

Estudio preliminar sobre algunas rocas volcánicas y volcánico-sedimentarias de la provincia de Huelva

por F. GARCÍA PALOMERO,* J. SAAVEDRA,** A. GARCÍA SÁNCHEZ.** Con la colaboración de:
O. JIMÉNEZ DE BLAS ** y S. RODRÍGUEZ PÉREZ **

RESUMEN

Se ha realizado una primera clasificación de algunas rocas volcánicas del Norte de la provincia de Huelva, con base geológica. De acuerdo con ésta, se apuntan algunas posibilidades genéticas.

RÉSUMÉ

On a fait une première classification, du point de vue géologique, de quelques roches du Nord de la province de Huelva. On suggère certaines possibilités sur sa genèse.

Las rocas volcánicas asociadas al cinturón pirítico del SW ibérico, se presentan en afloramientos de dirección general E-O desde el extremo Oeste de la provincia de Sevilla hasta el Sur de Portugal. Su posición estratigráfica parece bien definida entre un grupo Cuarzo-Filítico de edad Devónica y el Culm principalmente pizarroso de edad Viseense superior; su edad sería, por tanto, Tournaisiense a Viseense Inferior (SCHERMERHORN, 1971).

Dentro del tramo volcánico de unos 800 m de potencia media en el área de Riotinto, se definen dos niveles bien diferenciados. El nivel inferior o "Complejo Básico" y el superior o "Complejo Ácido". Entre ambos niveles no existen términos intermedios ni discontinuidades estratigráficas; es más bien un predominio de rocas básicas dentro del Complejo Básico y un predominio total de rocas ácidas dentro del Complejo Ácido. Incluso se describen rocas básicas situadas encima del Complejo Ácido (BERNARD et SOLER, 1974).

En el área de Riotinto, el Complejo Básico está formado por rocas principalmente piroclásticas bien

estratificadas; intercaladas entre estas tobas encontramos lavas andesíticas de textura en ocasiones vesicular, aunque algunos autores han citado sillars doleríticos (RAMBAUD, 1969) y de diabasas (SCHERMERHORN, 1971). Tanto tobas como lavas aparecen muy transformadas y al microscopio es difícil hacer un estudio detallado de ellas. Las tobas están formadas por granos de plagioclasa y ferromagnesianos transformados a clorita.

Las lavas están formadas por grandes plagioclasas con textura de flujo, dentro de una matriz de ferromagnesianos cloritizados; entre los ferromagnesianos se han reconocido cristales de augita transformados en clorita. Dentro de las lavas son frecuentes las texturas vesiculares formadas por vesículas rellenas de cuarzo secundario y calcita; ocasionalmente toda la roca puede estar formada por vesículas de clorita fibrosa radiada.

Dentro del Complejo Básico son frecuentes los niveles de cineritas silíceas e incluso de coladas ácidas.

El Complejo Ácido forma un potente paquete de lavas compactas y autobrechadas con locales intercalaciones de brechas y productos piroclásticos de la misma composición mineralógica que las lavas.

Las emisiones ácidas comienzan al final del vulcanismo básico sin que exista una fuerte interrupción entre ambos. Únicamente están separados en ocasiones, por la deposición de lentejones pizarrosos de poca potencia, aunque en otras se pasa directamente de rocas básicas a las ácidas; pero tal como se ha descrito anteriormente, frecuentemente encontramos intercalaciones de rocas ácidas dentro del Complejo Básico.

Del estudio petrográfico se deduce que las rocas ácidas se sitúan entre las riolitas y las dacitas.

La abundancia de tobas básicas con intercalaciones de lavas andesíticas, nos inducen a pensar en un vulcanismo submarino de poca profundidad. Al mismo tiempo y debido a la estrecha relación entre las emi-

* Departamento de Geología, Minas de Río Tinto, Explosivos Río Tinto.

** Sección de Mineralogía del Centro de Edafología del C.S.I.C., y Departamento de Mineralogía de la Universidad de Salamanca.

siones básicas y las ácidas, pensamos en una asociación andesita-riolita-dacita.

La abundancia de tobas básicas asociadas a sus lavas andesíticas correspondientes y con posición estratigráfica siempre inferior a las rocas ácidas de Riotinto, nos indican que, sin lugar a dudas, el vulcanismo básico es anterior a las principales emisiones ácidas de la zona.

