

EL VOLCANISMO ALCALINO PRE-HERCINICO DEL SINCLINAL DE ALMADEN

B. Sáinz de Baranda* y R. Lunar Hernández*

ABSTRACT

In the Almadén region an important volcanic activity of Devonian age took place. It began in the Emsian in the central part of the syncline, and was developed in several consecutive episodes along the Frasnian.

Intense postmagmatic deuteric or hydrothermal processes have generated a low-temperature mineralogical assemblage resembling the spilite-keratophyre association. Hence, the volcanism in the Almadén region is characterized, using minor and trace elements considered to be immobile (Ti, Zr, Y, Nb and partly, P and Ga).

We conclude the existence of a mildly alkaline primitive magma, place below an oceanic or transitional crust in a within-plate setting; later differentiation may have taken place by fractional crystallization.

Key words: *pre-hercynian alkali volcanism, Almadén sincline.*

RESUMEN

En el área de Almadén tiene lugar una importante actividad volcánica en el Devónico, que comienza en el Emsiense en la parte central del sinclinal, y se desarrolla en varios ciclos consecutivos durante todo el Frasnense.

Este volcanismo ha sido afectado por intensos procesos de alteración post-magmática, de tipo deutérico e hidrotermal, que han originado una paragénesis de baja temperatura, asimilable a la asociación espilita-keratófido. Por esta razón, para su caracterización, se han utilizado los elementos menores y traza considerados como inmóviles (Ti, Zr, Y, Nb y en parte, P y Ga).

De este estudio se deduce la existencia de un magma original moderadamente alcalino, situado bajo una corteza oceánica o transicional, en una región intraplaca, que evoluciona mediante un proceso probable de diferenciación por cristalización fraccionada.

Palabras clave: *volcanismo alcalino pre-hercínico, sinclinal de Almadén.*

Introducción

El sinclinal de Almadén, localizado en el extremo SW de la provincia de Ciudad Real, se sitúa en el Sector Meridional de la Zona Centro-ibérica (Julivert *et al.*, 1972), y se caracteriza por una sucesión de materiales sedimentarios detríticos que comienza en el Ordovícico y culmina en el límite Devónico-Carbonífero (fig. 1). Entre los sedimentos aparecen intercalados niveles de materiales volcánicos que alcanzan un desarrollo progresivo, especialmente importante en el Silúrico y Devónico. Este volcanismo pre-hercínico presenta un gran interés, especialmente económico-minero, al estar estrechamente vinculado a mineraliza-

ciones de mercurio (Hernández, 1984) y de otras sustancias de interés como Zn, Pb, Cu, As, Sb, Ag y Au (Sainz de Baranda, 1989).

La geología del área de Almadén ha sido estudiada desde antiguo por diversos autores, destacando los trabajos con carácter general de Prado (1855), Ciry (1936), Almela *et al.* (1962), Saupe (1973), Lauret (1974), Blanchere (1978) y García Sansegundo *et al.* (1987a y b), así como los estudios más concretos de Soldevila (1983), Verges (1983), Pardo y García Alcalde (1984), Hernández (1984) y Aller *et al.* (1986).

En este trabajo previo se realiza la caracterización del volcanismo pre-hercínico en el Sinclinal, basado

* Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.



Fig. 1.—Mapa geológico del sector meridional de la Zona Centroibérica, según Julivert *et al.* (1983).

fundamentalmente en el estudio petrográfico y geoquímico de las rocas volcánicas y subvolcánicas del Devónico en este área.

Marco geológico

Los materiales paleozoicos que afloran en el sinclinal, discordantes sobre un substrato precámbrico esquistoso-grauváquico, están constituidos por sedimentos de plataforma poco profunda, fundamentalmente detríticos, con frecuentes intercalaciones volcánicas en el Silúrico y Devónico Inferior, que alcanzan un gran desarrollo en el Frasnense Superior (figs. 2 y 3).

La sedimentación comienza en el Ordovícico con unas alternancias de areniscas, pizarras y limolitas (García Sansegundo *et al.*, 1987a y b), donde destacan dos importantes niveles cuarcíticos: la Cuarcita Armórica (Arenig) y la Cuarcita de Canteras (Caradoc). El único nivel carbonatado destacable por su continuidad aparece en el Ashgillense (Caliza Urbana, Tamain, 1972).

El Silúrico comienza con la Cuarcita de Criadero (Almela *et al.*, 1962), sobre la que aparecen los primeros afloramientos volcánicos de importancia (lavas basálticas, brechas y tobas básicas) intercalados en pizarras, areniscas y cuarcitas. Por encima en la serie

se sitúa la Cuarcita de Las Cuevas, que podría marcar el límite Silúrico-Devónico.

En el Devónico se distinguen dos grandes Grupos (Pardo y García Alcalde, 1984): el Grupo Inferior Detrítico y el Grupo Superior Volcánico. El primero, fundamentalmente detrítico, pero con algunas intercalaciones volcánicas, comprende desde el límite Silúrico-Devónico hasta el comienzo del Frasnense Superior, existiendo una importante laguna estratigráfica en todo el Devónico Medio. El Grupo Superior Volcánico está constituido por depósitos de lavas y materiales volcánicos piroclásticos, con algunas intercalaciones detríticas y de arrecifes calcáreos, muy fosilíferos, que han permitido datar el Grupo en el Frasnense Superior (Pardo y García Alcalde, 1984).

Todos estos materiales aparecen afectados por la Orogenia Hercínica, existiendo evidencias de dos fases sucesivas de deformación, que ocasionan en el Sector Meridional de la Zona, grandes pliegues alargados, muy digitados en sus terminaciones periclinales, de dirección NW-SE, asociados a domos y cubetas (Julivert *et al.*, 1983). Durante la Orogenia se desarrolla un metamorfismo regional de muy bajo grado, comprendido en los campos de la diagénesis-anquizona (Saupe, *et al.*, 1977, y Blanchere, 1978).

A finales de la Orogenia se desarrolla una etapa de fracturación importante, con direcciones predominantes

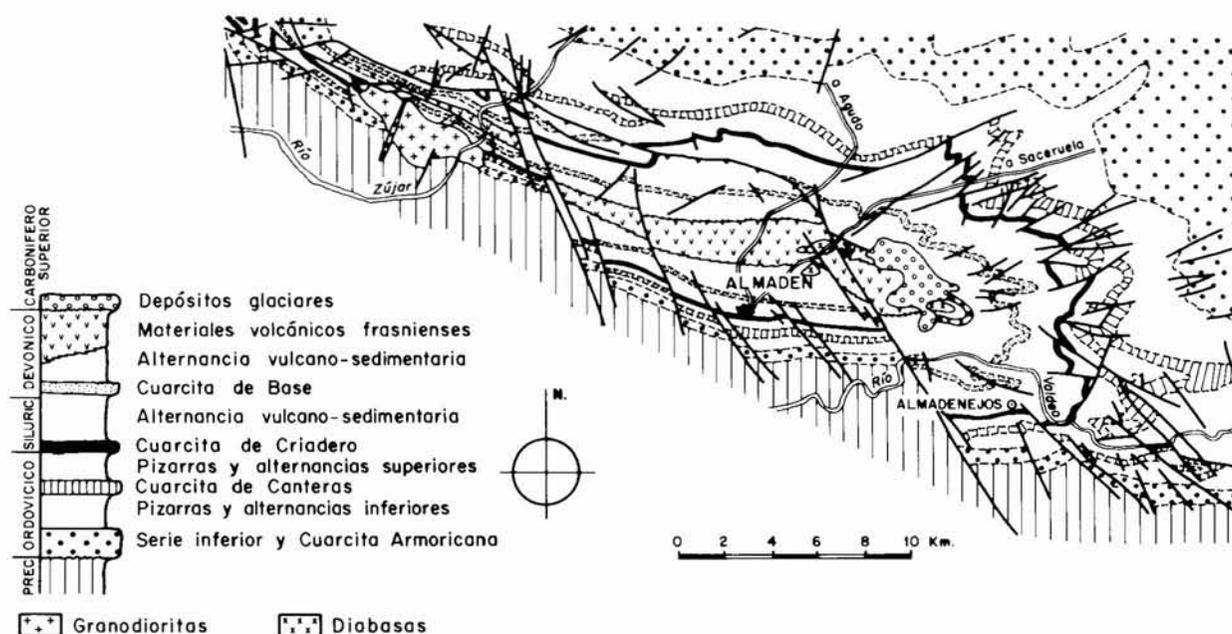


Fig. 2.—Esquema geológico simplificado del sinclinal de Almadén y área de estudio (recuadro), basado en Aller *et al.* (1986) y Verges (1983).

