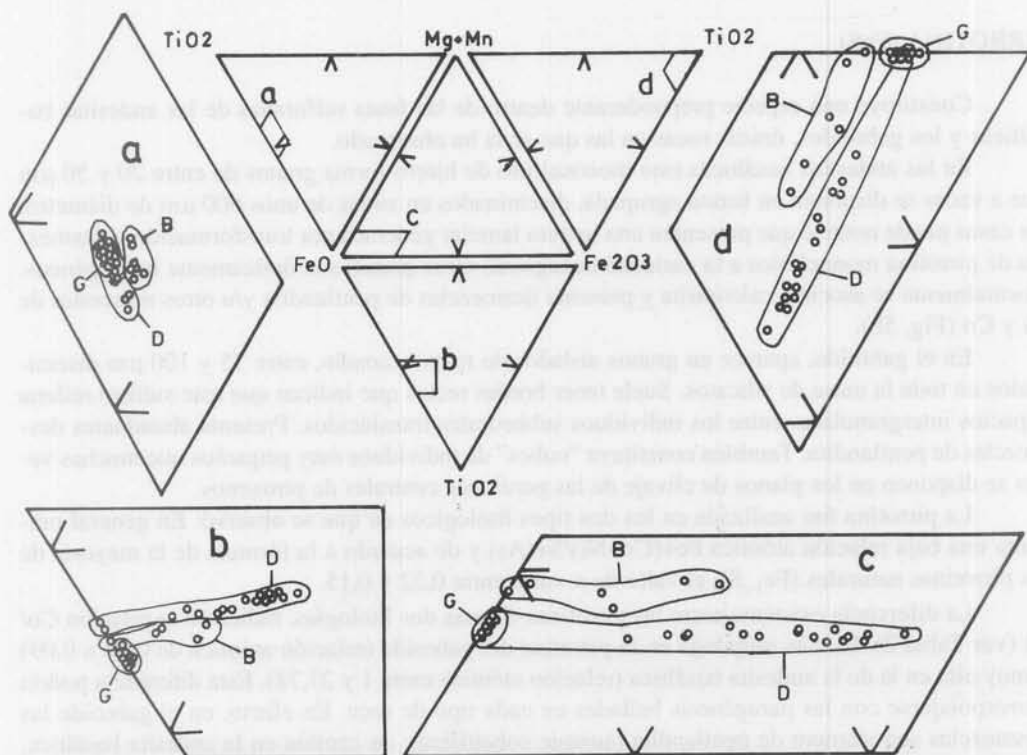


FIG. 4. Campos composicionales de ilmenitas. B: basaltos titaníferos, G: gabbro y D: diabasas.

mas irregulares y tamaños de hasta 120 μm . También hay individuos monominerales que en ocasiones suelen encontrarse agrupados (Fig. 5b) o bien se distribuyen irregularmente entre los minerales petrogénicos.

La calcopirita analizada pertenece al dique andesítico-basáltico; en general muestra un cierto exceso de azufre. La calcopirita (T11, ver Tabla 2) en contacto con blenda (T12) es la que presenta los mayores contenidos de Zn y esta última los mayores de Cu. En contacto con pirrotina (L1 con L83 y T13 con T14, Tabla 2) muestra una distribución diferencial de Ni y de Co entre los dos minerales; en efecto, mientras el Ni se mantiene en tenores similares en ambos minerales (90 a 200 ppm en calcopirita y 100 a 150 ppm en pirrotina), el Co se reparte notablemente en la pirrotina (hasta 3.800 ppm) quedando en baja proporción (hasta 80 ppm) en calcopirita.

PIRITA (FeS_2)

En las diabasas y basaltos titaníferos forma agregados esqueléticos (Fig. 5c) de tamaños de 0,6 hasta 2 mm, respectivamente, como relleno póstumo de espacios intergranulares. En las primeras, estas formas están acompañadas por granos aislados de 300 a 400 μm que rellenan cavidades entre los silicatos; en el basalto se observó que los granos esqueléticos se producen por coalescencia de pequeños individuos cúbicos y pueden englobar tablillas de ilmenita sin signos de reemplazo.

Tanto en el gabroide como en las diabasas se observaron individuos de hasta 400 μm con texturas tipo coloidales y "birds-eye", probablemente producida por la destrucción y reemplazo de pirrotina primaria; a pesar de la clásica asociación, no se observó marcasita en estas texturas.