Las muestras fueron pulverizadas en molino de ágata, y analizadas por espectrofotometría de absorción atómica, fluorescencia de rayos X y colorimetría. Los valores analíticos obtenidos no son adecuados, en general, para el cálculo y aplicación de diagramas teóricos. En efecto, dada la edad de las rocas, son comunes las modificaciones (descomposición de minerales cálcicos dando calcita, paso de piroxenos a anfíboles, etcétera). De todas formas se pueden utilizar pues, en general, tales rocas volcánicas son ahora esquistos verdes a causa de un metamorfismo isoquímico, que supone únicamente la introducción de volátiles y un cambio puramente mineralógico. Por tanto, en todos

puramente volcánicas fueron clasificadas de acuerdo con el esquema de MIDDLEMOST (1972).

En el diagrama de LA ROCHE (1973), las rocas que no son puramente volcánicas (fig. 1), se distribuyen

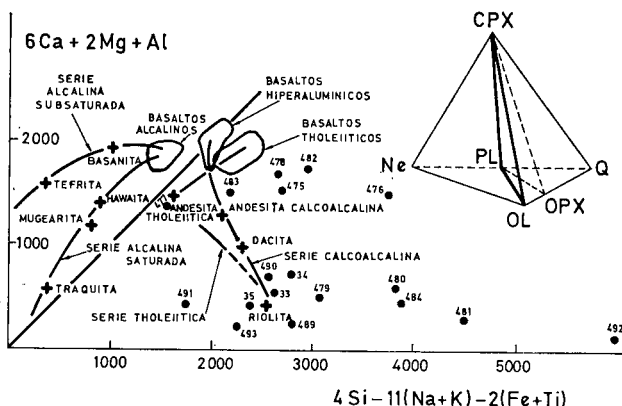


FIG. 1.— Representación de las muestras estudiadas en el diagrama de LA ROCHE y LETERRIER (1973). Símbolos químicos: milimoles de elemento por 100 g de roca. Corregido el contenido de volátiles.

	33	34	35	475	476	477	478	479	480	481	482	483	484	489	490	491	492	493	
	xx	xx	x	xxx	xxx	xxx	xxx	++	++	x	xxx	xxx	+	+	+	xx	x	x	
Elementos mayores y menores, %																			
SiO ₂	66.50	68.09	78.60	51.64	60.10	54.01	51.51	71.32	77.16	80.03	48.31	52.60	70.54	77.62	73.70	68.80	93.13	75.28	
Al ₂ O ₃	16.50	16.80	10.30	14.63	11.43	14.89	15.83	13.72	10.71	12.50	12.10	15.50	13.70	12.69	12.29	16.11	1.33	12.70	
Fe ₂ O ₃	2.10	2.00	1.22	11.15	8.03	9.04	8.65	3.58	2.63	0.76	4.02	8.13	3.64	1.08	2.20	2.16	1.03	1.58	
TiO ₂	0.12	0.14	0.16	1.50	1.45	1.50	1.40	0.40	0.10	0.10	1.60	1.12	0.48	0.06	0.14	0.10	0.05	0.13	
P ₂ O ₅	0.08	0.09	-	0.12	0.14	0.12	0.12	0.13	-	0.03	0.57	0.06	0.04	-	-	0.07	-	-	
MnO	0.03	0.04	0.04	0.17	0.14	0.20	0.15	0.09	0.09	0.01	0.15	0.17	0.04	0.03	0.04	0.03	0.02	0.06	
MgO	2.99	2.06	0.70	6.30	4.30	6.23	6.31	1.95	0.89	0.28	6.80	6.80	3.99	0.09	0.08	0.98	0.42	0.16	
CaO	0.77	3.17	1.80	8.46	9.70	6.58	10.38	1.80	3.40	0.48	9.19	8.00	0.77	0.32	4.20	0.55	1.04	0.51	
Na ₂ O	1.85	3.20	4.85	1.55	0.32	4.78	1.63	3.65	3.20	0.37	1.50	2.95	0.62	4.38	5.03	3.90	0.25	2.05	
K ₂ O	4.82	2.50	0.38	0.25	0.25	0.32	0.42	1.33	0.39	3.10	0.58	0.42	2.40	3.40	2.25	4.08	0.32	6.40	
V61.	3.80	2.38	1.76	4.49	3.74	2.98	3.85	2.51	1.28	2.27	15.54	4.60	3.45	0.51	0.27	1.72	0.63	0.65	
Elementos trazas, ppm																			
Rb	260	175	261	<10	<10	<10	<10	80	<10	150	12	<10	100	80	250	230	<10	160	
Be	23.4	5.9	7.9	6.9	8.4	1.9	7.9	13.4	-	5.9	2.9	5.4	14.9	3.3	3.9	4.3	5	5.2	
Sr	80	130	83	60	125	135	130	140	280	20	250	130	50	45	80	40	30	75	
Ba	480	440	480	<25	<25	<25	<25	280	80	370	<25	25	510	1000	560	500	<25	780	
Y	45	45	45	27	30	30	28	50	<10	55	30	<10	<10	40	37	28	<10	32	
Zr	165	170	168	150	140	165	145	250	180	90	148	90	250	150	135	160	<25	115	
Cr	<10	<10	<10	80	65	80	160	<10	10	10	150	110	<10	25	10	30	<10	10	
Ni	10	<10	<10	28	25	26	26	<10	<10	11	115	20	<10	<10	10	10	<10	<10	
Co	<10	25	<10	110	53	54	85	26	15	15	120	28	<10	20	17	<10	<10	<10	
Cu	<10	<10	<10	15	21	25	24	25	25	<10	28	20	<10	150	50	<10	<10	<10	
Zn	57	56	58	95	75	90	92	75	52	50	95	75	85	34	46	60	20	30	
Ga	<20	20	<20	<20	<20	<20	25	<20	<20	20	<20	25	<20	20	<20	40	<20	<20	
Razones interelementales																			
K/Rb	140	160	12	>200	>200	>250	>330	135	>300	164	450	>330	195	340	360	143	>260	320	