a escala regional $N 30^{\circ}-40^{\circ} E$ y $N 110^{\circ}-120^{\circ} E$ (Julivert *et al.*, 1983). Este período distensivo favorece la intrusión de cuerpos granodioríticos, entre los que destacan, por su situación próxima al sinclinal de Almadén, los stocks de Garlitos, Fontanosas y Santa Eufemia (fig. 1).

Caracterización del volcanismo devónico

El estudio de los materiales volcánicos pre-hercínicos en el sinclinal de Almadén ha sido realizado por diversos autores, sin llegar a una caracterización e interpretación precisa de los procesos volcánicos.

D. Casiano de Prado, en 1855, observó la existencia de materiales volcánicos y subvolcánicos en este área, realizando una primera clasificación. Sin embargo, no es hasta 1973 cuando se realiza un estudio sistemático de los procesos y materiales volcánicos, llevado a cabo por Saupe, quien establece una clasificación de estos materiales en rocas interestratificadas (basaltos y doleritas) y rocas piroclásticas (tobas y brechas). Realiza, además, los primeros análisis químicos globales en estas rocas para elementos mayores. Posteriormente, Verges (1983) realiza una cartografía detallada de los afloramientos volcánicos del Devónico en la parte central y oriental del sinclinal, distinguiendo ya entre conos y chimeneas volcánicas.

Este estudio preliminar ha sido realizado, exclusivamente, en materiales devónicos, y fundamentalmente en los situados en la parte central del sinclinal (fig.

2). Los materiales volcánicos más antiguos que se han observado corresponden a un cono volcánico intercalado entre sedimentos de edad Emsiense, que afloran junto a la carretera de Almadén a Agudo, en el km. 6, aproximadamente, y constituido por depósitos piroclásticos en la base, sobre los que se sitúan coladas de lavas basálticas muy vacuolares, con algunas intercalaciones de tobas finas.

El siguiente período de actividad volcánica tiene lugar en el límite Emsiense Superior-Frasniense Inferior, ocasionando depósitos de lavas más diferenciadas (traquíticas), con intercalaciones de tobas básicas soldadas y basaltos. Estos materiales se han observado en los afloramientos situados junto a la carretera de Almadén-Sacruela, entre el km. 4 y 4,5, y en los testigos de los sondeos realizados en este área, donde se sitúan las antiguas labores mineras de La Fidela (Zn-Pb-Cu). Un episodio volcánico similar se ha observado, ya claramente de edad Frasnense Inferior, entre los kilómetros 5 y 6 de la carretera Almadén-Agudo.

Sobre todos estos materiales aparecen unos sills diabásicos subconcordantes a la estratificación, que en ocasiones originan una brecha intrusiva y fenómenos de metamorfismo térmico en el encajante.

Durante el Frasnense Superior tiene lugar una importante actividad volcánica (fig. 3), que origina un cono complejo, de unos 600 metros de potencia, constituido por sucesivos aportes de material volcánico en distintos ciclos eruptivos, separados por períodos de erosión y/o sedimentación. El primer ciclo comienza con una etapa de fuerte explosividad, que deposita

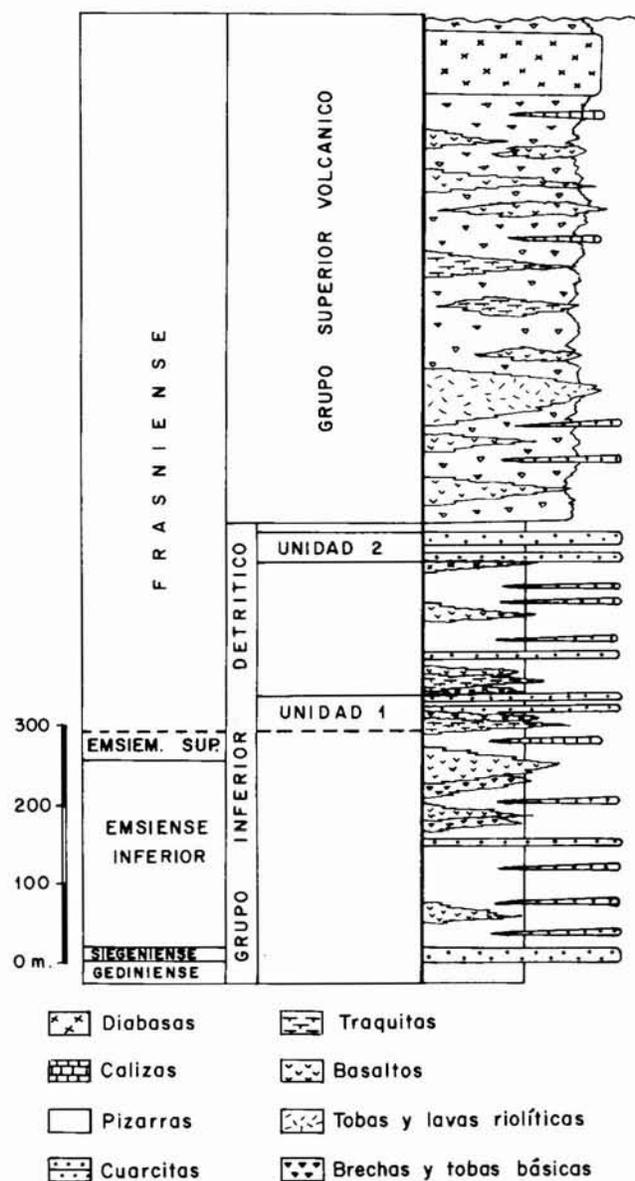


Fig. 3.—Columna estratigráfica del Devónico en el flanco Norte del sinclinal de Almadén, zona central, en parte basado en Pardo y García Alcalde (1984).

brechas poligénicas y tobas básicas, continuando alternativamente con períodos de emisión de coladas basálticas y períodos de fuerte explosividad que originan depósitos de tobas de ceniza y lapilli. Cada ciclo suele culminar con la emisión de material ácido (riolitas, cineritas, chert). En los últimos ciclos aparecen ya lavas más diferenciadas (traquíticas), que pueden constituir importantes afloramientos, como los observados en la terminación periclinal occidental, junto al stock de Garlitos.

Finalmente, en el núcleo del sinclinal aparecen

potentes sills y un cuerpo subvolcánico, alargado y subparalelo a la estratificación, que evidencian la última actividad ígnea pre-hercínica.

Clasificación

En base a criterios texturales y composicionales, se propone la siguiente clasificación de los materiales ígneos alcalinos del área de Almadén:

A) Rocas volcánicas.

A1. Masivas.

