EL MAGMATISMO CALCOALCALINO DEL PRECÁMBRICO TERMINAL EN LA ZONA DE OSSA-MORENA (MACIZO IBÉRICO)

R.Sánchez-Carretero (*), M.Carracedo (*), L.Eguiluz (**), A.Garrote (***) y O.Apalategui (****)

(*) Departamento Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.
(**) Departamento de Geotectónica. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 BILBAO.
(***) Recursos Geológicos. Ente Vasco de la Energía. S.Vicente 8. 48001 BILBAO.
(****) INGEMISA. Avda. Virgen de las Angustias, 16. 14006 CORDOBA.

RESUMEN

Los productos del volcanismo fini-Precámbrico, de edad Rifeense superior-Vendiense, aflorantes en amplios sectores de la Zona de Ossa-Morena (ZOM), constituyen una secuencia calcoalcalina a calcoalcalina potásica. Los distintos productos que la integran van desde tipos intermedios ácidos con contenidos en SiO_2 entre 54-79 % y neto predominio de riolitas y dacitas sobre andesitas. Asímismo, son más abundantes los materiales piroclásticos que los lávicos s.s., lo que caracteriza a este volcanismo como altamente explosivo. Diversos cuerpos graníticos de características subvolcánicas aparecen en estrecha relación con los productos efusivos.

La secuencia volcánica está interestratificada con materiales detríticos (a veces piroclásticos remocionados) y carbonatados, claramente subordinados. La potencia total de todo el conjunto debió de ser de varios miles de metros.

Todos estos materiales se agrupan en dos grandes conjuntos: Formación Malcocinado y Sucesión Bodonal-Cala. Ambas están afectadas por un metamorfismo regional de grado muy bajo a bajo con desarrollo de una incipiente esquistosidad.

Los datos químicos de elementos mayores, así como la propia naturaleza de los productos volcánicos, ponen de manifiesto el carácter calcoalcalino orogénico del mismo, lo que sugiere la hipótesis de un margen continental activo con un plano de Benioff, presumiblemente, situado al Norte de la actual ZOM y buzando al Sur (?).

Palabras claves: Volcanismo, andesitas, riolitas, granitos, magmatismo calcoalcalino, margen continental, Precámbrico terminal, Ossa-Morena.

ABSTRACT

Late Precambrian (upper Vendian-Riphean) volcanic products, cropping out widely within sectors in the Ossa-Morena Zone (OMZ), constitute a calc-alkaline to potassium-calc-alkaline sequence. The different sequence forming materials include both intermediate to acidic types. SiO_2 contents vary from 54% to 79% wt., rhyolites and dacites being more common than andesites. Further, pyroclastics are more frequently than lava flows, indicating highly volcanic explosive activity. Some granitoidic subvolcanic bodies accompany effusive events.

Clastic materials and carbonate clearly subordinate deposits are interbedded within the volcanic sequence. Volcano-sedimentary unit's thickness probably attained several kms.

All these materials are included within two major units: the Malcocinado Formation, and the Bodonal-Cala Succession, both haring been affected by a low to very low grade regional metamorphism and by incipient foliation development. The calc-alkaline to potassic-calc-alkaline orogenic character shown by this volcanism is evidenced through major-element chemical data, supporting the hypothesis of an active continental margin whose southward dipping Benioff plane, possibly located somewhat to the north of the present-day Ossa-Morena Zone.

Key words: Volcanism, andesites, rhyolites, granites, calc-alka-line, continental margin, Late Precambrian, Ossa-Morena Zone.

Sánchez-Carretero,R., Carracedo,M., Eguiluz,L., Garrote,A. y Apalategui,O. (1989): El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 7-21.

Sánchez-Carretero,R., Carracedo,M., Eguiluz,L., Garrote,A. y Apalategui,O. (1989): The Calc-alkaline Magmatism of the Late Precambrian in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif). *Rev. Soc. Geol. España,* 2: 7-21

INTRODUCCIÓN

En numerosos puntos de la Zona de Ossa-Morena (ZOM) (Lotze, 1945; Julivert *et al.,* 1974) existen extensos afloramientos de rocas lávicas interestratificadas con materiales detríticos y carbonatados de edad Precámbrico terminal (Rifeense superior-Vendiense). Este magmatismo tuvo lugar durante el cíclo orogénico finiproterozoico (Cadomiense), al igual que ha ocurrido en otras áreas, donde rocas volcánicas e intrusivas, han sido descritas en relación con la Orogenia Panafricana (Fabries y Gravell, 1977), Apalaches (Strong, 1977), etc.

Los restos de esta sucesión volcano-sedimentaria aparecen actualmente a lo largo de algunas de las numerosas bandas longitudinales limitadas por contactos mecánicos que caracterizan la ZOM y que han sido individualizadas como dominios (Chacón *et al.,* 1974; Delgado Quesada *et al.,* 1977; Arriola *et al.,* 1984) (fig.1).

Los trabajos de cartografía geológica realizados recientemente por el IGME (Hojas MAGNA 1:50.000: Villafranca de los Barros, Zafra, Usagre, Fuente de Cantos, Llerena, Azuaga, Peñarroya-Pueblonuevo, Espiel, Monesterio, Guadalcanal, Villaviciosa de Córdoba y Adamuz) han permitido, junto a los datos disponibles anteriormente, conocer la distribución y los caracteres litoestratigráficos de éstos materiales, lo que ha llevado a correlacionarlos y agruparlos en dos grandes conjuntos: Formación Malcocinado y Sucesión Bodonal-Cala.

Mención aparte merece la Unidad Loma del aire, que, aunque a grandes rasgos podría correlacionarse con la Fm. Malcocinado (Contreras *et al.,* 1984; Apalategui e Higueras, 1983), también presentan caracteres litológicos que la asimilan a las series del Cámbrico inferior.

Cada uno de estos conjuntos incluye potentes depósitos de materiales volcánicos, lávicos y volcanoclásticos (piroclásticos y epiclásticos) interestratificados con sedimentos, principalmente detríticos, e intruidos por algunos plutones, de tamaño variable, de rocas graníticas espacial y genéticamente asociadas.

Este trabajo pretende dar a conocer la distribución cartográfica de estos materiales a lo largo de la ZOM, sus caracteres petrográficos y los primeros datos químicos globales de este magmatismo.

1. FORMACION MALCOCINADO

Los primeros datos que hacen referencia a los materiales volcano-sedimentarios, situados inmediatamente por debajo del Cámbrico datado, se deben a Fricke (1941) que denominó "Serie de Malcocinado" a un conjunto de materiales arcósicos, procedentes de una porfirita cuarzosa aflorante al Sur de Malcocinado y que este autor situa en la base del Cámbrico. A techo de esta serie aflora un conglomerado que cita con el nombre de "Conglomerado de Sotillo".

Posteriormente Delgado Quesada (1971), al referirse a estas rocas, indicó la existencia de lavas y piroclástos de composición andesítica y lutítico-cuarcítica, intercalados en una serie detrítica que, hacia techo, pasa a un conglomerado poligénico ("Conglomerado de Sotillo" de Fricke, 1941), denominando a todo el conjunto "Formación de Sotillo". En la parte suroriental de la ZOM (Sierra de Córdoba), Liñán (1978) denominó Formación de San Jerónimo a una serie compuesta por andesitas y materiales detríticos que afloran bajo el Cámbrico inferior.

En los trabajos posteriores el término Fm. Malcocinado es el que ha sido utilizado preferentemente para designar a todos los materiales volcano-detríticos que se encuentran discordantes (discordancia angular y/o cartográfica), bajo las series del Cámbrico inferior o tránsito Cámbrico-Precámbrico (Formación Torrearboles, Liñán, 1978), aflorantes al N del Anticlinorio Olivenza-Monesterio, excepto los que constituyen la Unidad Loma del Aire.

La Fm. Malcocinado es una sucesión de carácter, eminentemente, volcano-detrítica en la que alternan productos piroclásticos con fragmentos de diverso tamaño y naturaleza, coladas lávicas y materiales sedimentarios detríticos (pizarras, filitas, arcosas, grauvacas, etc.) junto con rocas piroclásticas retrabajadas; localmente pueden aparecer lentejones de rocas carbonatadas y niveles síliceos de precipitación química. En diversos puntos está intruida por rocas graníticas genéticamente relacionadas y por otros granitoides del cíclo hercínico. La edad atribuida por posición estratigráfica es Rifeense superior-Vendiense.

De forma esquemática, los distintos afloramientos se han agrupado en tres sectores: septentrional, central y meridional. Groso modo concuerdan con algunos de los dominios en que se ha dividido la ZOM.

En el sector septentrional (dominio Puebla de la Reina-Obejo-Valsequillo) afloran en las inmediaciones de Puebla de la Reina en forma de cuña abierta hacia el SW. Más al SE, entre Espiel y el embalse del Guadamellato, vuelven a encontrarse materiales de estas características intruidos por el granito del Escribano.

Los afloramientos del sector central (dominios de Valencia de las Torres-Cerro Muriano, Delgado Quesada *et al.,* 1977 y Sierra Albarrana, Chacón *et al.,* 1974) se localizan, únicamente, al S de Granja de Torrehermosa. Se trata de una banda NW-SE de 2 x 10 km limitada, al S, por una falla que la lamina hacia el SE (Apalategui *et al.,* 1985 a).

Es en el sector meridional, comprendido entre la falla de Malcocinado y el anticlinorio de Olivenza-Monesterio, donde la Fm. Malcocinado alcanza su mayor desarrollo. Al S de la falla de Malcocinado constituye una banda NW-SE de unos 150 Km., practicamente en continuidad de afloramiento, desde Fuente del Maestre (SW de la hoja de Villafranca de los Barros) hasta las proximidades de Córdoba, a través de las hojas de Zafra, Usagre, Llerena, Azuaga, Guadalcanal, La Cardenchosa, Las Navas de la Concepción y Santa María de Trassierra.