PIRROTINA (FeS)

Constituye una especie preponderante dentro de las fases sulfuradas de las andesitas basálticas y los gabroides, únicas rocas en las que se la ha observado.

En las andesitas basálticas este monosulfuro de hierro forma granos de entre 20 y 50 μm que a veces se disponen en forma agrupada, diseminados en zonas de unos 600 μm de diámetro. En casos puede notarse que presentan una textura lamelar generada por transformación o desmezcla de pirrotina monoclinica a la variedad hexagonal; otros granos son ópticamente homogéneos. Normalmente se asocia a calcopirita y presenta desmezclas de pentlandita y/u otros minerales de Ni y Co (Fig. 5b).

En el gabroide, aparece en granos aislados de mayor tamaño, entre 75 y 100 μm diseminados en toda la masa de silicatos. Suele tener bordes rectos que indican que este sulfuro rellena espacios intergranulares entre los individuos subhedrales translúcidos. Presenta abundantes desmezclas de pentlandita. También constituye "nubes" de individuos muy pequeños que muchas veces se disponen en los planos de clivaje de las porciones centrales de piroxenos.

La pirrotina fue analizada en los dos tipos litológicos en que se observó. En general presenta una baja relación atómica $\text{Fe}+(\text{Co}+\text{Ni})/\text{S}+(\text{As})$ y de acuerdo a la fórmula de la mayoría de las pirrotinas naturales (Fe_{1-x}S), el valor de x varía entre 0,22 y 0,15.

La diferencia existente entre las pirrotinas de esas dos litologías, radica en la relación Co/Ni (ver Tabla 2). Esta es muy baja en la pirrotina del gabroide (relación atómica de 0,04 a 0,09) y muy alta en la de la andesita basáltica (relación atómica entre 1 y 27,78). Esta diferencia podría corresponderse con las paragénesis halladas en cada tipo de roca. En efecto, en el gabroide las desmezclas son siempre de pentlandita (aunque cobaltífera); en cambio en la andesita basáltica, aunque también con desmezclas de pentlandita (no analizada) se le asocian desmezclas de mackinawita con alto contenido de Co y Ni (punto T13', Tabla 2) y además cobaltita.