Basaltos olivínicos.
Basaltos olivínicos piroxénicos.
Traquibasaltos.
Traquitas.
Riolitas.

A2. Fragmentarias.

Brechas.
Tobas de lapilli.
Tobas de ceniza.

B) Rocas subvolcánicas.

B1. Diabasas olivínicas.
B2. Diabasas s.s.
B3. Cuarzo-diabasas.

Las rocas volcánicas aparecen en coladas de lava y depósitos piroclásticos, constituyendo conos de mayor o menor complejidad. Las lavas se caracterizan por tener una textura hipocristalina porfídica, frecuentemente con texturas direccionales por orientación de los microlitos de feldespato. Siguiendo criterios mineralógicos y composicionales se han distinguido (fig. 4):

Basaltos olivínicos. Con olivino como único fenocristal presente, muy abundante y alterado a serpentina, cloritas y carbonatos (fig. 5). La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa con texturas de flujo, junto con cristales corroídos de ilmenita, englobados en un agregado microcristalino de cloritas, carbonatos y óxidos de hierro. Estos basaltos suelen ser muy amigdaloides, con vacuolas rellenas por minerales deutéricos (carbonatos, cuarzo, zeolitas, cloritas...).

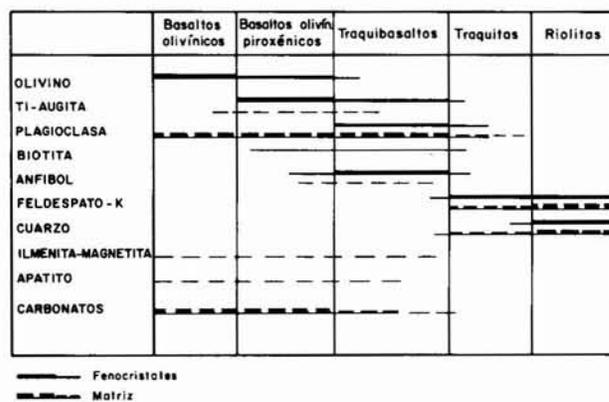


Fig. 4.—Composición mineralógica de las rocas volcánicas masivas del área estudiada.

Basaltos olivínicos piroxénicos. Más frecuentes que los anteriores, se caracterizan por la presencia de fenocristales de olivino y clinopiroxeno, en ocasiones junto con biotita y anfíbol subordinados. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, opacos, clinopiroxeno, ferrodolomita y óxidos de hierro. Se aprecia, a menudo, una gradación desde las texturas típicamente volcánicas a las subvolcánicas (holocristalinas), por una desaparición progresiva de fenocristales y vidrio, y un aumento en el tamaño de los microlitos de la matriz.

Traquibasaltos. Son los términos más escasos de la serie, encontrándose, textural y composicionalmente, más cerca de los basaltos olivínicos piroxénicos. Presentan fenocristales de clinopiroxeno (término próximo a titano-augita) y plagioclasa, junto con anfíbol y biotita intersticiales.

Traquitas. Son rocas relativamente abundantes en el sinclinal de Almadén. Están constituidas por fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa albitica (An 7), relictos de ferromagnesianos alterados que podrían corresponder a un anfíbol riebeckítico (García Sansegundo *et al.*, 1987a) y también algunos fenocristales de cuarzo. La matriz está constituida por microlitos de feldespato alcalino-albita (perfitas).

Riolitas. Sólo se han identificado en el Frasnense Superior, asociadas a depósitos de cenizas ácidas laminadas, dando lugar a potentes afloramientos. Están constituidas por cristales de cuarzo muy corroídos, junto con relictos de probable feldespato potásico, completamente alterados a sericita, todo ello en una matriz de cuarzo microcristalino y sericita.

Las rocas volcánicas fragmentarias se han clasificado en función del tamaño de los fragmentos líticos, en brechas (mayores a 32 mm.), tobas de lapilli (4-32 mm.) y tobas de ceniza (menor de 4 mm.). En las rocas piroclásticas básicas, los fragmentos más comunes corresponden a lavas vacuolares, vítreas (escorias), cementados por carbonatos, cloritas, y óxidos de hierro. Es frecuente encontrar en muchas tobas de lapilli una deformación plástica de intensidad variable, con un apreciable grado de compactación y soldado de los fragmentos líticos.

En las más ácidas, los fragmentos están constituidos por chert y traquitas, junto con esquirlas de cuarzo, feldespato alcalino sericitizado, zircón y turmalina, en una matriz de sericita y sílice microcristalina; presentan frecuentes texturas laminadas, con gradación decreciente en el tamaño de los fragmentos. Aparecen asociadas a las riolitas en el Frasnense superior.

Las rocas subvolcánicas del área de Almadén aparecen intercaladas en las series devónicas en forma de sills, produciendo en ocasiones una brecha intrusiva y un metamorfismo débil de contacto en el encajante. La potencia de los sills varía entre 2 y 30 metros, si bien se ha identificado, en el núcleo del sinclinal, un sill de unos 90 metros de potencia y un cuerpo subvolcánico, alargado, de unas dimensiones aproximadas de 400×1.200 metros.

Estas rocas son siempre holocristalinas, variando el tamaño de grano entre unos milímetros (facies de borde y pequeños sills) hasta los 2-3 centímetros. Presentan texturas ofíticas a subofíticas, y excepcionalmente porfídicas a porfídico-seriadas. Composicionalmente, presentan siempre plagioclasa más o menos albitizada y titano-augita, como componentes fundamentales, bien como únicos constituyentes esenciales (diabasas s.s.), bien con olivino en grandes cristales (diabasas olivínicas), o bien, con feldespato potásico en crecimientos gráficos con cuarzo (cuarzo-diabasas). Como componentes accesorios primarios, aparecen anfíboles, biotita, ilmenita, apatito, etc. (fig. 5).

En estas rocas subvolcánicas se han identificado dos etapas de cristalización magmática, seguida de una etapa de alteración post-magmática relativamente intensa (fig. 5). Los minerales de segunda etapa pueden cristalizar, bien directamente a partir del líquido residual alcalino, o bien, por reacción de este líquido con los minerales de primera etapa.



Fig. 5.—Esquema de distribución mineral en los estadios de cristalización y alteración de las rocas diabásicas estudiadas.

Procesos de alteración

Todas las rocas estudiadas aparecen afectadas, con variable intensidad, por distintos procesos de alteración, bien de tipo deutérico (autometasomático), a partir de líquidos residuales magmáticos, bien de tipo hidrotermal (producidos por aguas submarinas infiltracionales), o ambos. Estos procesos afectan, fundamentalmente, a las rocas volcánicas, que siempre presentan una fuerte carbonatación. Los fenómenos de alteración post-magmática observados (fig. 6) son los siguientes:

- Serpentinización del olivino.
- Cloritización del olivino, piroxenos, anfíboles, biotita y vidrio volcánico.
- Saussuritización y albitización de las plagioclasas.
- Sericitización del feldespato potásico y plagioclasa.
- Carbonatación generalizada.

Como consecuencia de esta alteración se forma una paragénesis mineral de baja temperatura, típicamente «espilitica» en las rocas más básicas, y «cuarzo-keratofídica» en las más diferenciadas, muy similar a la definida por Juteau y Rocci (1974) en Europa Occidental, y denominada por estos autores «Asociación espilita-keratofido de tipo hercínico»; en una de las áreas estudiadas (Lahn-Dill, en el Macizo Esquistoso Renano), las formaciones volcánicas presentan una gran analogía con las de Almadén, al estar constituidas por lavas y «pillows» espiliticas, keratofidos traquíticos, brechas y cineritas, incluidas en las series sedimentarias detríticas del Devónico Medio, y asociadas a sills diabásicos.