Tabla 1.- Composición química. x: Riolita. xx: Dacita. xxx: Andesita subaluminica (icelandita). +: Cinerita. ++: Brecha piroclástica.

los diagramas que emplean elemento mayores se ha hecho la corrección correspondiente a suponer que, en la roca original, H₂O y CO₂ = O (MIYASHIRO, 1958; HASHIMOTO y FUJIMOTO, 1962). Esta modificación no es totalmente satisfactoria, pero suele ser válida sobre todo si el contenido en volátiles no es muy fuerte, como en este caso, y si se ha efectuado previamente un control microscópico. Los resultados analíticos están indicados en la tabla 1. Las rocas

entre los térmicos más ácidos, por lo que la participación ígnea es claramente dominante. En el diagrama de la figura 2 para rocas ácidas se observa cómo existe una estrecha relación inversa entre los parámetros K/Rb y Rb (incremento más acusado de Rb que de K) solamente en los miembros volcánicos, mientras que las cineritas y brechas piroclásticas, se desvían notablemente del comportamiento de las rocas magmáticas. Los restantes elementos en trazas se distribu-

yen más o menos irregularmente, según el proceso particular que ha actuado en cada caso, y que ha con-
ducido a acumulaciones selectivas y ocasionales (inter-
vención de fenómenos distintos de los puramente en-

