

# LOS GRANITOS, ROCAS VOLCANICAS Y ROCAS VOLCANOCLASTICAS DEL SINCLINAL DE CACERES

L. G. CORRETGE, O. SUAREZ y M. TENA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Corretgé, L. G., Suárez, O. y Tena, M. (1982).—Los granitos, rocas volcánicas y rocas volcanoclasticas del Sinclinal de Cáceres, *Trab. Geol.*, Univ. de Oviedo, 12, 251-271.



El Sinclinal de Cáceres presenta una serie sedimentaria bastante completa, que va desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior y muestra tres aspectos de indudable interés que se estudian desde el punto de vista petrográfico y geoquímico: 1.º—Presencia de volcanismo ácido en la serie basal de la cuarcita armoricana. 2.º—Presencia de un nivel continuo de unos 200 m de potencia, de probable edad Carbonífero inferior, constituido esencialmente por tuff, tufitas ácidas y cantidades subsidiarias de lavas básicas albitizadas. 3.º—Existencia de granitos biotítico-cloríticos parcialmente deformados con disposición paraconcordante facolítica, de características petrográficas y estructurales de los restantes granitos de la región. La posible relación entre el volcanismo, similar a los Devono-Dinantienses de otras áreas hercínicas europeas de la zona Saxo-Thuringia, y los granitos tectonizados con los que pudiera tener ciertas afinidades genéticas, no parece posible dado el carácter marcadamente potásico de los granitoides.

The Cáceres syncline, shows a sedimentary serie ranging from lower Ordovician to lower Carboniferous in wich three interesting aspects have been studied from the petrographical and geochemical point of view. 1.º—Presence of acid volcanism in the basal levels of the Armorican quartzite. 2.º—Presence of a continous level, 200 mts wide, of posible lower Carboniferous age, essentially formed by tuffs, acid tuffites and minor quantities of basic albitized lavas or subvolcanics rock's. 3.º—Presence of biotite-clorite granites partially deformed showing phacolic aparence. Their petrographic and structural characterites are very differents of the others granites of this area. The volcanism of the Upper serie can be related to the Devonian-Dinantian volcanism of the other European hercynian areas belonging to the Saxo-Thuringian zone. The genetic relationships between the volcanic-volcanoclastic rocks and the phacolitic granite rocks is not probable.

*L. G. Corretge y O. Suárez, Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad de Oviedo. M. Tena, Intecsa, Madrid. Manuscrito recibido el 15 de abril de 1982.*

El sinclinal de Cáceres, en uno de cuyos flancos se ubica la capital de Cáceres, junto con el de la Sierra de Santiago constituyen, prácticamente, las dos únicas cubetas de materiales ordovícicos y supraordovícicos de la penillanura extremeña. El primero, presenta una serie sedimentaria más completa que va desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior y presenta dos aspectos de indudable interés que se estudian, en este trabajo desde el punto de vista petrográfico y geoquímico.

El primer aspecto se refiere esencialmente a la presencia de dos niveles volcánicos o volcanoclasticos: el primero está situado al muro de la cuarcita basal del Ordovícico y apenas tiene importancia cuantitativa. El segundo es un nivel continuo de unos 200 m de potencia, de edad

Carbonífero inferior al menos en gran parte de la serie, aunque no pueda descartarse por ahora la posible existencia de Devónico superior en su parte basal. Tanto uno como otro han sido puestos de manifiesto por Tena y Corretge (1980) en el curso de los trabajos de cartografía y petrografía llevados a cabo en la realización de la hoja geológica de Cáceres y son unidades volcánicas desconocidas hasta la fecha. Los trabajos de Kindelan y otros (1949) no mencionan estos niveles y en la columna estratigráfica elaborada por Bochmann (1956) no se habla del posible carácter volcánico o volcanoclastico de los mismos. En el complejo sinclinal de la Sierra de San Pedro situado unos kilómetros al sur del sinclinal de Cáceres, Kelch (1957) sitúa en el Devónico superior unos niveles tufáceos situa-

dos por debajo de calizas carboníferas. Estos niveles volcanoclásticos son, sin duda, equivalentes a los que aparecen en el sinclinal de Cáceres.

El segundo aspecto que resaltaremos en el sinclinal de Cáceres, desde el punto de vista petrográfico, es la presencia de granitos biotítico-cloríticos parcialmente deformados y con disposición paraconcordante facolítica. Las características petrográficas y estructurales de este granito son muy diferentes a las observadas en los restantes granitos de la región, por lo que se creyó conveniente abordar su estudio con la finalidad de ampliar los conocimientos de la granitología del macizo Ibérico, en un dominio geológico muy concreto donde dada la asociación espacial de los niveles volcánicos y los granitos «facolíticos» (ver Fig. 1), como hipótesis de partida habíamos supuesto una posible relación entre el vulcanismo, similar al Devono-Dinantiense de otras áreas hercinianas europeas y los granitos biotítico-cloríticos del sinclinal que, aunque ligeramente más tardíos pudieran manifestar ciertas afinidades genéticas.

#### EDAD DE LAS FORMACIONES VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS

Como hemos anticipado en la introducción de este trabajo uno de los puntos oscuros que presenta la serie volcano-volcanoclástica situada inmediatamente a muro de las calizas del sinclinal de Cáceres, en lo que hemos denominado a efectos de claridad de esquema cartográfico, tramo C, es el problema de su edad.