Más al SW se encuentra otro afloramiento que se alarga entre Calzadilla de los Barros y Puebla del Maestre. Por último, se puede seguir a lo largo de una estre-

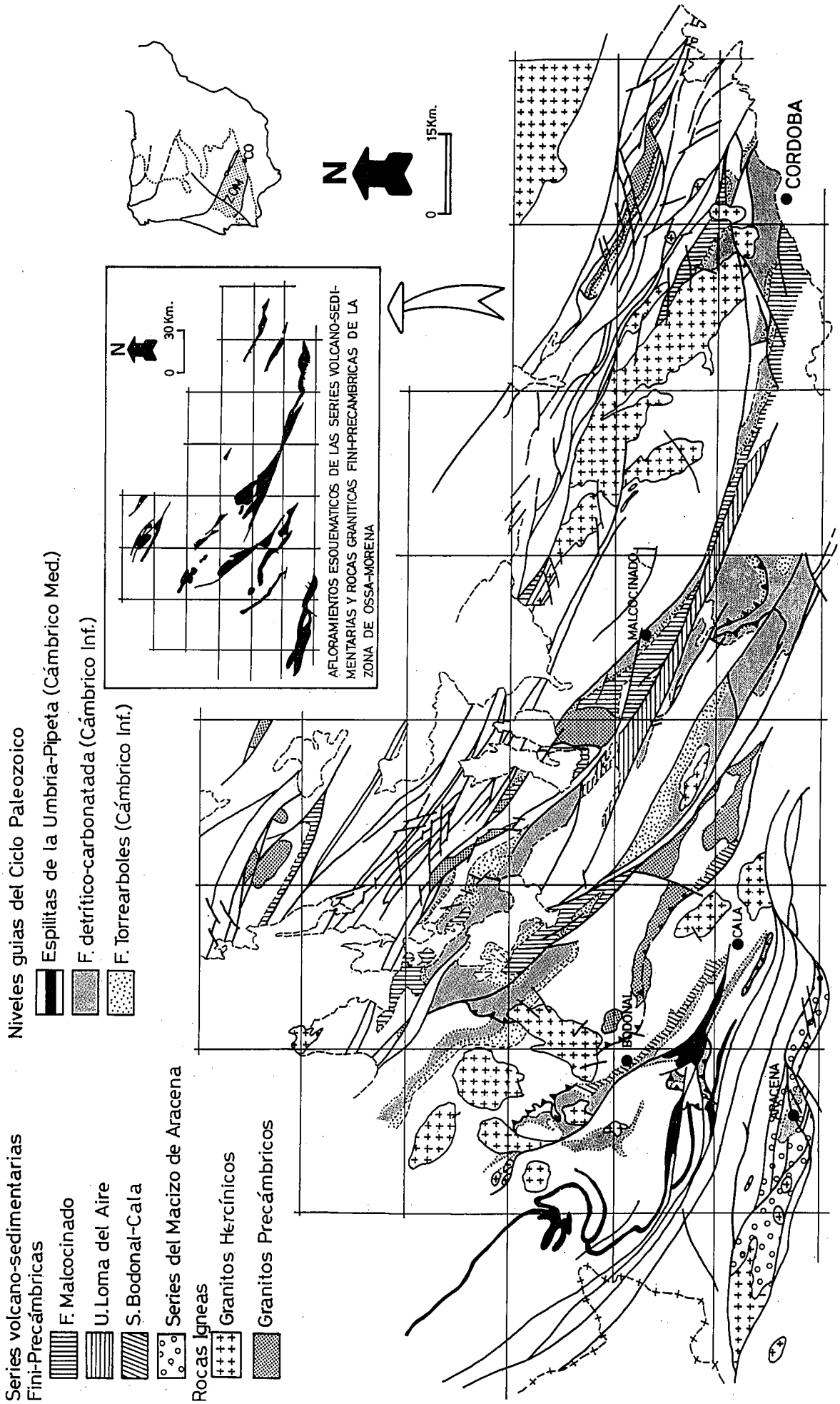

Fig.1.-Esquema geológico del magmatismo finiprecámbrico de la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico).
Fig.1.-Simplified geological map of the Late Precambrian magmatism of the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif).

cha banda que se adelgaza hacia el N y jalona la base de la secuencia Cámbrica en el flanco N del anticlinorio de Monesterio (Unidades de Fuente de Cantos y Alconera, Garrote *et al.,* 1983; Eguiluz *et al.,* 1983; Arriola *et al.,* 1984).

Además merece citarse el afloramiento de Villaviciosa de Córdoba ("Cuña de Villaviciosa de Córdoba", Apalategui *et al.,* 1985 b) que, aunque geográficamente situado al N de la falla de Malcocinado, muestra una marcada afinidad con los afloramientos del dominio de Córdoba-Alanís. Ocupa la parte central de la hoja en forma de cuña tectónica que se cierra hacia el NW.

1.1. Petrografía

Para el estudio petrográfico se consideran tres tipos litológicos: Rocas lávicas, Rocas volcanoclásticas y Rocas intrusivas.

-*Rocas lávicas.*- Los términos más representativos son riolitas y/o dacitas y, en menor volumen, andesitas. Las riolitas y/o dacitas (metavolcanitas ácidas) forman afloramientos dispersos dentro del conjunto volcano-sedimentario y el volumen de las mismas varía según los sectores. Presentan coloración blanquecina, en ocasiones de tonos rojizos por la presencia de óxidos de Fe, o verdosa (cuando son criptocristalinas o vítreas). Los tonos verdosos han llevado, en ocasiones, a confundirlas con términos andesíticos, de ahí, que tradicionalmente se haya considerado a este volcanismo como mayoritariamente andesítico. Mineralógicamente están compuestas por cuarzo, feldespato alcalino, albita-oligoclasa y biotita; sericita, esfena y opacos son accesorios. Las texturas varían desde porfídicas a microcristalinas e incluso criptocristalinas (en origen vítreas). En prácticamente todos los casos se pueden reconocer transformaciones secundarias como consecuencia del débil grado metamórfico. Estas variaciones dan lugar a procesos de desvitrificación-recristalización y neoformación incipiente de cuarzo, sericita y feldespato. En ningún caso se llegan a borrar totalmente los caracteres texturales primarios de las rocas, aunque si se desarrolla una esquistosidad grosera, que en algunas muestras puede estar afectada por otra posterior menos penetrativa.

Las metaandesitas son rocas en las que destacan fenocristales de plagioclasa y máficos, en una pasta esquistosa-afanítica de coloración verdosa. Al microscopio se han reconocido fenocristales de 1-2 mm de oligoclasa, hornblenda y, más raramente, clinopiroxeno en una matriz microcristalina, a veces microlítica, compuesta por plagioclasa, ferromagnesianos, clorita, esfena, epidota, calcita, óxidos, opacos y sericita. Muestran texturas blastoporfídicas en una mesostasis esquistosa con abundante clorita y otros minerales de alteración. Con frecuencia estas rocas presentan incrustaciones de carbonatos de cobre a lo largo de los planos de discontinuidad.

-*Rocas volcanoclásticas.*- Forman un conjunto muy diversificado de materiales mayoritariamente piroclásticos y términos epiclásticos e híbridos que suponen, más del 60% de los productos efusivos de la Fm. Malcocinado. El tamaño de los fragmentos varía desde arcilla-limo para las cineritas (metatobas) hasta bloques de 1/2 m en los paquetes brechoides, predominando, no obstante, los rocas con un tamaño milimétrico a centimétrico.

Las tobas ácidas (metatobas riolíticas y/o dacíticas) están compuestas por fragmentos monominerálicos de feldespato y cuarzo (en ocasiones corroido y estallado) junto con fragmentos de rocas lávicas vítreas, microcristalinas (cuarzo-feldespáticas) o porfídicas. La matriz está compuesta por pequeños clástos de feldespato, cuarzo, y material vítreo parcialmente cloritizado. La textura más común es porfiroclástica esquistosa. En ocasiones, los distintos fragmentos están aplastados y muestran formas flameadas propias de texturas soldadas.

Las cineritas y/o filitas son rocas de coloración clara o cenicienta que están constituidas por material fino de origen volcánico. Los minerales más frecuentes son: cuarzo, feldespato, moscovita-sericita y algo de clorita. Texturalmente varían desde granolepidoblásticas a lepidoblásticas.

Las metatobas andesíticas están formadas por fragmentos monominerálicos de plagioclasa, máficos alterados, cuarzo, fragmentos andesíticos, etc., todos embalados en una matriz fina eminentemente clorítica. Su textura es porfiroclástica esquistosa.

Los metaconglomerados presentan una gran heterometría y variaciones en los tipos de cantos. De forma genérica se puede afirmar que, en todos los casos, predominan los fragmentos de rocas volcánicas lávicas y piroclásticas. Otro tipo de cantos, por lo general más redondeados, son de rocas pizarrosas, grauváquicas, cuarcíticas, silicocarbonosas (liditas), cuarzo hidrotermal, granitos, etc. La abundancia de estos cantos guarda estrecha relación con la naturaleza del substrato. Así, los cantos graníticos son más frecuentes en las proximidades de los plutones y, análogamente, cantos de rocas silicocarbonosas (cuarcitas negras) en aquellas áreas próximas a las series precámbricas inferiores. Algunos de estos cantos se encuentran ya estructurados. Buenos ejemplos se encuentran en la hoja de Guadalcanal (Conglomerado del río Sotillo, Fricke, 1941) y en la hoja de Fuente de Cantos (Unidad de Zafra, Garrote *et al.,* 1983).

-*Rocas intrusivas.*- Asociados con la Fm. Malcocinado aparecen diversos cuerpos graníticos. Alguno de los cuales (La Bomba, Ahillones y Escribano) muestran una clara relación espacial y petrográfica (alteraciones hidrotermales, indicios de Cu, etc) con los productos volcánicos; otros [(Sierra Padrona, Pallarés (Cueto *et al.,* 1983), Calera, etc)] emplazados en la Sucesión Montemolín y/o Tentudia (Eguiluz, 1988), muestran caracteres que inducen a relacionarlos con el magmatismo fini-Precámbrico, aunque esta relación no está establecida con certeza.