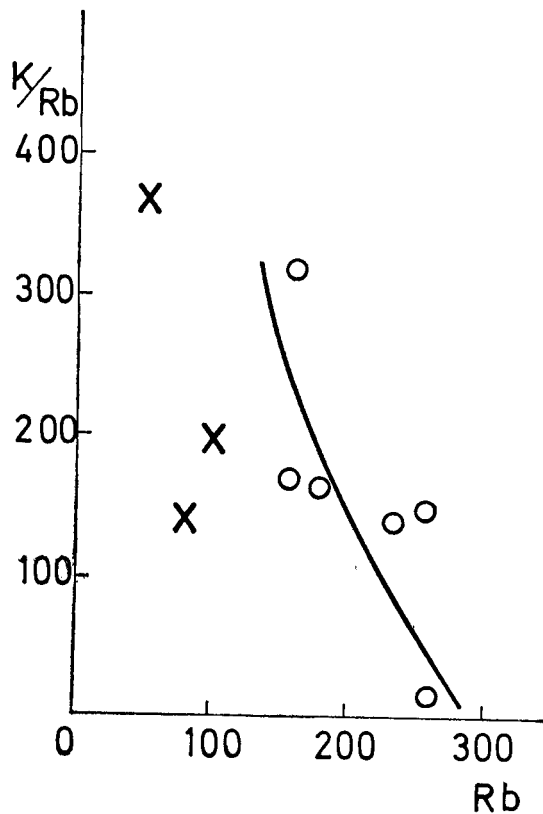


Fig. 2. — Variación K/Rb-Rb. Cineritas y brechas piroclásticas, cruces. Rocas volcánicas, círculos. K expresado en % de elemento en 100 g de roca. Rb en ppm.

dógenos). Son los elementos en trazas los que sepa-
ran verdaderamente las rocas magmáticas puras de
las híbridas.

Las relaciones K/Rb y contenido en Rb, Sr y Zr,
comparados con los datos de la bibliografía (BELL y
DOYLE, 1971; ENGEL y cols., 1975) indican que existe
una afinidad con rocas alcalinas o tholeíticas conti-
nentalas y no con las oceánicas. La baja relación
Ni/Co en las rocas más básicas, así como las canti-
dades de los elementos pertenecientes a la misma
serie de transición de ambos están de acuerdo con su
naturaleza andesítica, en sentido amplio (TAYLOR y
cols., 1969 a y b); estos elementos se estabilizan en
coordinación octaédrica de acuerdo con la teoría del
campo cristalino (BURNS y FYFE, 1964), y dado que
existen abundantes espacios octaédricos en minerales
comunes en las rocas aludidas, dichos elementos se
concentrarán en tales huecos. Éste es el motivo por el
que un magma, tal y como el que aquí se presenta, de
naturaleza intermedia, puede contener concentraciones
apreciables de elementos retenidos previamente en

minerales (olivinos, principalmente) típicos de térmi-
nos mucho más básicos. Se aprecia nitidamente cómo
disminuyen con claridad los contenidos en Cr, Co, Cu
y Mn al pasar a términos ácidos, pobres en minerales
con espacios con coordinación octaédrica; en el caso
del Zn, elemento no estabilizado por los ligandos, esta
disminución es poco acusada.

El Ni muestra una tendencia a acumularse más de
lo normal en las rocas francamente ácidas, debido sin
duda a la mayor afinidad por el azufre e incorporarse
a los sulfuros. Al evolucionar las rocas hacia términos
más ácidos, el medio se hace menos oxidante ($4 \cdot \text{OH}^-$
 $\rightarrow 2\text{H}_2\text{O} + 4\text{e}^-$) y se estabiliza el ión S^{2-} .

De acuerdo con las consideraciones de JAKES y
GILL (1970), pueden diferenciarse químicamente las
series tholeíticas de las calcoalcalinas en arcos de
islas. Según los datos de la tabla 1, los contenidos en
Rb, Sr, Ba, Ni y Cr corresponden indudablemente
a la serie tholeítica y no a la calcoalcalina, por lo
que hay coincidencia con la señalado antes, carácter
andesítico, no oceánico y evolución en sentido tholeíti-
co (fig. 1).

La aplicación de los diagramas y parámetros comu-
nes (KUNO, 1966; SUGIMURA, 1960; MACDONALD y
KATSURA, 1964; HATHERTON y DICKINSON, 1969)
conducen al mismo resultado: afinidades tholeíticas
y escasa profundidad del centro de la zona sísmica de
BENIOFF (próxima al extremo inferior en todas las
gráficas de parámetros químicos frente a profun-
didad).

El comportamiento geoquímico del itrio también
conduce a descartar una suite intraoceánica en favor
de tipos continentalas no asociados a tectónica de ten-
siones, de acuerdo con las sugerencias de LAMBERT y
HOLLAND (1974) (fig. 3). Según estos autores, de la