Pocos datos se tienen sobre la edad de esta serie puesto que no se ha encontrado fauna en los depósitos clásticos intercalados en la serie volcanoclástica, no obstante en el sinclinal contiguo de la Sierra de San Pedro (Bascones, Martín y Corretgé 1980), algunos niveles arenosos intercalados en depósitos volcanoclásticos similares a los descritos en este trabajo tienen *Cyat-hopsidae* que es una familia de edad Carbonífera.

En el sinclinal de Cáceres (Tena y Corretgé, op. cit.), las calizas situadas por encima de la serie volcánica tienen faunas Tournasienses-Viseenses. Estos datos nos permiten decir que parte de los niveles volcánicos son, con gran probabilidad, de edad Carbonífero inferior.

En otros sinclinales del mismo dominio pa-

leogeográfico que tienen a su vez manifestaciones volcánicas, los complejos vulcano sedimentarios se sitúan en dominios estratigráficos de edad más antigua. Concretamente en el sinclinal de Almadén (Verges 1980). El complejo vulcano-sedimentario se sitúa por debajo de la «cuarcita de Base» (Almela y otros 1962) de edad Siegeniense superior-base del Emsiense. No existe Devónico medio y el Devónico superior según Verges op. cit., parece coincidir con el inicio de la actividad volcánica básica. El hecho de que en Almadén no hayan sido identificadas faunas posteriores al Frasnense determina, que en esta unidad el vulcanismo es claramente Devónico.

Las rocas volcanoclásticas del sinclinal de Cáceres tendrían, por tanto más relación temporal con los vulcanismos de la banda pirítica, Schemerhorn (1971), cuyo complejo sedimentario abarca desde el Tournasiense hasta el Viseense medio, o con los testimonios de actividad volcánica en la «Formación Campana» cuya edad varía entre Fameniense y Namuriense inferior, Charpentier y otros (1976), Marez (1981).

El problema de la edad no representaría un grave problema dado el carácter migratorio y diacrónico del vulcanismo. El vulcanismo del sinclinal de Cáceres equivaldría por tanto a los vulcanismos Devono-Dinantienses del orógeno herciniano europeo.

#### PETROGRAFIA

Serán objeto de estudio tres tipos de materiales:

- Rocas sedimentarias.
- Rocas volcanoclásticas.
- Rocas graníticas.

de estos tres conjuntos los dos primeros están afectados claramente por un metamorfismo regional que en esta área es siempre de bajo grado. Afecta por igual a los materiales infraordovícicos del complejo esquisto grauváquico y a los situados por encima de las cuarcitas ordovícicas en el sinclinal de Cáceres.

La asociación mineral normal en las rocas pizarrosas es cuarzo + sericita + clorita ± albita; sólo en ocasiones se observa biotita como fase metaestable dado el carácter detrítico de la misma.