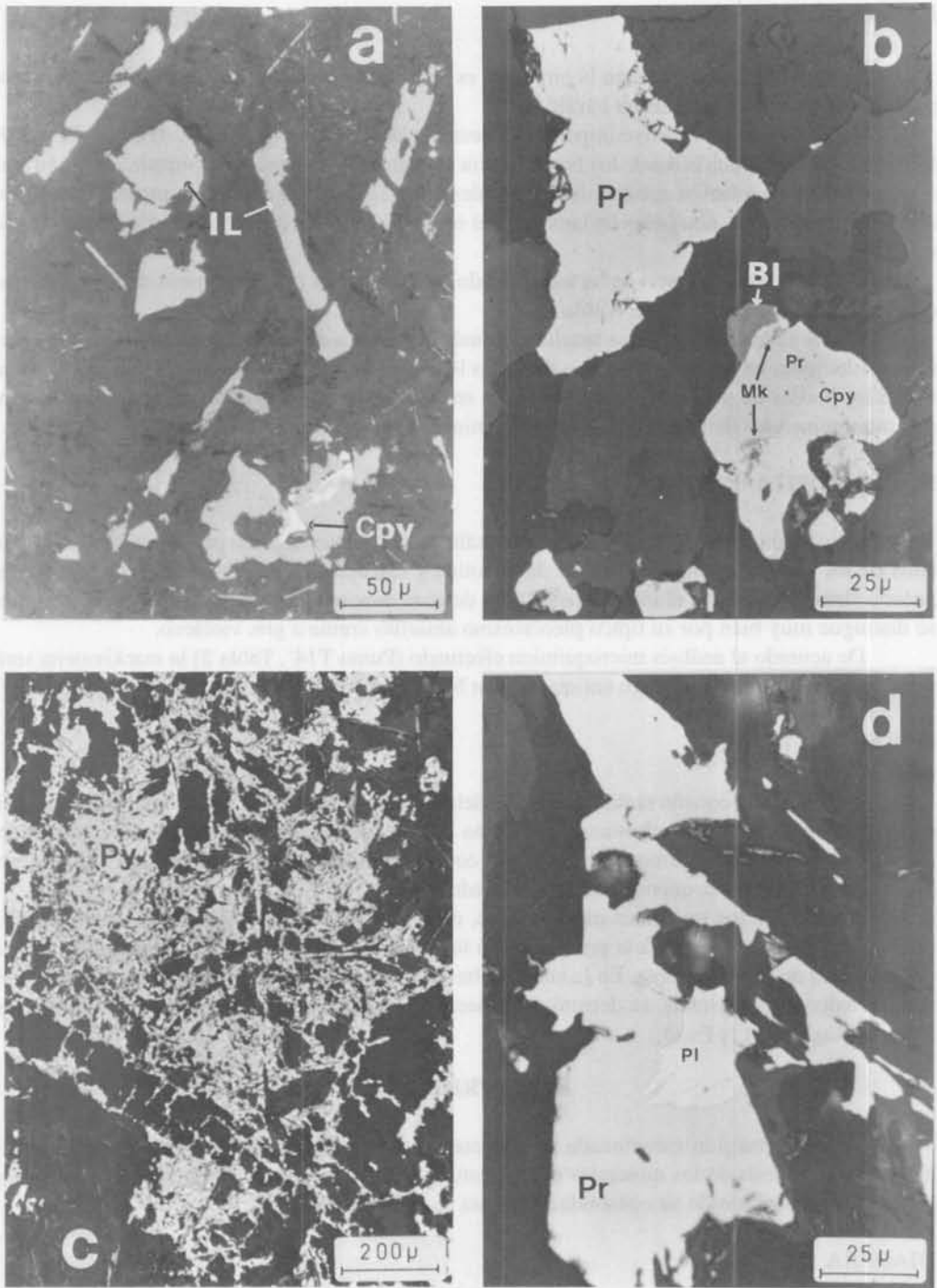


FIG. 5. a. Calcopirita reemplazando ilmenita (en basalto titanífero). b. Pirrotina (con desmezcla de pentlandita), calcopirita, blenda y mackinawita (en andesita basáltica). c. Agregado esquelético de pirita (en basalto titanífero). d. Pentlandita como desmezcla en forma de flamas, en pirrotina (en gabroide).

PENTLANDITA (Fe,Ni)₉S₈

En estrecha asociación con la pirrotina, es un mineral frecuente en el gabroide y en menor medida observado en la andesita basáltica.

En el primero constituye importantes desmezclas en forma de flamas, de hasta 40 μm de longitud, que han crecido desde los bordes hacia el centro de los granos de pirrotina (Fig. 5d); en algunos granos la relación entre ambos minerales se acerca a 1:1. También se presenta como exsolución de lentículas alargadas en tamaños del orden de los 5-10 μm , en el interior de la pirrotina.

Esta pentlandita, como se ha mencionado, es cobaltífera (5,8 % en peso de Co) con relación atómica Co/Ni = 0,17 (ver Tabla 2).

En las andesitas basálticas resulta algo más dificultosa de reconocer cuando forma pequeñas exsoluciones en forma de flamas o delgadas lentes y tablillas (tamaños de 4 a 12 μm) dispuestas en los bordes de pirrotina, aunque también en su interior; se la ha observado también en granos monominerales de hasta 40 μm entre los minerales translúcidos (no analizada).

MACKINAWITA (Fe, Ni, Co...) S

Únicamente detectada en la andesita basáltica, se la observa como pequeños granos en muchos de los contactos entre individuos de pirrotina y calcopirita, con crecimiento de forma irregular o flamiforme hacia el interior del último de esos minerales. A pesar de su pequeño tamaño se distingue muy bien por su típico pleocroísmo amarillo crema a gris violáceo.

De acuerdo al análisis microquímico efectuado (Punto T14', Tabla 2) la mackinawita sería muy rica (anormal) en Co y algo enriquecida en Ni (22,5 % en peso de Co y 8,5 % en peso de Ni).

COBALTITA (CoAsS)

Debido a su pequeño tamaño, sólo fue determinada por análisis con microsonda electrónica en la andesita basáltica; el mineral analizado es un pequeño grano monomineral casi en contacto con pirrotina, posiblemente intercrecido con alguna otra especie no detectada al microscopio ya que su forma estequiométrica no es la adecuada.