Asímismo, la presencia de cantos de hasta 50 cm

en los niveles conglomeráticos de la base del Cámbrico (ej. conglomerado de Sotillo), indican claramente su edad pre-Cámbrica, especialmente el primer grupo de ellos, y su relación con el volcanismo.

**Granito de la Bomba.-* Aflora al W-SW de Malcocinado y está compuesto por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico, escasa biotita (cloritizada) y anfibol; como accesorios aparecen pirita y/o magnetita, circón, apatito y esfena. El feldespato potásico es variable según las muestras y, también, puede formar rellenos hidrotermales. La textura varía de granular hipidiomórfica a microgranuda porfiroide con intercrecimientos gráficos locales lo que induce a pensar en un emplazamiento superficial. Este granito muestra efectos de un proceso de alteración hidrotermal con moscovitización de la plagioclasas y cloritización de biotita y anfibol. También presenta frecuentes indicios de Cu al igual que las volcanitas de la Fm. Malcocinado.

**Granito de Ahillones.-* Aflora en las proximidades de la localidad de Ahillones y más hacia el W en el cortijo de los Parrados (afloramiento que se interpreta como la continuación de Ahillones desplazado 4-5 km por una falla sinextrosa). Se trata de un granito de grano medio-fino con cuarzo, plagioclasa (oligoclasa),escasa biotita y anfibol (hornblenda verde) y cantidades variables de feldespato potásico. Los accesorios más frecuentes son: apatito, circón, esfena y opacos. Las plagioclasas y máficos muestran alteración frecuente a sericita-epidota y clorita, respectivamente. La roca presenta deformación acusada con granulación-recristalización de cuarzo y alabeamiento de plagioclasa y máficos.

**Granito del Escribano.-* Está compuesto por una facies granodiorítica-tonalítica y otra cuarzodiorítica-diorítica que aflora en el sector septentrional (dominio Puebla de la Reina-Obejo-Valsequillo) entre Espiel y el embalse del Guadamellato. La variedad granodiorítica está compuesta por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato-K variable y biotita escasa; apatito, circón, opacos, turmalina, esfena y, ocasionalmente, moscovita y hornblenda como accesorios. La variedad intermedia está compuesta por oligoclasa-andesina y hornblenda, con cuarzo, biotita, opacos y esfena en cantidades accesorias. La textura es granuda con deformación cataclástica variable. Este granitoide engloba diversos afloramientos de anfibolitas que han sido interpretados como enclaves del zócalo metamórfico (Apalategui *et al.,* 1985 c). Pérez Lorente (1979) lo ha considerado asociado a un proceso migmatítico del zócalo de edad Proterozoico superior.

2. UNIDAD LOMA DEL AIRE

Se incluye aquí un conjunto volcano-sedimentario compuesto por rocas piroclásticas (metatobas y metacineritas) que intercalan niveles, de potencia y continuidad variables, de lavas ácidas e intermedias, que hacia techo y de forma gradual, pasa a una serie pizarrosa de probable origen cinerítico-ácido, con niveles bien desarrollados de calizas marmóreas.

Estos materiales afloran según una banda de unos 3 km de anchura que cruza de NW-SE las hojas de Llerena, Puebla del Maestre y Guadalcanal. Su edad y posición estratigráfica es desconocida, ya que aparece limitada por contactos mecánicos y no se han encontrado fósiles hasta la fecha. Por semejanzas litológicas, el tramo inferior se podría correlacionar con la Fm. Malcocinado y el superior, pizarroso carbonatado, con las series cámbricas (Contreras *et al.,* 1984; Apalategui *et al.,* 1985 d). Sin embargo, no está del todo claro que esta correlación sea válida, motivo por el cual se considera como una unidad independiente.

2.1. Petrografía

Dentro del tramo inferior predominan las metacineritas y metatobas finas constituidas por una fracción clástica cuarzo-feldespática y una arcillosa recristalizada a sericita, moscovita y/o clorita. Los minerales accesorios son: opacos, apatito, circón, y esfena. La textura de estas rocas varía desde blasto-porfídica a granolepidoblástica y/o lepidoblástica en los términos más finos.

Contreras *et al.,* (1984) han descrito asociaciones con cloritoide en las metatobas ácidas. Se trata de rocas verdosas compuestas por cuarzo, mica incolora (sericita), clorita y cloritoide. Este último mineral puede suponer, en algunas muestras, más del 50 % de la roca y se presenta como pequeños porfiroblastos de 1 mm maclados y, con frecuencia, formando crecimientos radiales. Los cloritoides son de simetría triclínica y muestran caracteres post-esquistosos respecto a la S de la roca y engloban una Si formada por cuarzo y opacos.

Los términos lávicos corresponden a riodacitas, dacitas y tobas ácidas compuestas por porfirocristales o clastos de cuarzo, plagioclasa sódica (albita-oligoclasa sódica) y algo de feldespato-K en una mesostasis recristalizada (vítrea en origen). Texturalmente son rocas blastoporfídicas con una matriz de tipo lepidoblástica esquistosa. Los niveles carbonatados son calizas marmóreas impuras con cuarzo detrítico y filosilicatos. El metamorfismo regional de esta sucesión corresponde, al menos localmente, a la zona de la clorita.

3. SUCESION BODONAL-CALA

En el sector de Arroyomolinos (S del anticlinorio Olivenza Monesterio) y discordante sobre la Sucesión grauváquica esquistosa de Tentudia (Eguiluz *et al.,* 1983), aflora un conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas (piroclásticas y epiclásticas) que han sido denominadas porfiroides de Bodonal-Cala (Hernández Enrile, 1971). Los afloramientos pueden seguirse como una estrecha banda desde las proximidades de Jerez de los Caballeros (Dupont, 1979), Bodonal de la Sierra, Arroyomolinos (donde alcanzan su mayor desarrollo), hasta Cala, donde quedan cortadas por el complejo plu-

TABLA I

Análisis químicos de las rocas de la Formación Malcocinado.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	70.34	70.58	72.40	72.99	73.16	75.46	75.64	75.80	75.87	78.31	54.35	59.59	67.60	69.00	69.56
Al_2O_3	12.92	15.69	15.44	13.87	14.30	14.00	14.37	13.86	12.50	11.56	16.93	16.99	10.71	14.94	13.13
Fe_2O_3	0.58	2.32	1.01	1.02	0.81	3.03	0.93	1.14	0.69	1.81	3.54	4.09	0.36	1.66	0.61
FeO	3.70	3.90	1.71	2.06	0.74	0.71	0.38	0.75	1.50	0.98	6.96	2.67	5.15	2.53	3.10
MgO	0.72	2.81	0.61	1.56	0.44	0.81	0.21	0.40	0.74	2.68	5.28	3.23	1.74	0.99	2.14
CaO	2.09	1.90	0.4	1.10	1.78	0.09	0.28	0.01	0.85	0.24	3.83	2.36	4.25	1.43	1.92
Na_2O	4.18	6.68	3.69	4.33	2.54	0.34	3.10	1.67	1.91	1.21	3.37	3.34	2.85	4.38	2.24
K_2O	1.93	0.14	3.35	1.06	4.04	4.11	4.00	5.51	3.90	1.14	0.19	3.57	1.71	2.61	3.32
TiO_2	0.47	0.55	0.15	0.23	0.21	0.19	0.04	0.11	0.11	0.26	2.00	0.63	0.33	0.47	0.33
MnO	0.07	0.11	0.06	0.04	0.03	0.07	0.02	0.04	0.06	0.01	0.19	0.11	0.13	0.10	0.16
H_2O-	0.19	0.15	0.11	0.16	0.00	0.08	0.05	0.00	0.15	0.26	0.07	0.09	0.23	0.02	0.21
H_2O+	2.81	0.30	1.02	1.58	1.95	1.11	0.99	0.71	1.72	1.53	3.19	3.33	5.02	1.87	3.39
Total	100.00	99.85	99.95	100.00	100.00	100.00	100.01	100.00	100.00	99.99	99.90	100.00	100.08	100.00	100.01
Cu	42	374	39	23	15	n.d.	536	13	18	12	n.d.	n.d.	n.d.	20	106
Zn	48	70	43	75	47	129	48	458	32	13	146	124	53	67	41
Ni	<15	50	58	<15	2	11	10	3	15	34	41	20	28	<15	38
Cr	75	57	124	66	156	23	33	166	46	188	82	28	69	23	77
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	76	169	98	476	68	6	67	35	53	11	461	189	93	223	132

Análisis de las rocas volcánicas de la Sucesión Bodonal-Cala y Unidad Loma del Aire

	BODONAL-CALA									L. DEL AIRE	
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	58.73	70.96	72.14	74.36	75.69	76.70	77.08	79.00	79.59	63.91	70.47
Al_2O_3	18.77	16.71	16.96	14.24	14.19	13.05	15.48	10.09	12.39	17.85	15.90
Fe_2O_3	3.26	1.48	2.55	2.41	1.25	1.56	1.92	1.18	1.07	1.34	2.83
FeO	5.87	0.30	0.61	n.d.	0.41	n.d.	0.38	0.56	0.88	4.36	0.88
MgO	3.38	0.27	0.76	0.86	0.49	1.01	0.36	0.27	1.31	2.87	1.28
CaO	0.92	0.33	0.02	0.13	0.11	0.11	0.12	0.12	0.32	0.26	0.25
Na_2O	4.53	4.66	0.11	0.39	0.13	0.17	1.07	0.10	0.31	2.23	1.65
K_2O	1.06	3.83	5.10	5.35	6.14	4.69	1.91	4.54	2.19	3.95	3.89
TiO_2	0.84	0.18	0.21	0.32	0.14	0.26	0.18	0.12	0.17	0.54	0.19
MnO	0.12	0.01	0.24	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.04
H_2O-	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	0.42
H_2O+	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.57	2.32
Total	97.48	98.73	98.70	98.09	98.58	97.57	98.51	95.99	98.21	100.00	100.12