En el sinclinal de Cáceres aparecen, esporá-

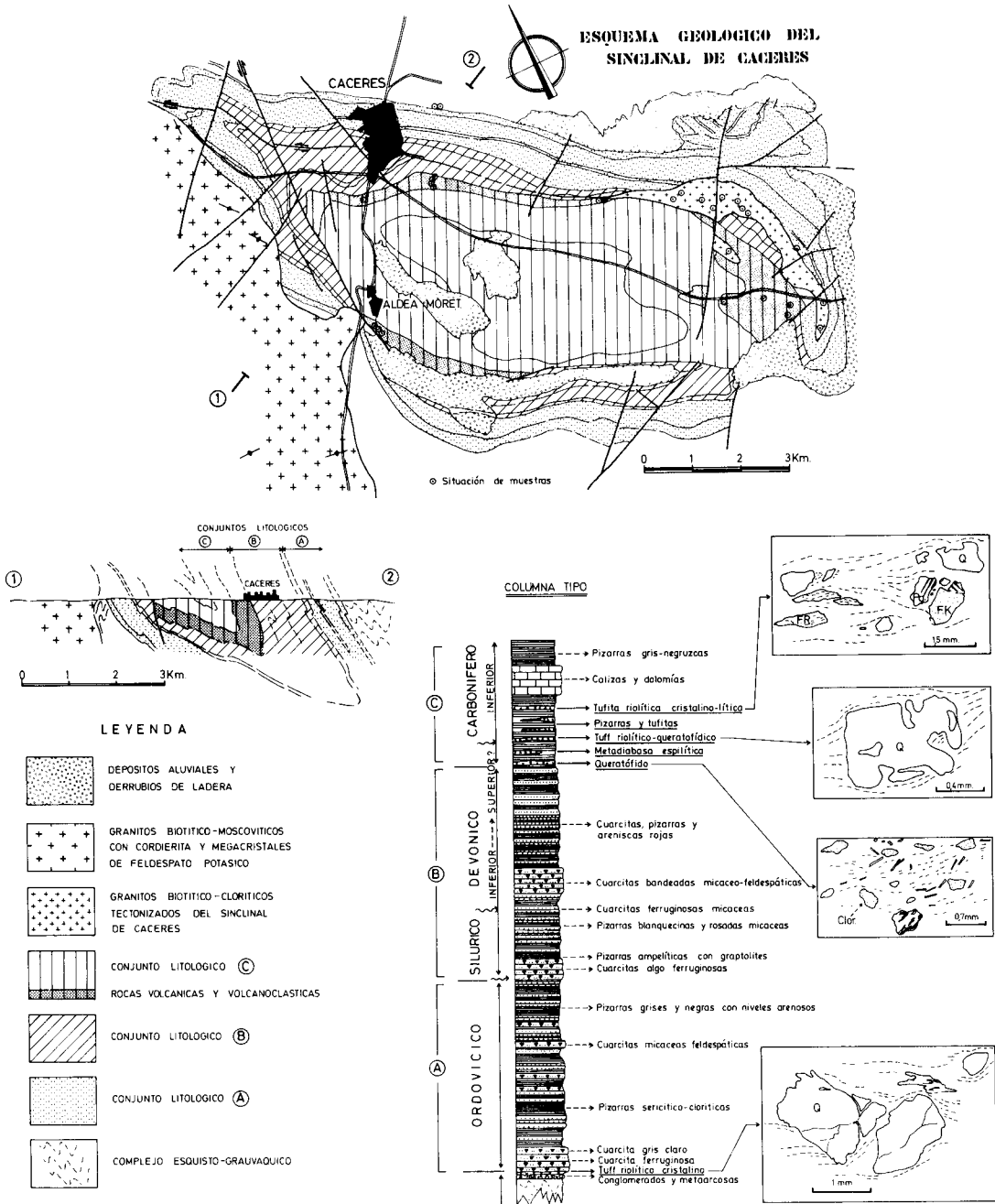


Fig. 1.-Esquema geológico del Sinclinal de Cáceres y columna tipo mostrando las características texturales de los niveles volcánicos y volcanoclasticos.

dicamente rocas diabásicas sin deformación clara formadas por paragénesis; albíta + clorita + epidota + calcita. Esta paragénesis independientemente de su probable génesis espilitica es

de bajo grado y es perfectamente congruente con las paragénesis encontradas en las rocas pelíticas y grauvaquicas. Cabe concluir pues que, en ningún caso se han superado las condi-

ciones de metamorfismo correspondientes al «low stage metamorphism» de Winkler (1970). La facies correspondiente sería claramente la de los esquistos verdes.

En cuanto a las características entre las fases de deformación y la etapa de blastesis mineral es casi uniforme en toda la penillanura caceña. Con independencia del hecho de que existan moscovitas, cloritas y algunas biotitas detríticas especialmente en las grauvacas, los minerales filíticos característicos del metamorfismo regional (clorita, sericita-moscovita) están orientados en los planos de esquistosidad y sufren flexiones en torno a clastos pretectónicos, son por tanto contemporáneos con la etapa esquistogénica principal (Fase I).

La fase II que se manifiesta siempre como una simple crenulación pliega a las cloritas y moscovitas pero sin que haya recristalización verdadera en los planos  $S_2$ , por tanto el metamorfismo regional es pre fase II.

#### CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS GENERALES DE LOS MATERIALES ORDOVÍCICOS Y SUPRA-ORDOVÍCICOS DEL SINCLINAL

Dejando a parte los sedimentos cuaternarios y derrubios de ladera muy abundantes en el sinclinal de Cáceres que hemos eliminado casi totalmente del esquema geológico (Fig. 1). Hemos dividido las formaciones sedimentarias del sinclinal en tres tramos o conjuntos litológicos que describimos a continuación.

##### *Tramo A: Materiales Ordovícicos*

1.—*Cuarcita Armoricana*.—Litológicamente está constituida por un tramo inferior de cuarcitas blancas, metaarcosas y metasubarcosas, con textura granoblástica heterogranular de cuarzo y feldespato y con circón, ilmenita y minerales arcillosos como accesorios. Se disponen en capas decimétricas que hacia el techo pasan a una cuarzoarenita de textura granoblástica heterogranular con cuarzo y sericita recristalizada intergranular como minerales principales mientras que como accesorios aparecen circón, titanita, rutilo y moscovita detrítica principalmente. Este conjunto se dispone en capas de 0,60 a 1,5 m muy duras, con fractura concoide, con formación de anillos de Liesegang en superficie y en las que es frecuente encontrar recristalizaciones de cuarzo en vetas.

La base de la unidad se identifica por la aparición de los primeros niveles de arcosas y subarcosas anteriormente descritos; en los que se intercala un tuff riolítico, que discordantemente descansan sobre el Complejo esquistu grauvácico.

2.—*Pizarras sericítico-cloríticas*.—Estas pizarras y esquistos presentan textura lepidoblástica y de grano fino con cuarzo, sericita, clorita como minerales principales y circón, turmalina, ilmenita y rutilo como accesorios. Se disponen en capas de espesor no superior a los 20 cm y en las láminas arenosas se ven estructuras de slumpings y flaser.

En este tramo existen capas arenosas que se hacen más frecuentes y potentes hacia el techo, presentan textura granoblástica y están constituidas por cuarzo y minerales arcillosos, como minerales principales, mientras que como accesorios se identifican circón, rutilo, hematites, ilmenita y turmalina. Es frecuente observar al microscopio clastos soldados por disolución por presión y cementación por crecimiento secundario de minerales de arcilla.