Geoquímica

Se han analizado muestras representativas del área de estudio, con diferentes grados de alteración (Tabla 1). Los métodos analíticos utilizados han sido: espectrometría de fluorescencia de rayos X (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MgO, CaO, MnO, Fe total, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Y, Nb y Zr), espectrometría de absorción

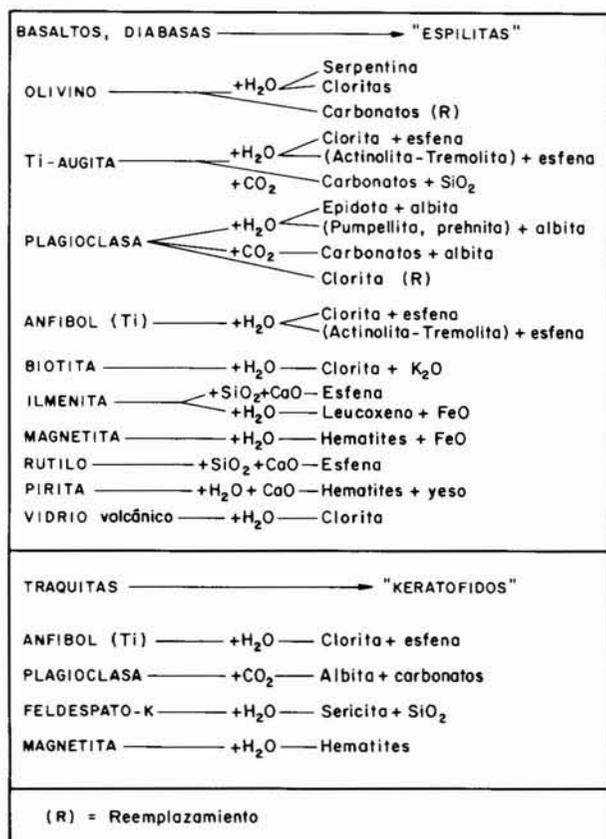


Fig. 6.—Esquema de los procesos de alteración en las rocas volcánicas masivas y subvolcánicas del sinclinal de Almadén.

atómica (Ga), valoración con permanganato potásico (FeO), Espectrofotometría de emisión (Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Sb y Ba) y calentamiento hasta 1000°C (pérdida al fuego global). Como consecuencia de estos procesos de alteración, los contenidos en elementos mayores se van a ver fuertemente afectados, como puede observarse en la tabla 1, existiendo una movilización importante de elementos como Si, Al, Fe, Ca, K, Na y volátiles. Los procesos de carbonatación originan en la roca un aumento fuerte en el contenido de Ca y CO₂, y moderado en MnO (ankerización), con el consecuente descenso relativo de SiO₂ y Al₂O₃ (especialmente en las muestras 1, 3, 4 y 9). Queda patente en la tabla 1 que elementos muy móviles, como Na, K y Fe total experimentan fuertes fluctuaciones, mientras que el TiO₂, MgO y P₂O₅ apenas son movilizados.

Esta fuerte variación en el contenido de elementos mayores influye notablemente en los valores de la norma C.I.P.W., que resulta muy poco significativa (Tabla 1), especialmente si tenemos en cuenta que parte del CaO, FeO, MnO y MgO se encuentran combinados con el CO₂ en forma de carbonatos, posiblemente ajenos a la composición original del

magma. Ello ocasiona que las rocas más carbonatadas presenten altos contenidos en anortita, wollastonita, e incluso ortosilicato cálcico (muestra 3), con deficiencia en sílice (leucita, nefelina), mientras que basaltos menos alterados son cuarzo-normativos (muestras 2 y 4).

Por ello, se han utilizado los elementos menores y traza (Ti, P, Zr, Y, Nb y Ga) considerados como inmóviles durante los procesos de alteración (Cann, 1970, etc.) para caracterizar el vulcanismo del área de Almadén.

En primer lugar, se ha representado la relación entre todos los elementos analizados respecto al Zr, por ser éste el elemento traza inmóvil más incompatible (figs. 7 y 8). Se observa ya a primera vista una buena correlación con otros elementos inmóviles, especialmente con Y y Nb, cuyos contenidos aumentan linealmente con el grado de diferenciación de la roca. Los elementos compatibles (Cu, Co, Ni, V, Cr) también se ajustan a una buena correlación lineal, por lo que suponemos una baja movilidad de estos elementos durante la alteración. Por el contrario, en los elementos mayores y menores se observa una mayor dispersión de los puntos, como consecuencia de los procesos de

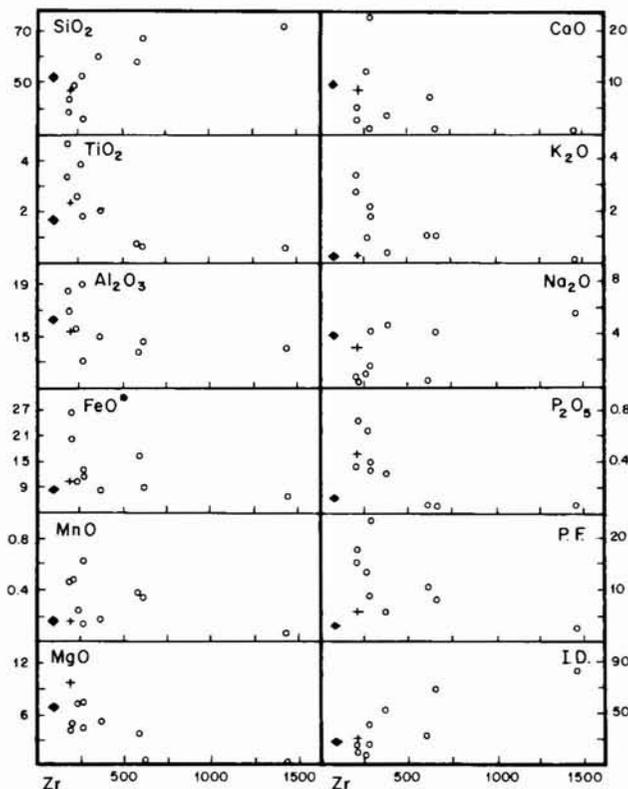


Fig. 7.—Diagrama de variación de los elementos mayores y menores respecto al Zr en las rocas volcánicas y subvolcánicas del sinclinal de Almadén. Círculos: rocas volcánicas; cruz: diabasa s.s.; rombo: cuarzo-diabasa.