Análisis de las rocas volcánicas de la Sucesión Bodonal-Cala y Unidad Loma del Aire (Continuación)

	BODONAL-CALA									L. DEL AIRE	
	16	**17**	**18**	**19**	**20**	**21**	**22**	**23**	**24**	**25**	**26**
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	34	23
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	68	30
Ni	38	27	44	26	34	26	31	72	32	33	31
Cr	113	26	78	n.d.	131	n.d.	141	124	105	55	66
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	187	n.d.	165	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	170	n.d.	139	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	92	203	10	40	11	36	16	14	11	80	90
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	1139	n.d.	411	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Análisis de las rocas graníticas

	GRANITO DE LA BOMBA							GRANITO DEL ESCRIBANO					GRANITO DE AHILLONES			GR. S. PADRONA
	27	**28**	**29**	**30**	**31**	**32**	**33**	**34**	**35**	**36**	**37**	**38**	**39**	**40**	**41**	**42**
SiO_2	65.68	71.39	73.57	73.90	73.94	74.19	75.75	65.01	65.35	67.46	67.52	69.58	64.06	66.91	67.10	78.68
Al_2O_3	15.52	15.17	12.98	13.82	11.66	13.54	12.93	16.37	15.39	14.98	16.63	17.12	18.37	18.71	18.78	13.29
Fe_2O_3	1.52	1.45	0.95	0.56	1.01	0.60	0.86	1.03	0.73	0.40	0.47	0.09	1.35	1.61	1.02	0.29
FeO	2.22	2.70	0.74	1.22	1.46	2.05	0.86	3.76	3.74	3.47	3.65	2.15	2.54	1.54	2.05	0.95
MgO	2.15	1.24	0.37	0.25	0.55	0.69	0.23	2.45	2.77	2.74	2.18	0.91	2.22	1.20	1.39	0.24
CaO	2.29	0.65	1.38	1.10	3.37	0.48	0.76	2.85	3.63	2.98	2.38	1.68	4.03	2.77	1.93	0.30
Na_2O	3.48	4.60	3.42	3.70	2.72	2.79	3.63	4.25	4.61	3.60	4.23	4.48	4.49	4.76	4.90	1.64
K_2O	4.02	1.10	4.30	3.61	3.30	4.11	4.04	2.11	1.29	2.00	1.31	2.30	1.05	1.12	1.23	3.28
TiO_2	0.23	0.18	0.09	0.18	0.10	0.13	0.15	0.43	0.33	0.30	0.36	0.24	0.33	0.20	0.23	0.13
MnO	0.08	0.04	0.03	0.04	0.04	0.06	0.04	0.09	0.07	0.09	0.09	0.05	0.09	0.04	0.05	0.01
H_2O-	0.03	0.10	0.14	0.05	0.03	0.21	0.18	0.10	0.23	0.23	0.06	0.14	0.07	0.02	1.25	n.d.
H_2+	3.04	1.47	2.00	1.57	1.85	1.15	0.72	1.64	1.85	1.78	1.51	0.77	1.56	1.12	0.07	n.d.
Total	99.89	100.09	99.97	100.00	100.03	100.00	100.15	100.09	99.99	100.03	100.40	99.52	100.16	100.00	100.00	98.78
Cu	n.d.	n.d.	536	81	n.d.	42	19	49	n.d.	n.d.	11	10	53	335	48	n.d.
Zn	56	41	48	38	24	42	33	78	35	39	67	65	85	33	62	n.d.
Ni	45	21	58	15	15	15	15	48	19	16	23	27	55	28	76	40
Cr	63	75	74	19	63	49	15	58	85	85	41	31	77	75	148	181
Sr	103	116	63	20	63	60	53	315	232	369	445	497	617	520	474	32

tónico de Santa Olalla de Cala.

Se trata de una sucesión compleja en la que alternan materiales volcánicos ácidos de diverso tipo (riolitas, dacitas, tobas cristalinas, brechas y rocas piroclásticas variadas) y, en menor proporción, intermedias (tobas andesíticas). Intercalados con los productos volcánicos existen algunos tramos pizarrosos y carbonatados que, en algunos puntos, pueden alcanzar un desarrollo notable (Calizas de Cañuelo, Schneider, 1939). Todo este conjunto está atravesado por algunos cuerpos de rocas subvolcánicas (Pórfido de Cala).

En el núcleo del Macizo de Aracena, discordantes sobre los materiales precámbricos (Fm. de la Umbría), se encuentra una compleja sucesión de volcanitas eminentemente ácidas con pasadas carbonatadas, algunas de gran espesor (Dolomías de Aracena). Estos materiales han sido considerados de edad Cámbro-Ordovícico (Bard, 1969) y finiprecámbricos (Florido y Quesada, 1984; Apalategui *et al.,* 1984). Tanto por su litología como por su posición estratigráfica, es comparable con la sucesión Bodonal-Cala.

Las rocas volcánicas son de colores claros y forman un conjunto bastante heterogéneo con una potencia que supera los 200 m. En el flanco S de la antiforma de Monesterio, la sucesión está compuesta, de forma esquemática, por un tramo basal de tobas cristalinas, con algunos bancos calizos, sobre el que se dispone un conjunto de tobas finas y cineritas con pasadas poco potentes de riolitas, brechas, aglomerados y tobas soldadas. Este conjunto pasa a techo a una alternancia de pizarras cineríticas con laminaciones arenosas y carbonatadas, que se hacen rapidamente más importantes hasta constituir un grueso paquete carbonatado (Calizas de Cañuelo). En Aracena , los materiales son semejantes, pero las dolomías de Aracena se situan más hacia la base.

Las tobas cristalinas son rocas porfídicas en las que se reconocen cristales milimétricos de cuarzo y feldespato en una matriz sericítica blanca a verdosa clara. Muestran, con frecuencia, una esquistosidad que les confiere un aspecto gneísico porfiroide. Las riolitas son de color rosado, afaníticas, en las que se reconocen bien las texturas de flujo lávico. Forman cuerpos estratoides de poca continuidad lateral.

Las tobas piroclásticas y/o epiclásticas y cineritas son materiales grisáceos o azulados, satinados, esquistosos, de aspecto pizarroso o grauváquico y representan uno de los materiales más abundantes. Las rocas de composición intermedia se situan hacia la base, son de coloración verdosa y groseramente esquistosas y corresponden a tobas andesíticas.

Los pórfidos son de aspecto masivo y están constituidos por grandes fenocristales de feldespato-K y plagioclasa en una matriz microcristalina de color oscuro. No muestran deformación penetrativa aunque si una acusada fracturación.

Por último, las rocas carbonatadas pueden aparecer como delgados lechos impuros (calcoesquistos) o como paquetes gruesos y masivos de calizas y dolomías con pasadas volcánicas ocasionalmente.

3.1. Petrografía

-Tobas cristalinas.- Están constituidas por cristales milimétricos de cuarzo, plagioclasa y feldespato-K envueltos en una matriz sericítica de grano muy fino, cuya orientación define la esquistosidad dominante. Los diversos porfirocristales, especialmente el cuarzo, muestran claros caracteres volcánicos (corrosiones, idiomorfismo, etc.) y numerosos síntomas de deformación (aplastamiento, fracturación, extinción ondulante, etc.). El análisis detallado de estas rocas pone de manifiesto la presencia de una gran variedad textural. Apatito, circón, opacos y turmalina son minerales accesorios frecuentes.

-Metatobas finas y metacineritas.- Son rocas de textura granolepidoblástica constituídas por una matriz cuarzo-sericítica de grano fino en la que se reconocen algunos clastos de cuarzo y feldespato.

-Lavas riolíticas.- Son rocas de aspecto bandeado que, al microscopio, muestran textura microcristalina fluidal con o sin fenocristales. Los minerales principales cuarzo, feldespato-K y plagioclasa, forman bandas en las que varían las proporciones relativas. Los accesorios más importantes son opacos,circón y turmalina.

-Pórfido de Cala.- Es una roca masiva con textura pórfidica. Los fenocristales, centimétricos, son de cuarzo, feldespato-K, plagioclasa y, en menor medida, algunas masas cloríticas que deben ser restos de biotitas. El feldespato-K suele presentar una estrecha corona de oligoclasa a su alrededor (textura Rapakivi). Estas rocas apenas muestran evidencias de deformación, si bien el cuarzo suele tener una débil extinción ondulante. La matriz es microcristalina y está compuesta por un entramado de grano fino de cuarzo y feldespato. Como accesorios aparecen opacos, circón y apatito.

4. GEOQUÍMICA

El estudio geoquímico se ha realizado sobre un total de 42 análisis distribuidos de la siguiente manera: 15 de volcanitas de la Fm. Malcocinado, 15 de granitos, 10 de volcanitas de la S. Bodonal-Cala y 2 análisis de rocas volcánicas de la Unidad Loma del Aire (tabla I).