3.—*Cuarcitas micáceas - feldespáticas*.—Petrologicamente se trata de cuarcitas algo feldespáticas con un 85 % de cuarzo con matriz sericítica en 10 % y cemento ferruginoso en un 5 %. La fracción arcilla se encuentra en un 10 % y la fracción limo en un 3 %.

4.—*Pizarras grises y negras con niveles arenosos*.—Sobre el nivel anteriormente descrito aflora un conjunto del 125 m de pizarras grises y negras que intercalan finos niveles arenosos y cuarcíticos que no suelen sobrepasar los 20 cm. Su observación se hace difícil al considerar que son numerosos los recubrimientos coluviales provenientes del resalte topográfico correspondiente a la cuarcita que marca el techo de esta unidad.

##### *Tramo B: Materiales Silúricos - Devónicos*

1.—*Cuarcitas algo ferruginosas*.—Son cuarcitas rojizas de grano medio y textura granoblástica derivada de una detrítica bien empaquetada. Los componentes principales son cuarzo y caolinita-illita. Entre los accesorios abundan circón, hematites, moscovita detrítica, esfena y turmalina. Microscopicamente constituyen un mosaico generalmente equidimensional con los cuarzos con contactos suturados y con bordes de crecimiento secundario revestido de una película de caolinita - illita o hematites.

2.-*Pizarras ampelíticas con graptolites*.—Situadas inmediatamente por encima de las cuarcitas anteriores se caracterizan petrográficamente por sericita, cuarzo, clorita y piritita como constituyentes principales; circón y rutilo son los accesorios más comunes. La textura es pizarrosa y el conjunto es una alternancia de lechos o láminas pizarrosas ricas en materia orgánica con metasiltitas, de tamaño de grano inferiores a 60 micras, muy recrystalizadas.

3.-*Pizarras blanquecinas y rosadas micáceas*.—Sobre la unidad anterior, se apoya concordantemente un conjunto de pizarras blancas rosadas micáceas que alternan con cuarcitas arenosas ferruginosas y micáceas. El conjunto está bien estratificado en capas de hasta 15 cm y ofrecen un aspecto rítmico. Petrográficamente las pizarras presentan textura lepidoblástica y los componentes principales son sericita, clorita y cuarzo; hematites es el principal accesorio.

4.-*Cuarcitas ferruginosas micáceas*.—Estas cuarcitas, posiblemente de edad devónica tienen textura granoblástica y están constituidas por cuarzo (80 %), moscovita, biotita detrítica, sericita y clorita; se identifican también hematites, turmalina y circón como accesorios. El cemento es ferruginoso en un 5 % y la matriz sericítica en un 10 %. Resulta característico la abundancia de placas moscovíticas muy orientadas que llegan a alcanzar tamaño de 2 mm., así como la frecuencia de hematites intergranular.

### *Materiales Devónicos*

1.-*Cuarcitas bandeadas micáceo feldespáticas*.—Son las denominadas en otros dominios «cuarcitas de base». Se trata de cuarcitas finamente bandeadas micáceo feldespáticas, con textura granoblástica heterogranular con cuarzo, sericita recrystalizada intergranular, feldespatos e illita-sericita. Como accesorios se identifican circón, titanita, rutilo, biotita detrítica cloritizada y moscovita detrítica. La recrystalización es elevada y hay muestras en las que existe aproximadamente un 20 % de feldespatos (hecho que les confiere una composición de subbarcosas) que «flotan» en una matriz de cuarzo recrystalizado muy heterométrico e interpenetrado.

2.-*Cuarcitas, pizarras y areniscas rojas*.—Este conjunto litológico de cuarcitas, pizarras y areniscas de coloración rojiza aflora únicamente en el cierre nordeste del sinclinal de

Cáceres al norte de Aldea Moret. En el resto del sinclinal, esta unidad no aflora, o bien está cubierta por coluviones.

Litológicamente está constituido por niveles entre 0,10 y 0,40 cm de cuarcitas que se intercalan entre tramos de pizarras y areniscas, también en niveles de espesor centimétrico.

### *Tramo C*

El tramo C engloba a materiales del Carbonífero inferior y posiblemente Devónico superior. En la fig. 1 el tramo E comienza en los niveles volcánico-volcanoclásticos que se han resaltado con tramado oscuro. De este tramo C sólo describiremos los niveles con participación volcánica en los siguientes apartados.

### ROCAS VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS

Gran parte de las rocas estudiadas corresponden a rocas volcanoclásticas entendiéndose por tales a todas las rocas constituidas por depósito de fragmentos o granos de rocas volcánicas que se han formado por acción volcánica o erosión y meteorización de rocas volcánicas.