Además de los minerales mencionados, en el gabroide se observó arsenopirita (FeAsS), muy escasa y reemplazando a la pirrotina, con tamaños máximos de 40 μm , reconocible por los típicos tintes de su anisotropía. En la andesita basáltica, como parte de granos compuestos de pirrotina, calcopirita y blenda, se detectó un mineral que ópticamente corresponde a las características de maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$).

INTERPRETACION

La información mencionada precedentemente, permite formular algunas interpretaciones sobre la génesis de los minerales opacos estudiados y acerca de la evolución de las distintas rocas hospedantes, desde su consolidación hasta su estado actual.

DIABASA

En estas rocas, la titanomagnetita representa un mineral magmático temprano probablemente de tipo cumular. Esto se sostiene debido a que a altas temperaturas la solubilidad de TiFeO_3 en Fe_3O_4 es elevada; al descender la misma se producen desmezclas en forma de tablillas que son

muy típicas de las magnetitas y titanomagnetitas de origen magmático. Es posible que la composición de la titanomagnetita -posiblemente muy rica en la molécula de ulvita- se deba a un descenso más o menos rápido de la temperatura durante el cual esta espinela no se ha desmezclado. Los bordes ilmeníticos que presenta este mineral se originaron por reacción entre el óxido y los silicatos en formación; asimismo las tablas de ilmenita diseminadas entre los minerales petrogénicos, muchas veces con crecimientos típicamente eutécticos con biotita, se producen en la etapa magmática. Las semejanzas en la composición química de los tres tipos de ilmenita hallados, pueden adjudicarse a su formación más o menos coetánea, en donde el Mn, que es el elemento minoritario más importante, tiene un comportamiento muy similar.

Posteriormente a la formación de la paragénesis titanomagnetita-ilmenita señalada, esto es durante los procesos deutéricos, es claro que este último mineral es mucho más estable, ya que permanece prácticamente inalterado (aunque se ha detectado una restringida alteración a titanohematita?) mientras que la titanomagnetita se altera a titanita y mucho más tardíamente a "rutilo" y leucoxeno de grano fino. Una evolución semejante de estos minerales fue descrita por Udubac̃a (1982) en rocas subvolcánicas andesíticas; este autor sostiene que la titanita, al igual que aquí, se forma por procesos deutéricos o autometamórficos. Resultados similares en esta evolución, pueden alcanzarse también por fenómenos de sulfurización, deutérica o autometamórfica, por lo que en las diabasas estudiadas sería aceptable que esos procesos póstumos hayan estado acompañados de un aumento de la fugacidad de azufre, lo cual estaría evidenciado por la presencia de calcopirita y pirita, que reemplazan parcialmente la titanomagnetita.

De acuerdo al trabajo citado, la evolución de rocas similares por una alteración hidrotermal conlleva a la desaparición total de titanomagnetita y su reemplazo por abundante rutilo acompañado de titanita. Esta característica aquí sólo podría darse en los bordes de la diabasa, la cual por representar una zona de discontinuidad sería apta para la canalización de fluidos hidrotermales, vinculados o no al magmatismo que le dio lugar.

En base a lo antedicho, se propone en la Fig. 6 la secuencia paragenética para los minerales opacos presentes en la diabasa, donde queda expuesto que el principal proceso postmagmático que las afectó fue de tipo deutérico o autometamórfico.

BASALTOS TITANIFEROS

En estas rocas es llamativo el contenido de minerales de titanio (además de la titanioaugita), representados esencialmente por ilmenita en dos generaciones de tablillas y por rutilo en distintas formas.

	Etapa magmática	Etapa deutérica	Etapa hidrotermal	Procesos meteóricos
Titanomagnetita	●			
Titanohematita			...	
Ilmenita	●			
Titanita		—		
Rutilo		...	—	
Pirita		—		
Calcopirita		—		
Leucoxeno				—

FIG. 6. Secuencia paragenética de minerales opacos de diabasas.

La ilmenita en tablillas, con los mayores contenidos de Mn de las aquí analizadas, es portadora de tenores elevados -para este mineral- en cromo. Es posible que un contenido mayor de Mn, por deformación de la estructura, haya permitido la entrada de Cr_2O_3 en la ilmenita, pero se desconoce exactamente el tipo de sustitución entre estos óxidos. No obstante, se interpreta que la ilmenita se formó en equilibrio con el magma básico, en donde el Cr se separó del mismo conjuntamente con la formación de TiFeO_3 .