Como se ha indicado anteriormente las rocas volcánicas muestran transformaciones texturales y/o mineralógicas que ponen de manifiesto los efectos de un metamorfismo de grado muy bajo a bajo. Estas condiciones metamórficas pueden dar lugar a variaciones en las proporciones de óxidos tales como Na_2O, K_2O y CaO (Miyashiro, 1975). Otras transfomaciones, como alteración hidrotermal, en rocas intermedias y básicas dan lugar a incrementos en elementos tales como K_2O, FeO*, TiO_2 y disminución en CaO y de las relaciones Na/K y K/Rb (Shido *et al.,* 1974). Por el contrario elementos como Ni, Cr, V, P, Zr, Y y Nb suelen ser inmó-

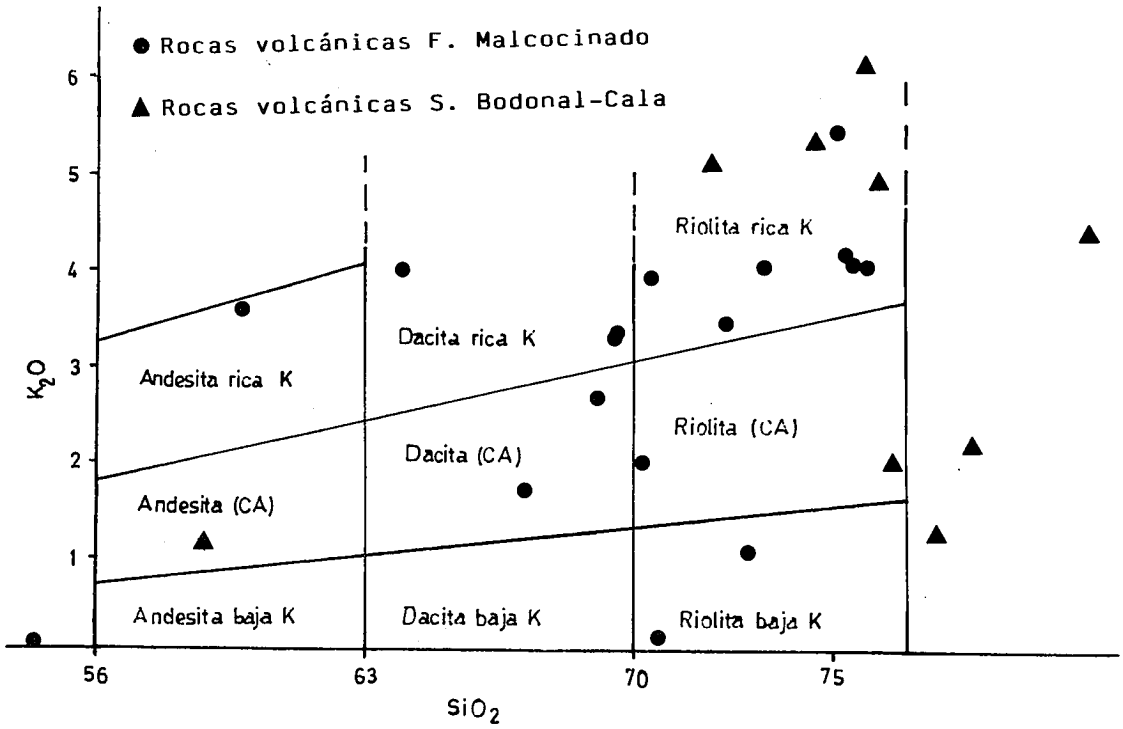

Fig.2.-Clasificación de las volcanitas de la Fm. Malcocinado y de la S. Bodonal-Cala en el diagrama SiO_2-K_2O.
Fig.2.-Classification of the Malcocinado Fm. volcanics and of the Bodonal-Cala Series in the SiO_2-K_2O diagram.

viles durante el metamorfismo y la alteración por lo que permiten caracterizar series de rocas y ambientes geotectónicos (Cann, 1970; Pearce y Cann, 1973; Pearce *et al.*, 1975; Floyd y Winchester, 1975; Pearce y Norry, 1979; entre otros).

Ante la falta de datos sobre elementos inmóviles se discute el comportamiento de los elementos mayores y algunos traza con las reservas propias del caso, en especial referente a los álcalis. Los términos volcánicos muestran un rango de variación de SiO_2 entre 54 y 79 %. En el diagrama SiO_2-K_2O (Peccerillo y Taylor, 1976, con modificación de Ewart, 1979) (fig. 2) estas rocas corresponden a andesitas basálticas (53-56 % SiO_2), andesitas (56-63 % SiO_2), dacitas (63-70 % SiO_2) y riolitas (70% SiO_2). El K_2O muestra una marcada variabilidad lo que da lugar a tipos pobres, medios y ricos en K, especialmente en los términos riolíticos, con valores que van desde 0.14% a 5.5 % para la Fm. Malcocinado y de 1% a 6 % para las volcanitas ácidas de la S. Bodonal-Cala. Esta dispersión del K_2O puede deberse, probablemente , a los procesos de transformación asociados al metamorfismo.

Las rocas graníticas analizadas corresponden petrográfica y químicamente a granodioritas y granitos (56-76 % de SiO_2) y muestran un comportamiento químico similar al de las volcanitas (figs. 3 a 11) lo que sugiere un parentesco magmático entre ambos tipos de rocas. En el diagrama de Batchelor y Bowden (1985) (fig. 12) el granito de Ahillones y el del Escribano se situan en el campo de los granitos *"pre-plate collision"*, es decir, en el dominio de los granitos calcoalcalinos generados en un ambiente de márgenes de placas destructivas; mientras que el granito de la Bomba, también calcoalcalino, muestra un carácter tardi-sinorogénico.

En los diagramas de variación SiO_2-óxidos (fig. 3) se aprecia una disminución paulatina de Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO y CaO. El Al_2O_3, no obstante, parece apuntar una caida en algunas muestras volcánicas para valores de SiO_2 entre 66-70%. Entre 64-68 % SiO_2 se aprecia un ligero aumento en CaO para muestras de los cuerpos graníticos (Escribano y Ahillones, principalmente). El Na_2O, en conjunto, se mantiene constante hasta aproximadamente el 71% SiO_2 y decrece a partir de este valor. Para el K_2O se aprecia un incremento moderado hasta los términos con 67% SiO_2 y a partir de aquí evoluciona según dos líneas distintas, como se muestra en la figura 4.

El comportamiento de los álcalis parece mostrar algunas discrepancias respecto al resto de los óxidos, tanto para la Fm. Malcocinado como para la S. Bodonal-Cala. Así el contenido medio en Na_2O es mayor para los términos de Malcocinado que para Bodonal-Cala (3% y 1.3%, respectivamente), mientras que el K_2O es mayor en este último que en las volcanitas de Malcocinado (3.8% y 2.7 %, respectivamente). A pesar de que parece evidente una movilización de estos elementos, es significativo el aumento generalizado del K_2O, especialmente a nivel de los términos ácidos, a medida que las muestras proceden de dominios situados más al S. Hecho que también se ha podido comprobar en las volcanitas finiprecámbricas del Macizo de Aracena (hoja de Santa Olalla de Cala) donde rocas ácidas (69-78 % SiO_2) muy ricas en

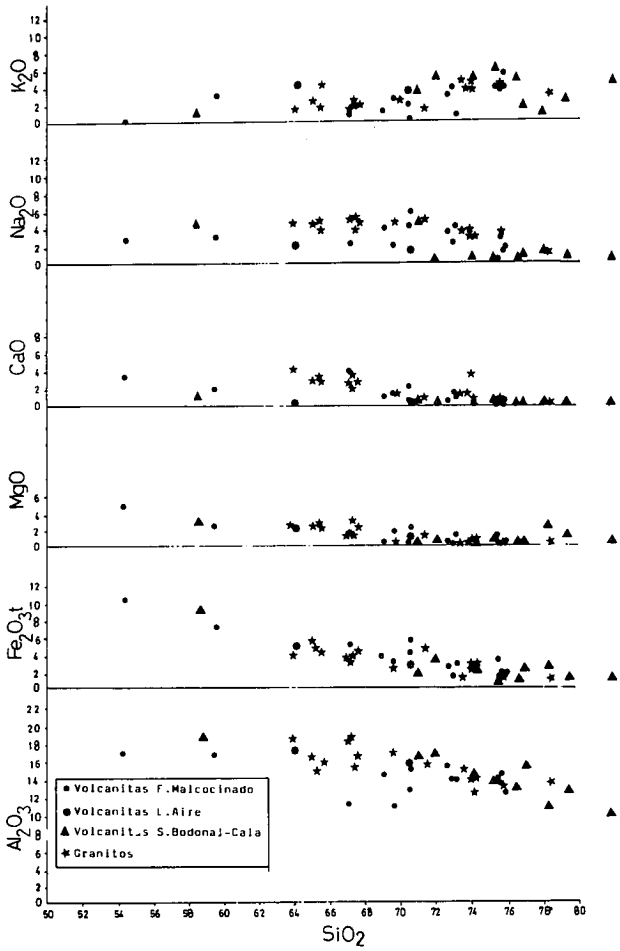

Fig.3.-Diagramas de variación SiO_2-óxidos.
Fig.3.-SiO_2-oxides variation diagrams.

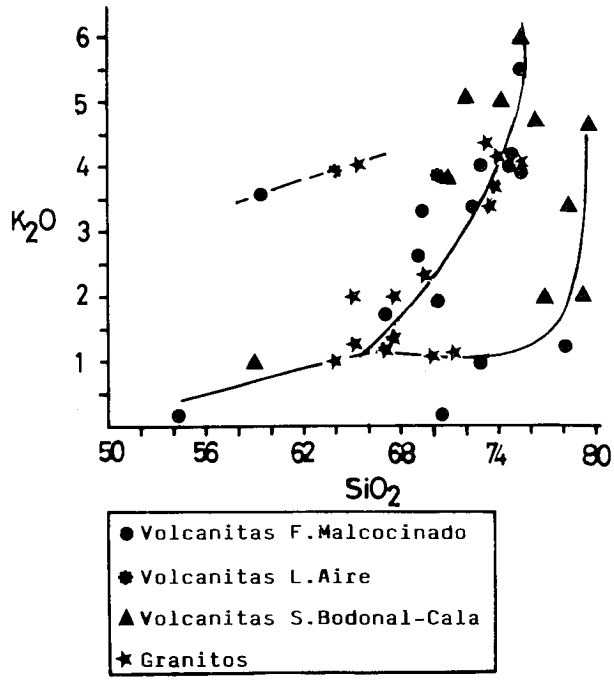

Fig.4.-Diagrama de variación SiO_2-K_2O para todas las rocas analizadas.
Fig.4.-SiO_2-K_2O variation diagram for all the analyzed rocks.

feldespato-K muestran altos contenidos en K_2O (7%-7.5%). Aquí el grado metamórfico de algunas muestras puede alcanzar el grado medio. A pesar de la incertidumbre que proporciona el K_2O, en la fig. 4 se aprecian dos líneas en las que participan los dos conjuntos de rocas consideradas, lo que parece indicar que se trata de un magmatismo común con dos líneas evolutivas para el K_2O. Un comportamiento similar ha sido atribuido, para otras series de rocas, a variaciones de profundidad del plano de Benioff en regiones orogénicas (Jakes y White, 1972), a distintos comportamientos de diferenciación, según una mayor o menor apertura, de los reservorios magmáticos cerca de la superficie (Marsh, 1982), o a procesos de contaminación del magma durante su ascenso (ver por ej. Harris, 1957; Condie, 1973; Dupuy *et al.*, 1977).