Estos materiales pueden estar mezclados con fracción detrítica, no volcánica, en cualquier proporción Fisher (1961, 1966). En este trabajo no se utiliza nunca el concepto de roca piroclástica pues esta (Le Bas y Sabine 1979) ha de referirse exclusivamente a «individual crystals fragments, glass and rock fragments generated by disruption as a direct result of volcanic action». Teniendo en cuenta que en las rocas del sinclinal de Cáceres se han producido fenómenos de alteración diagenética y epimetamórfica notables, centrados sobre todo en dos procesos: grauquización (formación de epimatriz y pseudomatriz) y silicificación (en este caso sustitución de epiclastos volcánicos por sílice «cheroidea»). Las rocas volcanoclásticas corresponden en su conjunto y, en su estricto sentido petrográfico, más que a tuffs, a la categoría de tuffitas; areniscas tuffíticas y siltitas tuffáceas principalmente, que pueden proceder del desmantelamiento de conos volcánicos, sometidos a la acción de corrientes u oleaje.

Las rocas volcánicas s, str. ácidas y básicas presentan fuerte albitización y cloritización. En conjunto son albitófidados producidos en el transcurso de fenómenos de espilitización o metamorfismo regional de bajo grado.

Algunas facies: metadiabasas espiliticas que presentan menor deformación pueden corresponder más que a verdaderas rocas volcánicas, a rocas subvolcánicas ligadas al mismo ciclo Devono-Dinantiense.

Las rocas volcánicas del Sinclinal de Cáceres aparecen en varios niveles, uno de ellos en la base de la primera cuarcita, relacionado quizás con un nivel púrpura del Tremadoc, y otros dentro del núcleo del Sinclinal. Ambos tienen caracteres muy similares:

- a) aspecto brechoide
- b) presencia preferente de cristales de cuarzo como porfidoblastos
- c) matriz afanítica sericítica con cuarzo y otros elementos de aspecto «cheroide».

El último carácter puede ser debido a un cambio de matriz vítrea a sílicea hidratada, a formas opalinas, o mejor, a una recristalización de matriz y elementos volcanoclásticos inestables, en sericita y gránulos de cuarzo. Este último tipo de alteración citado como poco frecuente (Pettijhon 1975) puede decirse que es aquí el principal.

Se trata de tuffs «ranging from coarse ash lapilli» de tipo  $A_1$ - $A_2$  de Correns y Leinz (1933), que son los únicos que al parecer presentan textura porfídica.

#### *Ordovícico: Tuff riolítico cristalino*

Se trata de una roca sílicea o silicificada más probablemente. Presenta textura microporfídica fluidal rica en vacuolas y en fenocristales de cuarzo (10 %) globuloso con golfos de corrosión de tamaños aproximados a los 2 mm. Frecuentes pseudomorfos de feldespato que aparecen totalmente sericitizados. La matriz es de naturaleza predominantemente sericítica y rica en hematites y en sílice criptocristalina debido probablemente a un proceso de silicificación de la matriz afanítica. Como accesorios aparecen apatito y circón.

#### *Devónico-Carbonífero*

Se distinguen varios tipos, petrográficos: Queratófidos, Diabasas espiliticas, Tuff andesítico y tuff y tuffitas ácidos de tipo riolítico.

1.-*Queratófidos*.—Utilizando el criterio petrográfico de Schermerhorn (1973), estas rocas no serían verdaderos queratófidos y quizás convendría denominarlas espilito-queratófidos, pero dado su carácter mesocrático y ácido, he-

mos creído conveniente utilizar el término más restringido de queratófido. Alterados en general se caracterizan por una textura de tipo microlítico fluidal y agmidalar. Abundan los microlitos de feldespato de tamaños frecuentemente comprendidos entre 50 y 200 que aparecen totalmente damouritizados. Las cavidades mirolíticas (aproximadamente 10 %) son de formas alargadas y aparecen rellenas por clorita microcristalina. La matriz es afanítica diferenciándose en ella algunos pseudomorfos, probablemente procedentes de alteración de félicos, de hábito tabular, redondeado o de tendencia hexagonal, que son ricos en opacos-hematites y que presentan zonas silicificadas.

Destacan filoncillos muy tardíos, afectan a cavidades y pseudomorfos, ricos en cuarzo y a veces en hematites, en los que puede observarse abundante clorita de tonalidad parda que presenta una disposición palmeada o de tendencia esferulítica y tapiza las paredes del filoncillo, llegando a englobar por completo algunos cristales de cuarzo.

2.-*Metadiabasa espilitica*.—De textura holocristalina de tipo microlítico se caracteriza por tener una pasta afanítica intersetal así como por abundantes vesículas, fracturas o grietas que aparecen rellenas por carbonatos esparíticos (Fig. 2). Los microlitos de plagioclasa tienen composición albitica y son subidiomorfos de hábito alargado, generalmente de tamaño comprendido entre 0,15 y 0,25 mm aunque algunos muy escasos llegan a 1-1,5 mm apareciendo con aspecto de fenocristales. Suelen presentar algo de sericitización fina. Intersticialmente entre estos aparece la pasta rica en esfena, epidota, opacos y cuarzo microcristalino. Asociaciones de estos minerales aparecen también en formas redondeadas, posiblemente antiguas vacuolas aunque también pudiera tratarse de pseudomorfos de minerales félicos (Piroxeno ?). Es frecuente la clorita en laminillas alargadas asociadas a los microlitos y en pseudomorfos de hábito hexagonal (tamaño 0,2 mm) con algo de epidota y esfena muy finas.