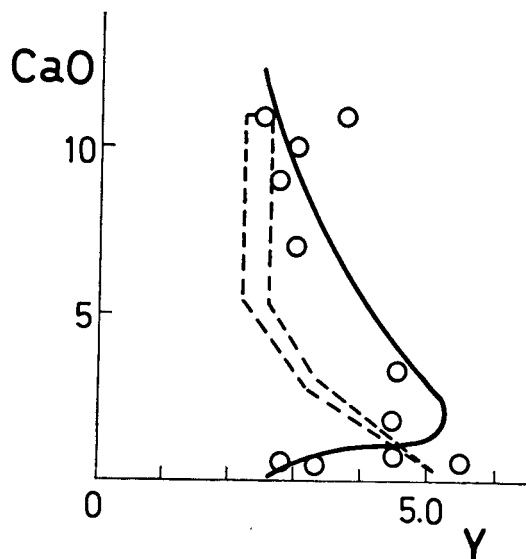


Fig. 3. — Caracterización de la tendencia tipo J con relación a la serie calcoalcalina estándar (en trazos discontinuos), aplicada a las rocas aquí estudiadas. CaO, en %, Y en ppm.

tendencia calcoalcalina normal, usada como referencia, puede diferenciarse una tendencia hornbléndica, con las características antes señaladas, denominada tipo J, que se identifica por curvarse ésta hacia la izquierda (diagrama CaO-Y), como la letra J. Esto traduce la importancia cuantitativa de los minerales más acumuladores de Y (hornblenda, granate, ortopiroxeno, apatito, esfena, circón y minerales potásicos o sódicos distintos de las plagioclasas), subordinados frente a los menos acumuladores (plagioclasa, augita y calcita).

BIBLIOGRAFÍA

- BELL, K. y DOYLE, R. J. (1971): K-Rb relationships in some Continental Alkalic Rocks associated with the East African Rift Valley System. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 903-916.
- BERNARD, A. y SOLER, E. (1974): Aperçu sur la province pyritense sud-Ibérique Centenaire de la Société Géologique de Belgique. Gisements stratiformes et provinces Cuprifères. Lieja, 1974, 287-315.
- BURNS, R. y FYRE, W. S. (1964): Site preference energy and selective uptake of transition-metal ions from a magma. *Science*, 144, 1.001-1.003.
- ENGEL, A. E. J., ENGEL, C. G. y HAVENS, R. G. (1965): Chemical Characteristic of Oceanic Basalts and the Upper Mantle. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 719-734.
- HASHIMOTO, M. y FUGIMOTO, N. (1962): The konoba Metamorphic Rocks, Kyushu. *Bull. Nat. Sci. Museum, Tokio*, 6, 17-36.
- HATHERTON, T. y DICKINSON, W. R. (1969): The relationship between andesitic volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles and other island arcs. *J. Geophys. Res., U.S.A.*, 74, 5.301-5.309.
- JAKES, P. y GILL, J. (1970): Rare Earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 9, 17-28.
- KUNO, H. (1966): Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol. Ital.*, 29, 195-222.
- LA ROCHE, H. DE, y LETERNIER, J. (1973): Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, sér. D, 3.115-3.118.
- LAMBERT, R. ST. J. y HOLLAND, J. G. (1974): Yttrium geochemistry applied to petrogenesis utilizing calcium-yttrium relationships in minerals and rocks. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 38, 1.393-1.414.
- MAC DONALD, G. A. y KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol. G. M.*, 5, 82-133.
- MIDDLEMOST, E. A. K. (1972): A simple classification of volcanic rocks. *Bull. Volcanol.*, 36, 382-397.
- MIYASHIRO, A. (1958): Regional metamorphism of the Gosaio-Takamuki District in the Central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Univ. Tokio*, 2, 219-272.
- RAMBAUD, F. (1969): El Sinclinal Carbonífero de Río Tinto (Huelva) y sus mineralizaciones asociadas. *Mem. I.G.M.*, tomo LXXI.
- SCHERMERHORN, L. (1971): An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. y Min.* Tomo LXXXII-III-IV, 239-268.
- SUGIMURA, A. (1960): Zonal arrangement of some geophysical and petrological features in Japan and its environs. *J. Fac. Sci. Univ. Tokio*, Sect. 2, 12, 133-153.
- TAYLOR, S. R., CAPP, A. C., GRAHAM, A. L. y BLAKE, D. H. (1969a): Trace element abundance in andesites. II. Siapan, Bougainville and Fiji. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 23, 1-26.
- TAYLOR, S. R., KAYE, M., WHITE, A. J. R., DUNCAN, A. R. y EWART, A. (1969b): Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 33, 275-286.

Recibido para su publicación: 7 febrero 1975.