Tabla 1.—Composición química y norma CIPW de las rocas volcánicas y subvolcánicas del área de Almadén

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	36,22	47,70	28,36	41,97	30,20	44,90	49,24	55,00	49,80	61,60	68,50
TiO ₂	2,70	3,48	1,46	2,17	3,75	2,10	1,55	1,90	0,55	0,60	0,63
Al ₂ O ₃	13,87	17,50	10,30	13,31	14,62	14,27	15,36	13,86	12,03	13,48	13,64
Fe ₂ O ₃	1,13	0,36	3,00	1,30	1,78	1,14	1,90	1,60	1,47	1,00	7,26
FeO	15,41	11,70	6,55	8,12	19,90	7,98	6,27	6,55	13,12	7,29	0,20
MnO	0,37	0,13	0,48	0,20	0,37	0,16	0,13	0,15	0,31	0,32	0,04
MgO	4,20	4,15	5,70	6,12	3,57	9,45	6,23	5,32	3,26	1,07	0,01
CaO	4,26	1,71	17,44	10,40	2,27	8,46	10,06	3,00	5,10	0,65	0,13
K ₂ O	2,23	1,96	1,34	0,82	2,76	0,33	0,16	0,34	1,04	1,20	0,05
Na ₂ O	0,60	1,33	3,26	1,00	0,42	3,08	4,13	4,35	0,46	3,58	5,41
P ₂ O ₅	0,30	0,32	0,30	0,56	0,56	0,43	0,13	0,33	0,07	0,06	0,07
P.F.	15,32	8,15	22,63	13,29	16,98	6,05	3,58	6,59	11,24	7,43	3,66
	96,61	98,49	100,82	99,26	97,18	98,35	98,74	98,99	98,45	98,28	99,59
Nb	35	50	46	53	48	49	13	49	85	98	196
Zr	208	282	282	268	214	230	93	380	627	650	1.465
Y	24	29	28	21	33	20	17	30	63	50	92
Ga	23	28	18	15	28	14	15	20	25	32	31
Cr	414	572	94	247	499	287	191	146	*	*	*
V	255	161	92	176	203	177	172	136	4	5	4
Ni	153	263	17	98	316	159	57	85	26	*	*
Co	63	64	13	44	185	52	32	33	4	*	*
Cu	24	22	52	62	212	96	79	27	20	5	8
Zn	167	102	139	79	115	101	61	158	776	627	966
Pb	*	42	*	*	80	*	*	*	80	45	*
Sb	37	53	*	23	60	37	*	20	*	*	*
Ba	*	*	265	239	277	730	167	198	169	*	*
Q	—	18,13	—	2,75	—	—	—	12,32	19,80	30,62	38,30
Cor	4,23	12,00	—	—	10,18	—	—	1,81	1,18	5,78	4,81
Or	16,19	12,82	—	5,61	20,33	2,12	1,00	2,18	7,03	7,80	0,29
Ab	6,26	12,44	—	9,81	4,40	28,26	36,40	39,85	4,48	33,34	47,72
An	23,58	7,09	12,16	34,22	9,47	26,13	24,05	13,72	28,49	3,13	0,18
Le	—	—	7,92	—	—	—	—	—	—	—	—
Ne	—	—	19,11	—	—	—	0,17	—	—	—	—
Mg	2,01	0,56	5,55	2,19	3,22	1,78	2,88	2,51	2,43	1,59	—
Hem	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,56
Il	6,30	7,31	3,55	4,78	8,87	4,31	3,09	3,89	1,19	1,25	0,53
Ru	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38
Ap	0,87	0,83	0,90	1,54	1,66	1,09	0,33	0,85	0,19	0,14	0,16
Wo	—	—	0,87	8,98	—	6,81	11,47	—	—	—	—
Di _{ENS}	—	—	0,52	5,07	—	4,39	7,21	—	—	—	—
Di _{IS}	—	—	0,29	3,53	—	1,96	3,55	—	—	—	—
Hy _{ENS}	11,21	11,43	—	12,66	5,35	2,57	—	14,34	9,31	2,94	2,49
Hy _{IS}	25,31	17,36	—	8,82	17,80	1,15	—	8,50	25,84	13,38	—
Ol _{FO}	1,14	—	12,30	—	4,01	12,99	6,36	—	—	—	—
Ol _{FA}	2,85	—	7,70	—	14,73	6,41	3,45	—	—	—	—
I.S.	17,89	21,31	29,07	35,54	12,63	43,23	33,65	29,56	16,99	7,64	7,86
I.D.	22,45	43,39	27,04	18,18	24,73	30,39	37,58	54,36	31,32	71,76	86,32

1.—Basalto olivínico muy alterado; 2.—Basalto olivínico; 3.—Basalto olivínico piroxénico fuertemente carbonatado (contiene en la norma C.I.P.W., además, un 29,06% de ortosilicato cálcico); 4.—Basalto olivínico piroxénico; 5.—Toba básica de lapilli; 6.—Diabasa s.s.; 7.—Cuarzo-diabasa; 8.—Traquibasalto; 9.—Traquita; 10.—Traquita; 11.—Traquita muy alterada. P.F.=pérdida al fuego; I.S.=índice de solidificación; I.D.=índice de diferenciación. Las concentraciones de los elementos mayores y menores vienen dadas en %, y los traza, en ppm.

alteración a los que aludimos anteriormente, pero que no llegan a afectar al TiO₂.

A continuación se han representado los distintos

parámetros geoquímicos en los diagramas propuestos por Pearce y Cann (1973), Floyd y Winchester (1975 y 1978), Winchester y Floyd (1976 y 1977) y

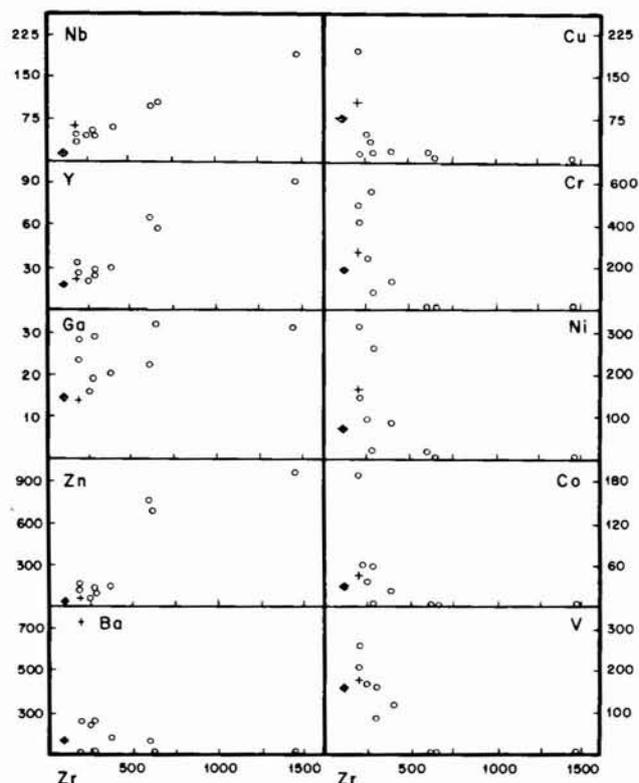


Fig. 8.—Diagrama de variación de los elementos traza respecto al Zr en las rocas estudiadas.

Pearce y Norry (1979), de contrastada utilidad para discriminar entre diferentes series magmáticas y sus productos de diferenciación.

Partiendo de la relación Y/Nb (fig. 9) se observa claramente el marcado carácter alcalino de las rocas estudiadas, a excepción de las cuarzo-diabasas, que presentan una tendencia al campo transicional. En el diagrama triangular Ti/100-Zr-Y.3 (fig. 10) se observa que todos los valores: a) caen en el campo de los basaltos intraplaca, y b) siguen un marcado ajuste lineal (a excepción de las cuarzo-diabasas) desde los términos más básicos, con mayor contenido en Ti, a los traquibasaltos, manteniéndose constante el contenido relativo en Y respecto a Ti y Zr. El origen intraplaca de estos basaltos está apoyado por la relación Zr/Y respecto a Zr, como se observa en la figura 11.

Se han representado los valores analíticos de las rocas estudiadas en los diagramas TiO_2 -Y/Nb, TiO_2 -Zr/ P_2O_5 y Nb/Y-Zr/ P_2O_5 (figs. 12, 13 y 14), donde se observa una mayor dispersión de los valores, debido posiblemente a la movilidad del fósforo en procesos de alteración intensos (Winchester y Floyd, 1973). En el diagrama TiO_2 -Y/Nb se puede apreciar una marcada tendencia hacia el campo de los basaltos alcalinos oceánicos.