En las vesículas y/o fracturas rellenas predominantemente por carbonatos esparíticos, aparece también epidota en granos de mayor tamaño que las antes citadas y que constituye una orla en la parte más externa así como cuarzo que puede presentar cierta deformación (extinción ondulante marcada y láminas de Boehm) y con inclusiones aciculares de rutilo. Este cuarzo

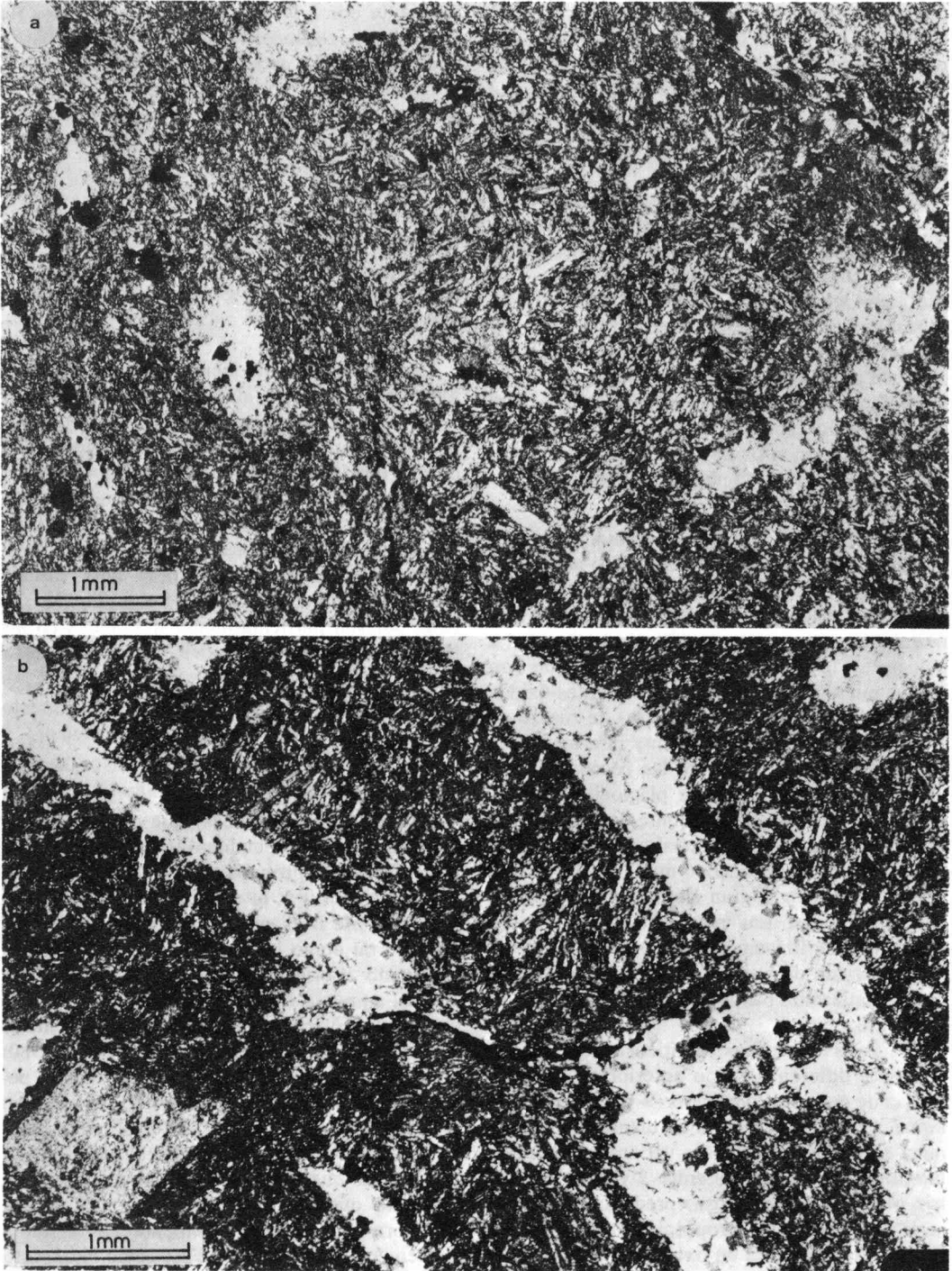


Fig. 2.—Aspecto microscópico de la Metadiabasa espilítica: microlitos de plagioclasa albitizada (a) y calcita esparítica y fenocristal de feldespato (b).

tiende a desarrollarse preferentemente en la zona de borde de la vesícula a continuación de la epidota. Aparece también algo de hematites en forma de franjas o bandas finas en zonas de contacto de los carbonatos de relleno y la parte microlítica. Con carácter accesorio se observa ilmenita alterada así como apatito y circón, el primero con mayor frecuencia.

3.-*Tuffs* y *tuffitas* (S. l.).—En este apartado se describen desde un punto de vista más petrográfico los materiales volcanoclásticos reseñados en la columna tipo con los nombres de: Tuff Riolítico-Queratofidico, tuffitas y tuffita riolítica cristalino-lítica.