El rutilo, que forma en casos los reemplazos parciales tan particulares sobre ilmenita, aparentemente es más abundante con el grado de alteración de la roca, por lo que puede interpretarse que tuvo lugar una alteración hidrotermal -localizada- temprana, quizás acompañada de escasa sulfurización; esto produjo la oxidación total del Fe de la ilmenita, o bien -aunque de escasa magnitud- la descomposición de este mineral para dar rutilo y pirita-calcopirita.

Existe además una sulfurización tardía que genera pirita en forma esquelética; dicho proceso, de características particulares y difíciles de definir en este trabajo, no afecta para nada a la ilmenita, ya que se mantiene como tablillas intactas dentro de la pirita esquelética.

Una interpretación de las condiciones de $f\text{O}_2$ y $f\text{S}_2$ para los procesos que tuvieron lugar en estos basaltos, se grafica en la Fig 7, a partir del diagrama empírico elaborado por Udubaça (1982).

La secuencia paragenética que se propone, para los minerales opacos de los basaltos titaníferos, se expone en la Fig 8.

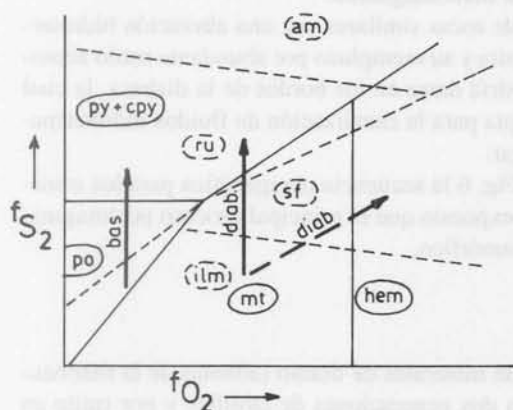


FIG. 7. Evolución de minerales de Fe y Ti en diabasas y basaltos sobre el diagrama de $f\text{S}_2$ y $f\text{O}_2$ de Udubaça (1982).

Mineral	Etapa magmática	Etapa hidrotermal	Procesos meteóricos
Ilmenita	●	●	
Rutilo		—	
Calcopirita		—	
Pirita		●	
Leucoxeno			...

FIG. 8. Secuencia paragenética de minerales opacos de basaltos titaníferos.

ANDESITAS BASALTICAS

La pirrotina con elevados -aunque no anormales- contenidos de cobalto y bajos tenores en níquel, parece característica de estas rocas. Lleva además, pequeñas desmezclas en "bastoncillos" de un mineral determinado al microscopio como pentlandita; aunque no pudieron ser analizadas correctamente debido a su tamaño, estas desmezclas muestran relaciones Co/Ni muy altas (punto T13', Tabla 2). En base a esto y asumiendo que en magmas básicos el Co tiende a concentrarse en el fundido mucho más que el Ni (y el Cu), es probable que la pirrotina se haya formado en una etapa tardiomagmática o más específicamente, hidrotermal de alta temperatura; al respecto, la transformación de pirrotina hexagonal a monoclinica -observada en estas rocas- es frecuente en

pirrotinas de alta temperatura (Ramdohr, 1980) y para este cambio se asume como mínima la temperatura de 300°C, consignada por Villar et al. (1992).

Calcopirita y blenda, también deben haberse generado, coetáneamente, en una etapa hidrotermal de alta temperatura (>300°C) y conjuntamente con la pirrotina. Entre los dos primeros se ha producido, seguramente bajo un régimen de alta temperatura, un intercambio de sus metales (Zn y Cu); entre calcopirita y pirrotina se notan distribuciones muy diferentes del Co, que entró principalmente en este último mineral en las condiciones mencionadas.

Por otro lado la presencia de mackinawita -anormalmente rica en Co y Ni- posiblemente responda a una reacción tardía entre pirrotina y calcopirita, a temperaturas entre los 200 y 250°C; esto indica que procesos que producen desequilibrios mineralógicos persisten con el descenso de la temperatura.

La cobaltita está muy escasamente representada y no se han podido observar sus relaciones con otros minerales opacos, por lo que no puede ser asignada con seguridad a un proceso determinado. No obstante es probable que se forme -como señala Ramdohr (1980)- durante hidrotermalismo de alta a media temperatura.