En los diagramas clásicos de las figuras 5, 6, 7 y 8 la mayor parte de las muestras se proyectan o siguen la pauta evolutiva de series calcoalcalinas. Este mismo comportamiento se puede ver en la fig.9, donde el TiO_2, relativamente estable durante el metamorfismo, decrece de forma continuada y rápida con el avance de la cristalización fraccionada (incremento de FeO*/MgO).

El Cr es un elemento que también decrece con la diferenciación, tanto en series calcolcalinas como toleíticas, pudiendo sufrir un pequeño incremento en algunas series volcánicas orogénicas hacia los términos más siliceos (Ewart, 1979). En las fig. 10 y 11 se aprecia una ligera disminución o estabilización a nivel de los términos más ácidos. El Ni es otro elemento que muestra un comportamiento similar al Cr tanto en series calcoalcalinas como toleíticas con el grado de diferenciación. En ambas series de márgenes continentales activos y arcos de islas la disminución es más rápida que en otros ambientes (islas oceánicas y zonas continentales estables). En nuestro caso disminuye muy lentamente para Malcocinado y se mantiene constante, a excepción de una muestra, para Bodonal-Cala (fig. 11).

El Sr decrece, por lo general, con el ID en series intermedias-ácidas de regiones orogénicas (Ewart, 1979), carácter que parece mostrar el volcanismo finiprecámbrico de la ZOM (fig. 11).

El contenido en Cu, excepto para aquellas muestras con anomalía, fluctua entre <10 y 50 ppm, lo que está de acuerdo con los contenidos medios de series calcoalcalinas intermedias-ácidas de márgenes continentales activos (ej. Andes, Brousse y Oyarzun, 1973) (tabla II).

Tabla II

	Rocas básicas	R. intermedias	Rocas ácidas
Magmatismo Andino (Chile)	60-48 ppm	28-60 ppm (57 ppm)	24-46 ppm (30 ppm)
Fm. Malcocinado		20-106 ppm (63 ppm)	18-42 ppm (35 ppm)

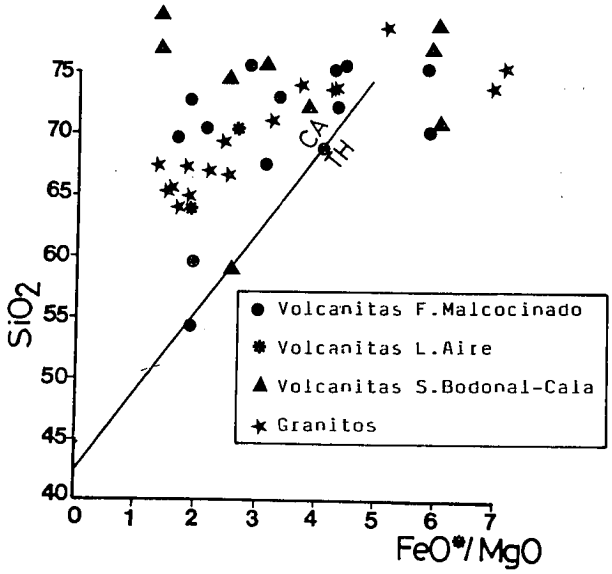

Fig.5.-Posición del magmatismo finiprecámbrico de Ossa-Morena en el diagrama SiO_2-FeO*/MgO.
Fig.5.-Place of the Late-Precambrian magmatism of the Ossa-Morena Zone in the SiO_2-FeO*/MgO diagram.

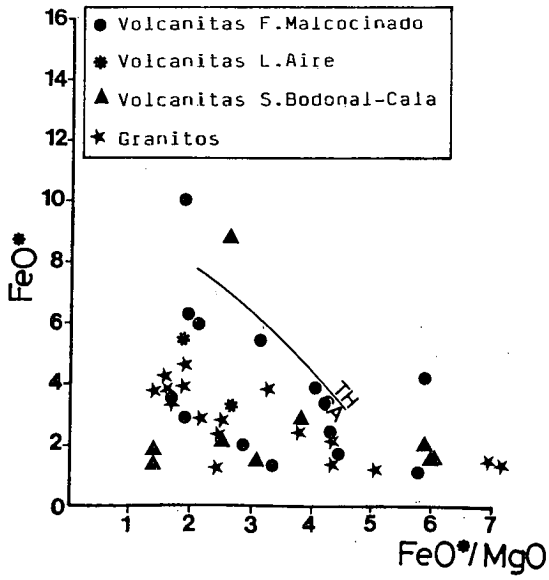

Fig.6.-Posición del magmatismo finiprecámbrico de Ossa-Morena en el diagrama FeO*-FeO*/MgO.
Fig.6.-Place of the Late-Precambrian magmatism of the Ossa-Morena Zone in the FeO-FeO*/MgO diagram.

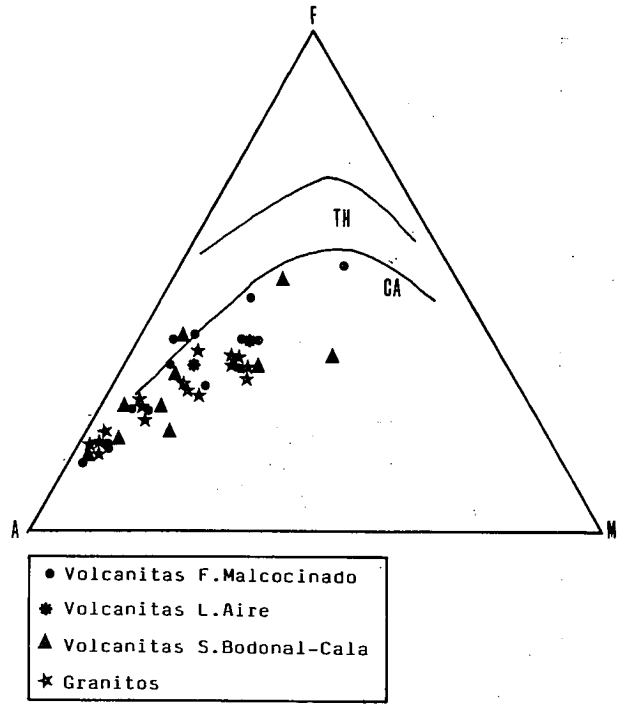

Fig.7.-Evolución calcoalcalina (CA) en el diagrama AFM.
Fig.7.-Calc-alkaline (CA) evolutive trend in the AFM diagram.

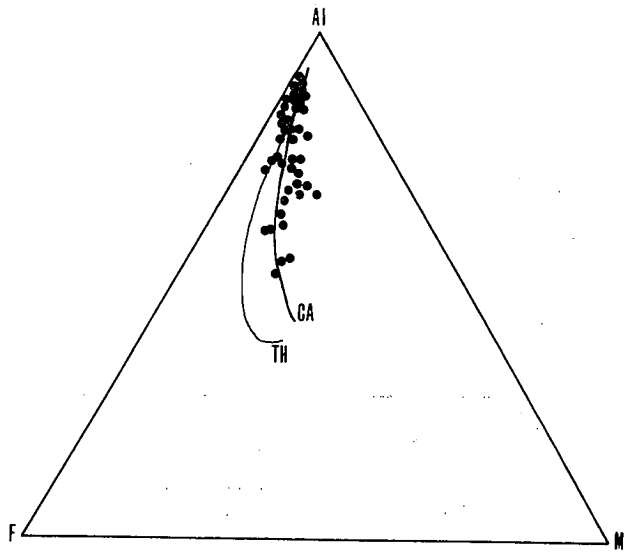

Fig.8.-Diagrama Al=Al_2O_3, F=Fe_2O_3+FeO y M=MgO (Fonteilles, 1976). Las muestras (con símbolo unificado) siguen una evolución calcoalcalina (CA).
Fig.8.-Al=Al_2O_3, F=Fe_2O_3+FeO y M=MgO diagram (Fonteilles, 1976). The samples (here unified) follow a calc-alkaline evolutive trend.