Constituyen los niveles más altos caracterizándose por texturas volcanoclásticas de carácter fluidal con abundante matriz (42-58 %) que además de los cuarzos típicamente volcánicos contienen fragmentos de rocas volcánicas y detríticas. Se pueden diferenciar los siguientes tipos:

a) Tuff lítico - cristalino andesítico.—De composición andesítica o basáltico-andesítica esta roca volcanoclástica presenta una textura microlítica fluidal de tendencia porfídica. Los fragmentos pasan sin solución de continuidad a una pasta de la misma naturaleza aunque con menos microlitos, muy rica en hematites-óxidos de Fe. Existen escasos fragmentos de cuarzo de alta temperatura de tamaño muy inferior al que es frecuente en el resto de las rocas volcanoclásticas. Los microlitos de plagioclasa de formas alargadas son generalmente de tamaño fino (0,4-0,6 mm) si bien ocasionalmente se observa algún fenocristal de hasta 6 mm.

Es de destacar la gran alteración que presentan estas rocas. Las plagioclasas están totalmente damouritizadas (reemplazadas por moscovita-sericita de buen desarrollo) y se observa una hematización bastante general. El apatito es frecuente.

b) *Tuffs* y *tuffitas* riolíticos.—Composicionalmente difieren del tipo anterior en la abundancia de cuarzos volcánicos (9-16 %) de mayor tamaño y por la presencia de ortosa que predomina sobre las plagioclasas variando el porcentaje total de feldespatos entre 2 y 9 %. La matriz (42-58 %) es arcillosa, predominantemente sericítica, con escasa proporción de clorita, biotita verde y más rica en óxidos de Fe - hematites; a veces presenta una débil orientación que corresponde a una esquistosidad siendo por otra parte frecuente los procesos de silicificación.

Entre los clastos de cuarzo de tamaño más frecuente entre 1 y 2 mm destacan algunos de hasta 5 mm de longitud y presentan golfos de corrosión muy marcados y formas típicamente volcánicas (Fig. 3a). El feldespato K es de tipo ortosa y de tamaños similar al cuarzo de menor tamaño. Está albitizado en parte y presenta maculado en damero que aparece en zonas marginales, en manchas dentro del cristal o bien lo afecta por completo. Con frecuencia muestra fracturas rellenas por sericita y en algunos casos por clorita. En relación con estos clastos de feldespato aparecen algunos intercrecimientos que muestran texturas micropegmatíticas o granofidicas.

Las plagioclasas de menor tamaño (0,5 a 1,2 mm) están bastante alteradas, generalmente a sericita fina y con algo de clorita. Algunos pseudomorfo formados por sericita-moscovita y clorita que aparecen claramente diferenciados de la matriz posiblemente correspondan a plagioclasas en un estado extremado de alteración.

Además de estos fragmentos minerales, aparecen otros líticos de naturaleza muy variada que junto a material epiclástico cinerítico (13 %) (Fig. 3b) son particularmente frecuentes en las tuffitas (Fig. 4). Se pueden distinguir los siguientes tipos de fragmentos:

— de rocas volcánicas afaníticas de aspecto cheroide o silicificado (del 8 al 23 % modal).

— de rocas sedimentarias detríticas; cuarcitas o cuarzowacas de grano fino y limolitas (2 %).

— de naturaleza arcillosa, que en algunos casos difícilmente se pueden diferenciar de la matriz, por lo que probablemente parte de ésta se haya originado por alteración de fragmentos líticos durante la diagénesis y metamorfismo incipiente tal como ha señalado Cummins (1962) en cuanto al origen de la matriz en las grauvascas. El aumento de matriz («grauvaquización») durante los procesos diagenéticos ha sido citado como frecuente por Marfil y De la Peña (1980) en grauvascas volcanoclásticas del Pérmico peninsular. Estos fragmentos representan entre un 4 y un 22 % modal, observándose que algunas rocas en las que se ha contabilizado menos matriz son las que contienen más fragmentos arcillosos lo que estaría de acuerdo con la idea anteriormente expuesta. Teniendo en cuenta el contenido en óxidos de Fe así como el aspecto textural se diferencian:

— Fragmentos arcillosos masivos y pobres en óxidos Fe.