Para discriminar entre los distintos términos de la

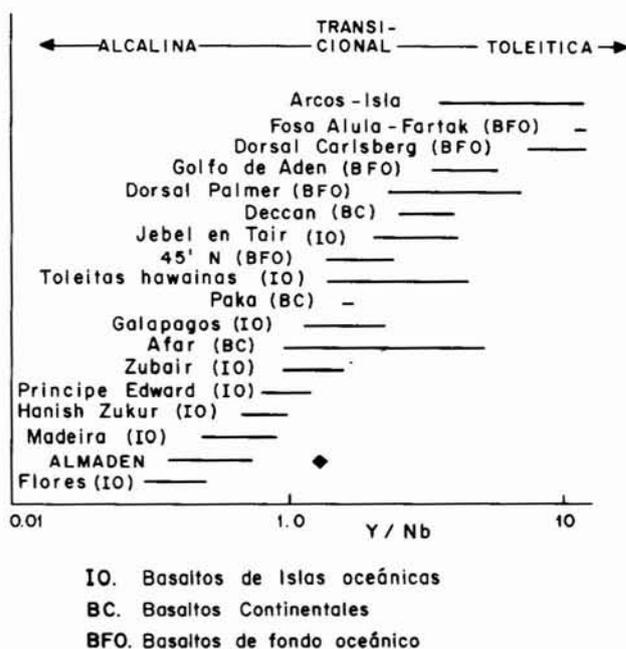


Fig. 9.—Relación Y/Nb en rocas volcánicas básicas de distintos ambientes geotectónicos (según Pearce y Cann, 1973), y de las rocas estudiadas del área de Almadén.

serie se han utilizado los diagramas SiO_2 -Zr/ TiO_2 , SiO_2 -Nb/Y, Zr/ TiO_2 -Nb/Y y Zr/ TiO_2 -Ga (figs. 15 a 18) donde se observa: a) la eficacia de la relación Nb/Y para discernir entre las series alcalina y subal-

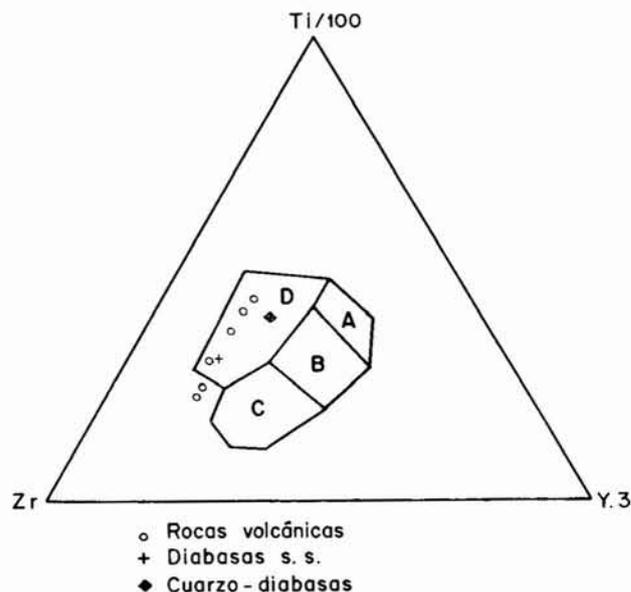


Fig. 10.—Diagrama Ti/100-Zr-Y.3 (Pearce y Cann, 1973) en el que se han representado las muestras del área de Almadén. Basaltos intraplaca (D), basaltos de fondo oceánico (B), toleitas pobres en K_2O (A y B) y basaltos calcoalcalinos (C y B).

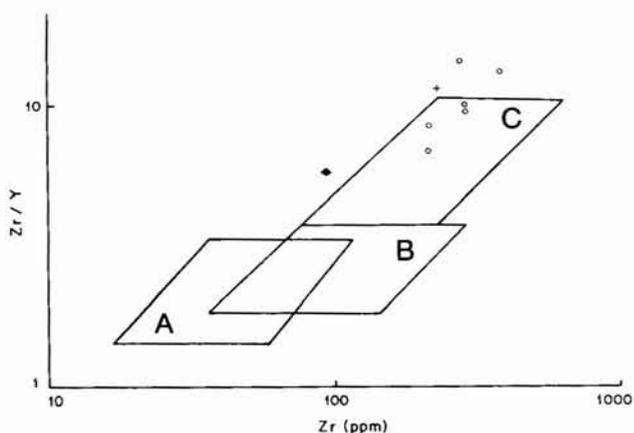


Fig. 11.—Diagrama Zr/Y-Zr (Pearce y Norry, 1979), en el que se han representado los valores de las rocas estudiadas del área de Almadén. A: basaltos de arco-isla; B: basaltos de dorsal oceánica; C: basaltos intraplaca.

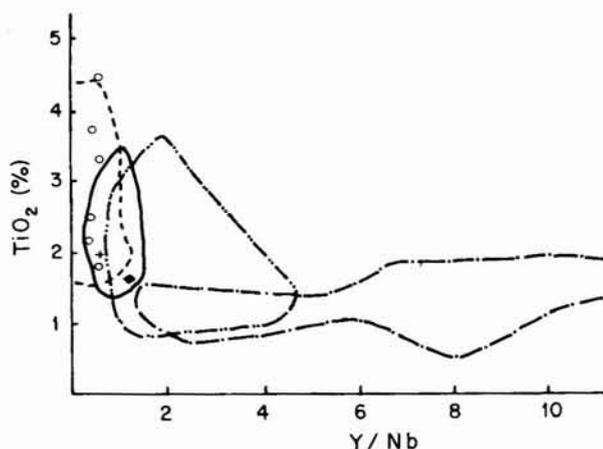
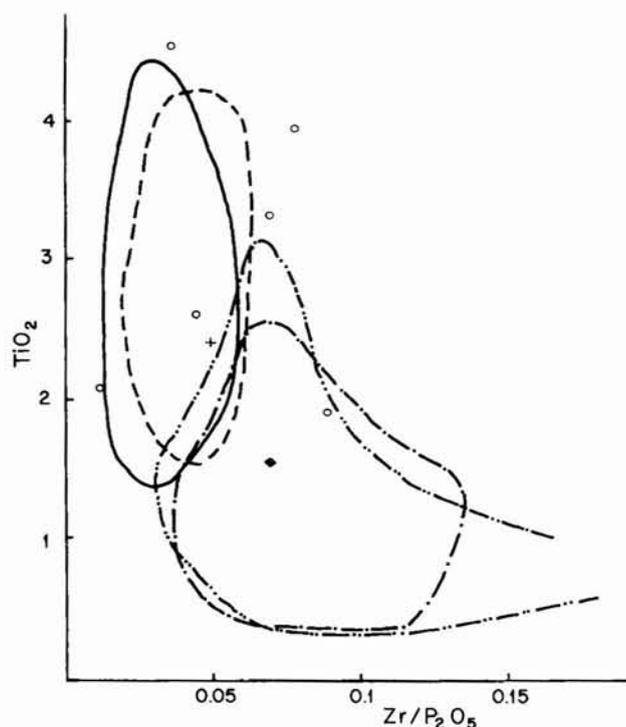


Fig. 13.—Diagrama TiO₂-Y/Nb (Floyd y Winchester, 1975), en el que se representan las rocas del área estudiada.

calina en las muestras analizadas; b) la relación Zr/TiO₂ limita eficazmente los campos de los distintos términos de cada serie; c) en los diagramas SiO₂-Nb/



- Basaltos alcalinos oceánicos
- Basaltos alcalinos continentales
- - - Basaltos toleíticos oceánicos
- · - Basaltos toleíticos continentales

Fig. 12.—Diagrama TiO₂-Zr/P₂O₅ (Floyd y Winchester, 1975), en el que se representan las rocas del área de Almadén.