Si se comparan los contenidos en Cu del magmatismo andino de Chile y los de la Fm. Malcocinado, se observa para ambas series de rocas una disminución desde los términos intermedios a ácidos con valores similares, lo que apoya una cierta similitud, para el contenido en Cu, entre ambos volcanismos. En las tablas III y IV se comparan algunos elementos mayores, menores y trazas de series calcoalcalinas de márgenes continentales activos y arcos de islas con el volcanismo finiprecámbrico de la ZOM. Se observa que los contenidos en elementos como Rb, Ba y Zr (sólo determina-

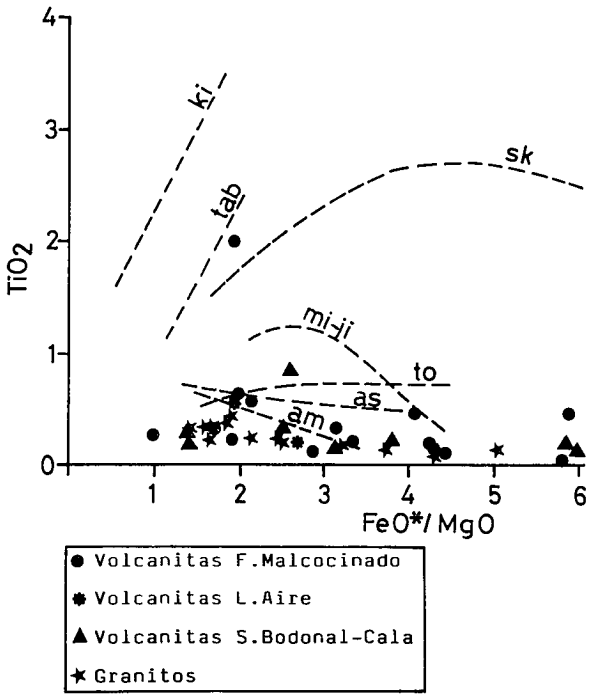

Fig.9.-Diagrama TiO_2-FeO*/MgO (Miyashiro, 1975: ki=Kilauea, tab=toleítas abisales, sk=Skaergaard, mi-ji=Miyake-jima, to=Tofua, as=Asama y am=Amagi).
Fig.9.-TiO_2-FeO*/MgO diagram (Miyashiro, 1975: ki=Kilauea, tab=Abyssal tholeiites, sk=Skaergaard, mi-ji=Miyake-jima, to=Tofua, as=Asama, and am=Amagi).

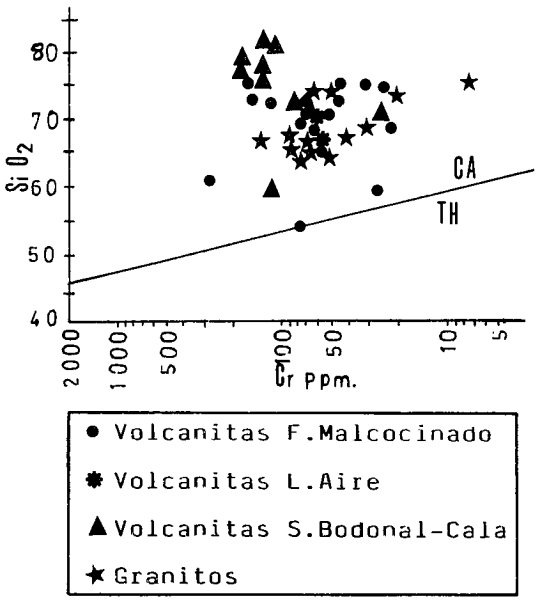

Fig.10.-Diagrama SiO_2-Cr mostrando el carácter CA del magmatismo finiprecámbrico de la ZOM.
Fig.10.-SiO_2-Cr diagram showing the CA character of the Late-Precambrian magmatism of the OMZ.

dos en Bodonal-Cala) están dentro del rango de variación que muestran las series calcoalcalinas de margenes continentales, mientras que otros como Ni, Cr y

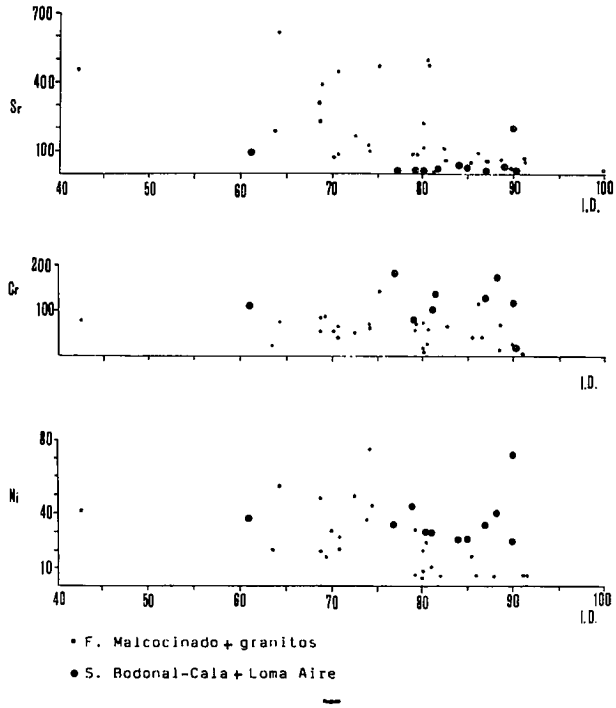

Fig.11.-Diagramas de variación ID-Sr, Cr, Ni.
Fig.11.-ID-Sr, Cr, Ni variation diagrams.

Sr no son excluyentes. El TiO_2 con valores entre 0,1% y 0,8 %, a excepción de una muestra con 2 %, no es discriminante en este sentido, pudiendo corresponder a margen o arco de islas. Los álcalis como es de esperar muestran un rango de variación más amplio, especialmente el K_2O. El rango de variación de la SiO_2 (tabla IV) en series calcoalcalinas de márgenes continentales activos es mayor de 63 %, siendo raros contenidos menores del 56 %, por lo que los tipos más frecuentes son: andesitas, dacitas y riolitas acompañados por abundante material piroclástico. Sin embargo en los arcos de islas apenas un 10% de sus términos superan el 63 % de SiO_2, mientras que rocas con más de 56 % de SiO_2 son moderadamente abundantes (Jakes y White,1972). Las variaciones de SiO_2 y de $(FeO+Fe_2O_3)/MgO$ (tabla IV) para el volcanismo de la

Tabla III

	SERIES CA (Miyashiro, 1975)		VOLCANISMO FINIPREC. ZOM	
	Margen Continental	Arco Islas	Fm.Malcocinad	S.Bodonal-Cala
TiO_2	0,4-1,5	0,1-1,3	0,1-2,0	0,1-0,8
Na_2O	2,5-5,5	2,5-5,5	0,3-6,6	0,1-4,6
K_2O	0,2-3,5	0,1-2,5	0,1-5,5	1,0-5,3
Cr	0-500	0-900	15-166	26-141
Ni	0-250	0-300	0-76	25-72
Sr	350-1500	100-700	6-617	11-203
Rb	20-200	0-50	—	139-170
Ba	50-1500	10-500	—	411-1139
Zr	60-300	40-150	—	165-187

ZOM son más acordes con los tabulados para margenes continentales (tipo Andean) que para arcos de islas. Asímismo, la relación K_2O/Na_2O con un valor de 1,2, para las volcanitas de la Fm. Malcocinado, estaría dentro del valor máximo dado para dicho ambiente. No así para la S. Bodonal-Cala, donde el aumento relativo de K_2O y la disminución de Na_2O dan lugar a valores muy elevados.

Tabla IV

SERIES CA (Jakes & White, 1972)			VOLC. FINIPREC. ZOM	
	Margenes Continental. (Andean)	Arcos Islas	Fm. M.	S.B-C.
SiO_2	56-75	50-66	54-78	58-79
$FeO+Fe_2O_3/MgO$	>2	<2	>2	>2
K_2O/Na_2O	0,6-1,1	<0,8	1,2	21,9

5.- CONCLUSIONES

De todo lo expuesto se puede concluir que las volcanitas finiprecámbricas, hasta el momento consideradas como afloramientos aislados, representan un episodio de gran importancia regional desarrollado en toda la ZOM. De igual manera, en contraposición al carácter mayoritariamente andesítico hasta ahora atribuido, se pone de manifiesto que la mayor parte de los productos volcánicos son netamente ácidos y con un gran desarrollo (60%) de rocas piroclásticas. Lo cual, por si sólo, es congruente con volcanismo de un arco de islas maduro o con un margen continental activo con probable participación de corteza continental. Acompañando a las emisiones lávicas tiene lugar la intrusión, en condiciones poco profundas, de algunos cuerpos graníticos. Además queda claramente confirmado el carácter discordante de estas formaciones respecto al infrayacente más metamórfico (Serie Negra o Sucesiones de Tentudia y/o Montemolín), lo que permite considerar al volcanismo como sinorogénico respecto a un ciclo finiprecámbrico o Cadomiense.

Los datos químicos, a pesar de la incertidumbre causada por la movilización de algunos elementos, especialmente el K_2O, completan las observaciones petrográficas y confirman el carácter calcoalcalino a calcoalcalino-K del volcanismo finiprecámbrico de la ZOM. Las rocas graníticas, espacialmente asociadas a los productos volcánicos, muestran un comportamiento químico similar a ellos lo que sugiere un parentesco magmático entre ambas manifestaciones ígneas.

Un hecho a resaltar es que, con independencia de la movilidad del K_2O, rocas similares en composición y grado metamórfico muestran contenidos más altos en este elemento a medida que se situan en dominios más meridionales.

Ante la falta de datos geoquímicos más precisos (elementos inmóviles), resulta prematuro pronunciarse