Por lo antedicho, durante el enfriamiento de estas rocas, se estima muy probable una formación hidrotermal a más de 300°C de temperatura de la paragénesis pirrotina-calcopirita-blenda (pobre en Fe) y quizás cobaltita, y otra posterior, posiblemente por debajo de 250°C, que da lugar a la formación de mackinawita. El rutilo, probablemente también se ha formado bajo condiciones hidrotermales, aunque no puede precisarse el rango de temperatura. La secuencia paragenética se muestra en la Fig. 9.

Se estima que la ausencia de ilmenita en estas rocas se debe a una alteración o reemplazo total de este mineral.

GABROIDE

La pirrotina que participa en esta roca, a diferencia de la de las andesitas basálticas, posiblemente sea un relleno intergranular magmático tardío; es característico su alto contenido en níquel, aunque no anormal de acuerdo a Fleischer (1955), especialmente en comparación con los tenores de cobalto que son muy bajos. En la Fig. 10, se observa que en las rocas gábricas, por sus relaciones Ni/Co, parece acercarse al campo de las pirrotinas originadas por segregación magmática (Campbell y Ethier, 1984); en cambio las de la andesita basáltica se distribuyen heterogéneamente, posiblemente por efectos de procesos hidrotermales.

Mineral	Etapa magmática	Etapa hidrotermal	Procesos meteóricos
Pirrotina	●?	●	
Pentlandita	-?	—	
Calcopirita		—	
Blenda		—	
Maghemita		..	
Mackinawita		...	
Cobaltita		..	
Rutilo		—?—	
Leucoxeno			...

FIG. 9. Secuencia paragenética de minerales opacos de andesitas basálticas.

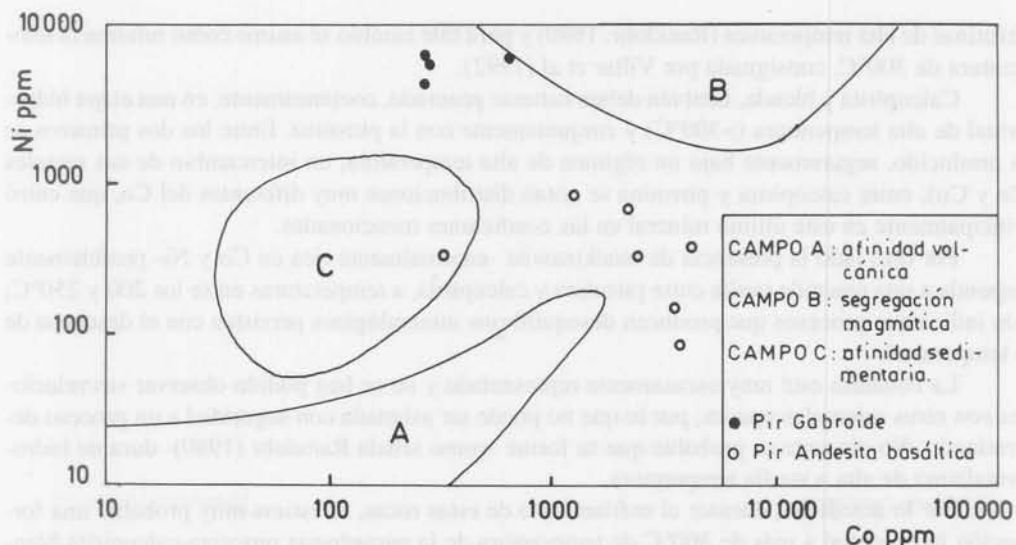


FIG. 10. Distribución de pirrotinas de gabroide y de andesita basáltica, en relación a los contenidos de Ni y Co; campos definidos por Campbell y Ethier (1984).

Mineral	Etapa magmática	Etapa hidrotermal	Procesos meteóricos
Ilmenita	●		
Pirrotina	-?-	—	
Pentlandita	-?-	—	
Arsenopirita		...	
Pirita			-?-

FIG. 11. Secuencia paragenética de minerales opacos del gabroide.