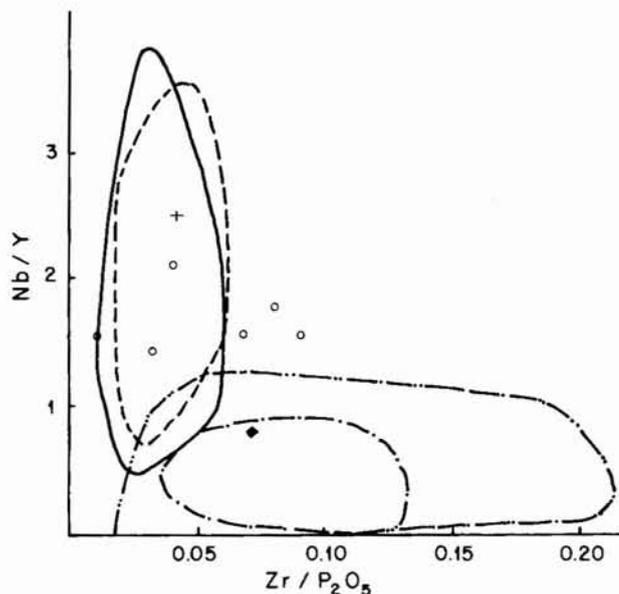


Fig. 14.—Diagrama Nb/Y-Zr/P₂O₅ (Floyd y Winchester, 1975), en el que se representan las muestras del área de Almadén.

Y y Zr/TiO₂-Nb/Y se aprecia una evidente evolución lineal desde los términos más básicos a los más diferenciados, si bien en el primero los variables contenidos en SiO₂ no se ajustan al término real de la serie, debido precisamente a la movilidad de este elemento; d) en todos los diagramas, la cuarzo-diabasa presenta una evidente tendencia al campo subalcalino; e) existe una bimodalidad en la serie, donde los términos intermedios (traquibasaltos) son muy escasos, y f) en el diagrama Zr/TiO₂-Ga aparece una gran dispersión en los valores, que en general, presentan menores contenidos en Ga de los que cabría esperar.

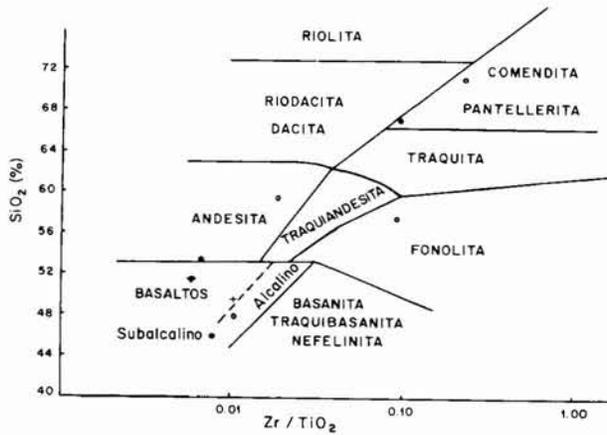


Fig. 15.—Representación de la composición de las rocas volcánicas y subvolcánicas del área de Almadén en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ de Winchester y Floyd (1977).

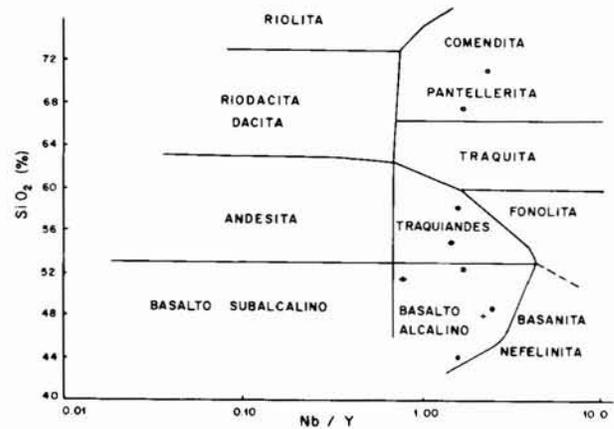


Fig. 17.—Representación de la composición de las rocas volcánicas y subvolcánicas del área de Almadén en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ de Winchester y Floyd (1977).

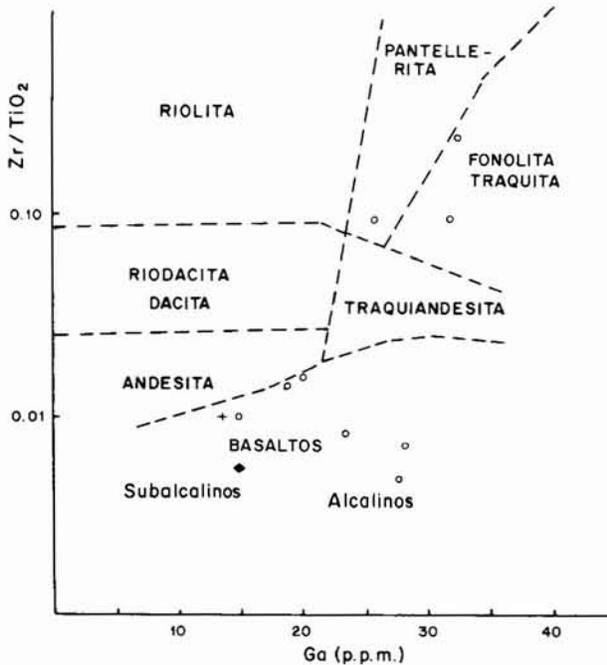


Fig. 16.—Representación de la composición de las rocas volcánicas y subvolcánicas del área de Almadén en el diagrama $\text{SiO}_2\text{-Nb/Y}$ de Winchester y Floyd (1977).

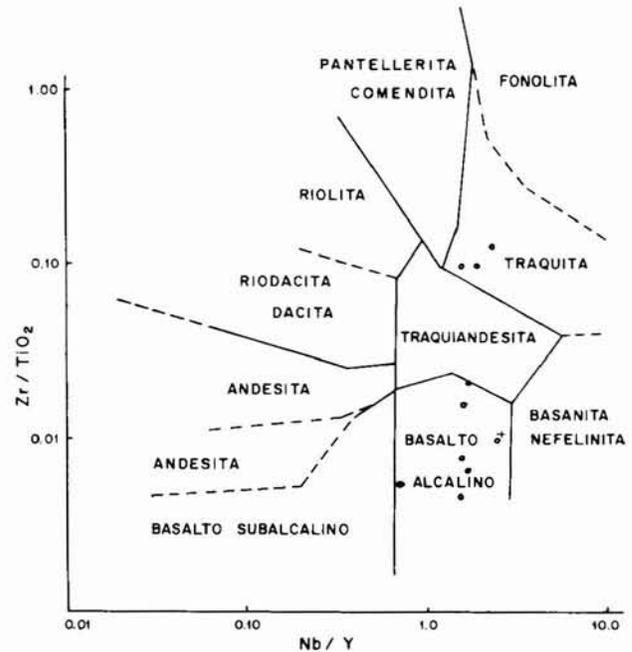


Fig. 18.—Representación de la composición de las rocas volcánicas y subvolcánicas del área de Almadén en el diagrama $\text{Zr/TiO}_2\text{-Ga}$ de Winchester y Floyd (1977).