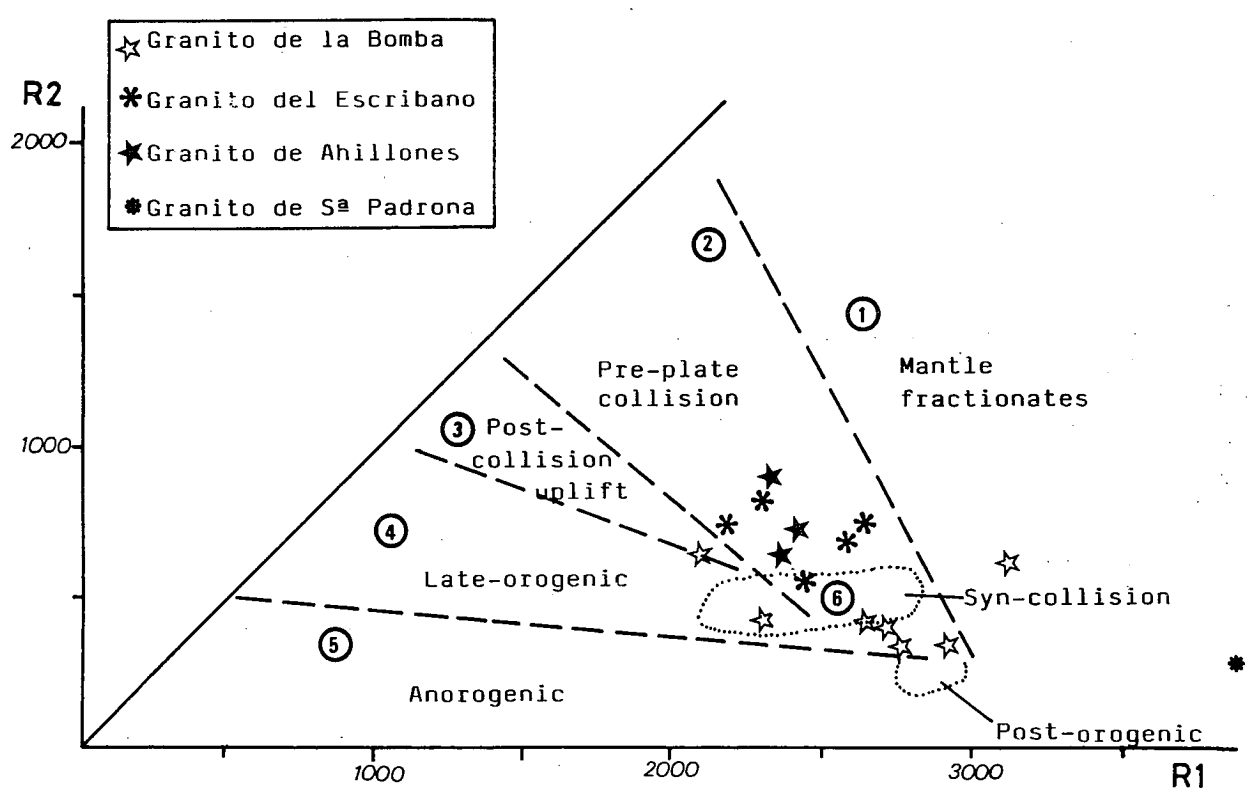

Fig.12.-Proyección de los granitos en el diagrama R1-R2 con los campos delimitados por Batchelor y Bowden (1985).
Fig.12.-Granites plot in the R1-R2 diagram with the fields stablished by Batchelor and Bowden (1985).

definitivamente sobre el marco geotectónico de este magmatismo. No obstante, los datos de campo indican que se trata de un magmatismo sinorogénico de un cíclo finiprecámbrico (Rifeense sup.-Vendiense), que junto a la naturaleza mayoritariamente ácida y piroclástica de sus productos y al carácter calcoalcalino, según los datos geoquímicos disponibles hasta la fecha, serían congruentes con un margen activo, probablemente de tipo continental, en el cual la zona de subducción buzaría hacia el SW desde el actual límite N de la ZOM (?).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a C. Quesada y L.A. Cueto del IGME las facilidades dadas para la utilización de parte de los análisis químicos de este estudio los cuales fueron realizados para el Proyecto MAGNA.

BIBLIOGRAFIA

Apalategui,O., Barranco,E., Contreras,F., Delgado Quesada,M. y Roldán,F.J. (1984): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 91 (Aracena) de Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.

Apalategui,O., Borrero,J., Delgado Quesada,M., Roldán,F.J. y Eguiluz,L. (1985 a): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 878 (Azuaga) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA) IGME, Madrid.

Apalategui,O., Borrero,J., Delgado Quesada,M., Roldán,F.J. y Sánchez-Carretero,R. (1985 b): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 901 (Villaviciosa de Córdoba) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.

Apalategui,O., Garrote,A., Borrero,J., Delgado Quesada,M., Roldán, F.J. y Eguiluz, L. (1985 d): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 899 (Guadalcanal) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA).IGME, Madrid.

Apalategui,O. e Higueras,P. (1983): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 855 (Usagre) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.

Apalategui,O., Roldán,F.J. y Pérez Lorente,F. (1985 c): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 880 (Espiel) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.

Arriola,A., Eguiluz,L., Fernández Carrasco,J. y Garrote,A. (1984): Individualización de diferentes dominios y unidades en el Anticlinorio de Olivenza-Monesterio. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 8: 147-168.

Bard, J-P. (1969): *Le metamorphisme regional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-ibérique.* Tesis, Univ. Montpellier, 398 p.

Batchelor,R. y Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock serie using multicationic parameters. *Chemical Geology,* 48: 43-55.

Brousse,K. y Oyarzun,J. (1973): Les complexes calco-alcalins et la province cupriferè circum-pacifique. In : Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. *Colloque en hommage au Prof.Raguin.* Masson et Cie., 309-314. Paris.

Cann,J.R. (1970): Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 10: 7-11.

Chacón,J., Delgado Quesada,M. y Garrote,A. (1974): Sobre la existencia de dos diferentes dominios de metamorfismo regional en la banda Elvas-Badajoz-Córdoba (Macizo Hespérico meridional). *Bol. Geol. Min.,* 85 (6): 713-717.

Condie,K.C. (1973): Archean magmatism and crustal thickenning. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 84: 2981-2992.

Contreras,M.C., Garrote,A. y Sánchez-Carretero,R. (1984): Asociaciones minerales metamórficas con cloritoide en Sierra Albarrana (Córdoba). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 8: 221-234.

Cueto,L.A., Eguiluz,L., Llamas,F.L. y Quesada,C. (1983): La granodiorita de Pallarés, un intrusivo precámbrico en la alineación Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa-Morena). *Com. Serv. Geol. Portugal,* 69: 219-226.

Delgado Quesada,M. (1971): Esquema geológico de la hoja N.º 878 de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.,* 82:277-286.

Delgado Quesada,M., Liñán,E., Pascual,E. y Pérez Lorente,F. (1977): Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Studia Geológica,* 12: 75-90.

Dupont,R. (1979): *Cadre géologique et metallogénese des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena Occidentale, Espagne).* Tesis, I.N.P. Lorraine, 371 p.

Eguiluz, L.(1988): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Antiforme Burguillos-Monesterio. Macizo Ibérico Meridional.* Tésis Univ. País Vasco, 694 p.

Eguiluz,L., Garrote,A., Fernádez Carrasco,J. y Coullaut,J.L. (1983): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 897 (Monesterio) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.

Ewart,A. (1979): A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: *Trondhjemites, dacites and related rocks.* F. Barker (Ed), Elservier, Amsterdam, 6: 13-112.

Fabries,J. y Gravelle,J. (1977): Modalités du magmatisme au Protérozoique superieur dans la région de Silet (Hoggar Central, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France,* XIX, 5: 995-100.

Floid,P.A. y Winchester,J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 27: 211-218.

Florido,P. y Quesada,C. (1984): Estado actual de los conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe,* 8: 257-277.

Fonteilles,M. (1976): *Essai d'interpretations des compositions chimiques des roches d'origines metamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales).* Tesis, Univ. Paris VI.

Fricke,W. (1941): *Die Geologie des Grenzzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura.* Tésis Univ.Berlin, 91. p.

Garrote,A., Arriola,A., Eguiluz,L., Sánchez-Carretero,R. y Fernández Carrasco,J. (1983): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 876 (Fuente de Cantos) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (MAGNA). IGME, Madrid.

Harris,P.G. (1957): Zone refinning and the origin of potassic basalt. *Geochim. Cosmochim. Acta,* 12: 195-208.

Hernández Enrile,J. (1971): Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico del flanco meridional del anticlinorio Olivenza Monesterio (Badajoz). *Bol. Geol. Min.,* 82: 143-154.

Irvine,T.N. y Baragar,W.R. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.,* 8: 523-548.

Jakes,P. y White,A.J.R. (1972): Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.,* 83: 29-40.

Julivert,M., Fontboté,J.M., Ribeiro,A. y Conde,L. (1974): Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares, a escala 1:1.000.000. IGME, Madrid.

Kuno,H. (1968): Differentiation of basalt. In: *Basalts.* H.Hess y A.Poldervaart (Eds). Interscience, N.Y., 623-688.

Liñán,E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba.* Tésis Univ.Granada, N.° 191, 212 p.

Lotze,F. (1945): Zur Gliederung der Vaarisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Fonsch.,* 6: 78-92. Berlin. (Traducido por J.M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los Varíscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.,* Madrid, 1950, 149-166).

Marsh,B.D. (1982): Regional distribution and character of active andesite volcanism: The Aleutians. In: *Andesites.* R.S. Thorpe (Ed). John Wiley and Sons, 99-114.

Miyashiro,A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Jour. Geol.,* 83: 249-281.

Miyashiro, A. (1975): Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.,* 274: 321-355.

Miyashiro,A. y Shido,R. (1975): Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *Amer. Jour. Sci.,* 275: 265-277.

Pearce,J.A. y Cann,J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 19: 290-300.

Pearce,J.A., Gorman,B.E. y Birkett,T.L. (1975): The TiO2-K2O-P2O5 diagram: a method of discriminating between oceanic and nooceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 24: 419-426.

Pearce,J.A. y Norry,M.J. (1979): Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.,* 69: 33-47.

Peccerillo,A. y Taylor,S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.,* 58, 63-81.

Pérez Lorente,F. (1979): *Geología de la Zona Ossa-Morena al Norte de Córdoba (Pozoblanco-Bélmez-Villaviciosa de Córdoba).* Tesis Univ.Granada, N.° 281, 340 p.

Schneider,H. (1939): Altpaläozoikum bei Cala inder wetlichen Sierra Morena (Spanien). *Diss. Math.-naturwis. Rak.* Univ. Berlin, 1-72.

Shido,F., Miyashiro,A. y Ewing,M. (1974): Compositional variation in pillow lavas from the Mid-Atlantic Ridge. *Mar. Geol.* 16: 177-190.

Strong,D.F. (1977): Volcanic regimens of the Newfoundland Appalachians. In: *Volcanic regimens in Canada.* W.R.A.Baragar, L.C. Coleman y J.M.Hal (Eds.). *Geol. Assoc. Canada,* Ontario, 16: 61-90.

Recibido el 6 de noviembre de 1987
Aceptado el 30 de septiembre de 1988