La presencia de flamas de pentlandita en la pirrotina, ofrece distintas interpretaciones, p.ej. Macfarlane y Mossman (1981) indican que esto puede deberse a un proceso de alteración que ocurre por encima de los 600°C. Por otro lado Durazzo y Taylor (1982) sostienen, en base a estudios experimentales, que exsoluciones lineares de pentlandita se forman entre 250 y 150°C, y aquellas en forma de flamas a alrededor de esa última temperatura. Modificaciones de muy baja temperatura, o quizás supergénicas, son evidentes por la pirita con textura tipo "birds-eye", seguramente debidas a alteración de pirrotina.

La presencia de la asociación arsenopirita-pirrotina -si bien muy escasa- se estima indicadora de altas temperaturas hidrotermales, al menos superiores a 360°C (de acuerdo a Kretschmar y Scott, 1976), y se habría formado junto con la calcopirita.

En base a estas consideraciones, se plantea en la Fig. 11 la correspondiente secuencia paragenética.

CONCLUSIONES

Los minerales opacos presentes en las rocas básicas investigadas, si bien no definen su origen, responden a una combinación de procesos magmáticos, magmático-tardíos (deutéricos) o

metamórficos y a fenómenos hidrotermales.

En las diabasas, a partir de una diferenciación magmática de minerales de Fe y Ti, le siguen procesos deutéricos o metamórficos y posteriormente hidrotermales. En los basaltos titaníferos hay formación magmática temprana de ilmenita y luego hidrotermalismo culminando con una sulfurización tardía inocua, procesos que actuaron en forma localizada o en sectores de los cuerpos individuales o de la zona donde se emplazan.

En cuanto a las andesitas basálticas y el gabroide, puede pensarse, por su composición química y mineralogía de opacos, que provienen de un mismo magma básico, pero en el primer grupo de rocas se produjeron fenómenos hidrotermales debido a su alto nivel de emplazamiento, por la interacción con fluidos (acuosos) circulantes, sugiriendo alguna similitud con el esquema propuesto por Mohr (1987).

Persisten aún algunas dudas sobre si algunos rasgos de alteración hidrotermal se deben a las modificaciones producidas al final de una etapa metamórfica posterior a los diques, o si ésta es definitivamente un producto de la acción de fluidos acuosos de diverso origen, activados por la fuente de calor que constituyen las intrusiones.

AGRADECIMIENTOS

Parte de este trabajo ha podido ser realizado gracias a la Beca Externa Posdoctoral otorgada por el CONICET a uno de los autores (RF) para efectuar tareas de investigación en la Univ. de Padova (Italia). También de la CICBA se ha recibido el apoyo para las tareas de campo y el permiso de trabajo a Italia mencionado. Se desea agradecer especialmente al Prof. Paolo Omenetto por todo el apoyo que uno de los autores recibió en Padova y por su intermedio al Servicio de Microsonda Electrónica y el Dip. di Mineralogia e Petrologia de la universidad citada. Asimismo se expresa el agradecimiento al Dr. Isidoro B. Schalamuk por la lectura y comentarios críticos del manuscrito de este trabajo.

REFERENCIAS

- CAMPBELL, F.A. y ETHIER, V.G., 1984. Nickel and cobalt in pyrrhotite from the Faro and Sullivan orebodies. *Canadian Min.*, Vol. 22:503-506.
- CORTELEZZI, C.R. y RABASSA, J., 1976. Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileufú. *VI Cong. Geol. Arg.*, 1:475-480.
- DALLA SALDA, L. H., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrencia en basamento. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXXVI (2):190-196.
- DALLA SALDA, L. H. y FRANZESE, J., 1985. Los granitoides de Tandil. *Prim. Jorn. Geol. Bonaerenses.*:845-861.
- DALLA SALDA, L. H., BOSSI, J. y CINGOLANI, C., 1988. The Rio de la Plata cratonic region of southwestern Gondwanaland. *Episodes*, II (4): 263-269.
- DI PAOLA, E. C. y MARCHESE, H. G., 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (provincia de Buenos Aires). *Rev. Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed.*, 5 (3-4):45-56.
- DRISTAS, J. A., 1983. Petrología de una metariolita en la sierra del Tigre, Tandilia. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXXVIII (2):192-200.
- DROOP, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe⁺³ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51:431-435.
- DURAZZO, A. y TAYLOR, L. A., 1982. Exsolution in the mss-pentlandite system: textural and genetic im-