Discusión y conclusiones

El volcanismo devónico estudiado por nosotros en el sinclinal de Almadén presenta una gran similitud con la asociación espilita-keratófido de tipo Hercínico del distrito de Lahn-Dill, en el Macizo Esquistoso Renano (Juteau y Rocci, 1974), en cuanto a edad, medio paleogeográfico y facies ígneas se refiere. Estos autores suponen la existencia de un magma basáltico

que, en un momento dado de su ascenso, sufre un proceso de asimilación masiva de agua y CO_2 , en un medio de tipo geosinclinal pre-orogénico, y que ocasiona el enfriamiento del magma favoreciendo el desarrollo de una paragénesis espilitica, a la vez que se produciría una decantación total del olivino. La evolución rápida de este magma, de acuerdo con estos autores, por diferenciación, conduce a la formación de keratófidos traquíticos. En este modelo quedaría

en duda la naturaleza del magma original (¿alcalino o toleítico?).

Este modelo creemos que puede ajustarse, con ciertas restricciones, al volcanismo del área de Almadén. Por una parte, las características texturales de los minerales afectados por la alteración, junto con el grado del metamorfismo regional en este área, parecen indicar un origen autometasomático de la paragénesis de baja temperatura, en el momento en que el magma se establece cerca de la superficie, si bien en ningún caso llega a producirse el fenómeno de decantación del olivino al que aluden los autores citados, de forma que el magma basáltico original correspondería, como indican los contenidos en elementos traza, a un basalto olivínico moderadamente alcalino, formado por fusión parcial en niveles subcrustales (Harris, 1974), bajo una corteza oceánica o transicional, en una región intraplaca.

La excelente correlación lineal existente entre los elementos considerados como inmóviles (Zr, Nb, Y y Ti) en los diferentes términos de la serie, parecen indicar una evolución del magma desde los términos más indiferenciados (basaltos olivínicos) hasta los más ácidos mediante un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada, hecho que coincide con la existencia de un volcanismo bimodal (gran escasez de términos intermedios traquibasálticos) propio de la asociación basalto olivínico-traquita (Chayes, 1963).

Sin embargo, los últimos procesos ígneos pre-hercínicos en el área de Almadén, representados por las cuarzo-dibasas situadas en el núcleo del sinclinal, no parecen tener un origen común con las rocas citadas con anterioridad, como demuestran sus característicos contenidos en Zr, Nb, Y y Ti, más próximos a una serie de tipo transicional, con una evidente tendencia al campo toleítico. Esta asociación entre ambas series podría explicarse por un aumento en el flujo térmico (¿primeros movimientos de la orogenia Hercínica?), que podría ocasionar la formación de un magma basáltico transicional por fusión parcial en niveles más superficiales.

También podríamos explicar esta asociación por un ascenso lento y progresivo del magma alcalino, proceso similar al propuesto por Gass *et al.* (1973) para explicar la evolución de un magma alcalino a otro toleítico en el Mar Rojo, donde aparece un gran volumen de material basáltico alcalino más antiguo (Islas Jebel at Tair), que pasa hacia el N a un basalto transicional (Isla Zubair) y, finalmente, a basaltos toleíticos más modernos, y menos volumétricos (Islas de Zukur y Hannish).

AGRADECIMIENTOS

A minas de Almadén y Arrayanes, S. A., especialmente en la persona de D. Angel Hernández, por la gran ayuda prestada en la realización de este trabajo.

Referencias

- Almela, A.; Alvarado, M.; Coma, J. y Felgueroso, C. (1962). Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Geol. Min.*, 73, 193-327.
- Aller, J.; Bastida, F.; Ortega, E. y Pérez-Estaun, A. (1986). Aportación al conocimiento estructural del sinclinal de Almadén. *Bol. Geol. Min.*, 97, 608-621.
- Blanchère, H. (1978). *Etude géologique et minière de la région de Chillón-El Borracho (Synclinal d'Almadén), Ciudad Real, Espagne*. Tesis Doctoral. Universidad Paris-Orsay.
- Cann, J. R. (1970). Rb, Sr, Y, Zr, Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 7-11.
- Ciry, G. (1936). Contribution à l'étude géologique de la région d'Almadén. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, 295-300.
- Chayes, F. (1963). Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. *J. Geophys. Res.*, 68, 1519-1534.
- Floyd, P. A. y Winchester, J. A. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
- Floyd, P. A. y Winchester, J. A. (1978). Identification and discrimination of altered metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chem. Geol.*, 21, 291-306.
- García Sansegundo, J.; Lorenzo, S. y Ortega, E. (1987a). Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional, hoja número 781 (Siruela), E. 1:50.000. IGME. Madrid.
- García Sansegundo, J.; Lorenzo, S. y Ortega, E. (1987b). Memoria explicativa del Mapa Geológico Nacional, hoja número 808 (Almadén), E. 1:50.000. IGME. Madrid.
- Gass, I. G.; Mallick, D. I. C. y Cox, K. G. (1973). Volcanic Islands of the Red Sea. *J. Geol. Soc.*, 129, 275-310.
- Harris, P. G. (1974). Origin of alkaline magmas as a result of anatexis: a) anatexis and other processes within in the mantle. In: *The alkaline rocks* (H. Sorensen, edit.). John Wiley. 427-435.
- Hernández, A. M. (1984). *Estructura y génesis de los yacimientos de mercurio de la zona de Almadén*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- Julivert, M.; Fontbote, M.; Ribeiro, A. y Conde, L. E. (1972). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. IGME. Madrid.
- Julivert, M.; Vegas, R.; Roiz, J. M. y Martínez Rius, A. (1983). La estructura de la extensión SE de la Zona Centro-ibérica con metamorfismo de bajo grado. In: *Libro Jubilar de J. M. Ríos*, 1, 477-489.
- Juteau, T. y Rocci, G. (1974). Vers une meilleure connaissance du problème des spilites à partir de données nouvelles sur le cortège spilito-Keratophyrique hercynotype. In: *Spilites and spilitic rocks* (G. C. Amstutz, edit.). Heidelberg, 253-330.
- Lauret, J. (1974). *Recherches géologiques et minières dans la région de Almadén-Almadenejos (Espagne)*. Tesis Universidad Paris Sud, Centre d'Orsay.
- Pardo, M. V. y García Alcalde, J. (1984). Bioestratigrafía del Devónico en la región de Almadén (Ciudad Real, España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 14, 79-120.
- Pearce, J. A. y Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, J. A. y Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Miner. Petrol.*, 69, 33-47.
- Prado, C. (1855). Sur la géologie d'Almadén, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Toledo. *Bull. Soc. Geol. France*, 12, 182-204.
- Sainz de Baranda, B. (1989). *Estudio de las mineralizaciones*

- de Zn-Pb-Cu asociadas a los materiales volcánicos alcalinos devónicos en el sinclinal de Almadén (Ciudad Real)*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 239 págs.
- Saupe, F. (1973). La géologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). *Sci. de la Terre*, 29, 342 págs.
- Saupe, F.; Dunoyer, G. y Teichmuller, M. (1977). Etude du métamorphisme régional dans la zone d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne). *Sci. de la Terre*, 12, 251-269.
- Soldevila, J. (1983). Estudio geológico estructural de la terminación occidental del Sinclinal de Almadén. *Bol. Geol. Min.*, 94, 93-105.
- Tamain, G. (1972). *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena Orientale (Espagne)*. Tesis Universidad Paris Sud-Orsay.
- Verges, J. (1983). Estudio del complejo vulcano-sedimentario del Devónico Superior y la estructura de la terminación oriental del sinclinal de Almadén (Ciudad Real). In: *Libro Jubilar de J. M. Ríos*, 3, 215-229.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 28, 459-469.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geol.*, 20, 325-343.

Recibido el 5 de abril de 1989

Aceptado el 4 de diciembre de 1989