- plications for Ni-sulfide ores. *Mineralium Deposita*, 17 (3):313-332.
- FLEISCHER, M., 1955. Minor elements in some sulfide minerals. *Econ.Geology*, Fiftieth Anniversary Volume 1905-1955. Part II:970-1024.
- HALLS, H. C., 1987. Mafic dyke swarms: introduction. Halls,H.C. y Fahring,W.F (Eds.). *Geol.Assoc. of Canada, Special Paper 34*:1-3.
- KRETSCHMAR, U. y SCOTT, S. D., 1976. Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can.Mineral.*, 14:364-386.
- LEMA, H. y CUCCHI, R., 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXXVI (1):103-104.
- LE MAITRE, R. W., 1984. A proposal by the IUGS Subcomision on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31:243-255.
- MACFARLANE, N. D. y MOSSMAN, D. J., 1981. The opaque minerals and economic geology of the Ne-meiben Ultramafic Complex, Saskatchewan, Canada. *Mineralium Deposita*, 16 (3):409-424.
- MOHR, P. A., 1987. Crustal contamination in mafic sheets: a Summary. En: Halls,H.C. y Fahring,W.F. (Eds.) Mafic dyke swarms. *Geol.Assoc. of Canada, Special Paper 34*:75-80.
- QUARTINO, B. J. y VILLAR FABRE, J. F., 1967. Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker (Provincia de Buenos Aires), a la luz del estudio de localidades críticas. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXII (3):223-251.
- RAMDOHR, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. Vol. I y II, 1200 pp.
- RAMOS, V. A., LEGUIZAMON, M. A., KAY, S. M. y TERUGGI, M. E., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil (provincia de Buenos Aires). *XI Cong.Geol.Arg.*, II:357-360.
- RAPELA, C. W., DALLA SALDA, L. H. y CINGOLANI, C. A., 1974. Un intrusivo básico ordovícico en la "Formación La Tinta" (Sierra de los Barrientos, provincia de Buenos Aires, Argentina). *Rev.Asoc.Geol.Arg.*, XXIX (3): 319-331.
- RONCONI, N., ECHEVESTE, H. J. y MARCHIONNI, D., 1991. Nuevas variedades de rocas ornamentales de la Provincia de Buenos Aires. *Situación Ambiental de la Prov. de Buenos Aires. A- Recursos y rasgos naturales en la evaluación ambiental. CIC*, año I (9), 28 pp.
- TERUGGI, M. E., 1951. Contribución a la petrología del partido de Tandil, el Cerro Noceti, Provincia de Buenos Aires. *Rev.Mus.Arg. Bernardino Rivadavia*, Geol., 3 (1):1-53.
- TERUGGI, M. E., 1962. Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil. *Prim.Jorn.Geol.Arg.An.*, 2:359-372.
- TERUGGI, M. E., KILMURRAY, J.O. y DALLA SALDA, L. H., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Soc.Cient.Arg.An.*, CXCIV (1-2):185-204.
- TERUGGI, M. E., KILMURRAY, J. O., RAPELA, C. W. y DALLA SALDA, L. H., 1974. Diques básicos de las Sierras de Tandil. *Rev.Asoc.Geol.Arg.*, XXIX (1): 41-60.
- TERUGGI, M. E. y KILMURRAY, J. O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: *Geología Regional Argentina*, Vol.II:919-965.
- TERUGGI, M. E., LEGUIZAMON, M. A. y RAMOS, V. A., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, Provincia de Buenos Aires. *Rev.Asoc.Geol.Arg.*, XLIII (3):366-374.
- UDUBAÇA, G., 1982. Rutile of postmagmatic mineral formation. En: Amstutz,G.C. et al. (Eds). Ore genesis. The state of the art. *Soc.Geol. Applied to Mineral Deposits.*, Spec. Publ. II:784-793.
- VILLAR, L. M., DONNARI, E. I., SEGAL, S. J. y PAGE, N., 1992. Platinoideos en la faja máfica-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza y en el gabro de Fiambalá, Catamarca, Argentina. En: M.K. de Brodtkorb e I.B. Schalamuk (Eds). *Publ.Inst.Rec.Minerales*, 2:475-489.
- VILLAR FABRE, J. F., 1954. Resumen geológico de la hoja 32q Sierras del Tandil. *Rev.Asoc.Geol.Arg.*, IX:109-130.