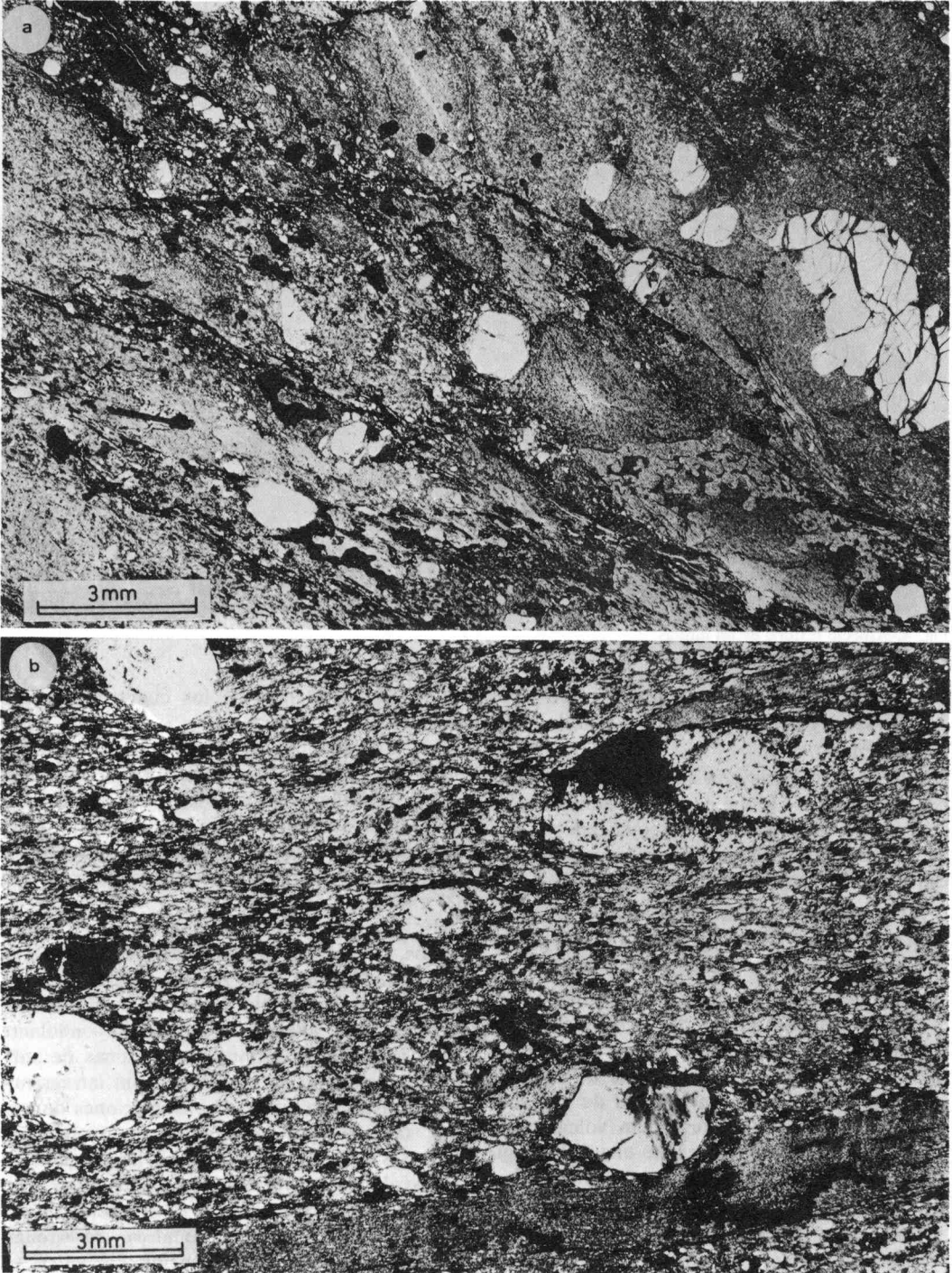


Fig. 3.-Aspecto que presentan los tuffs y tuffitas con abundantes «cuarzos volcánicos» (a) y material epiclastico cinerítico (b).

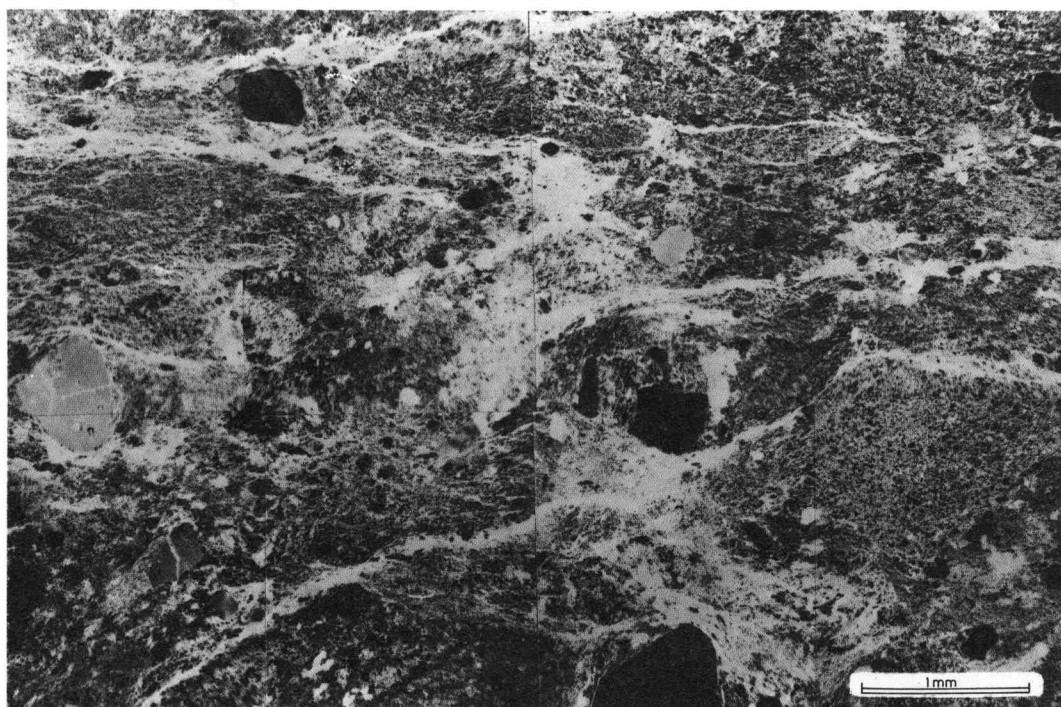


Fig. 4.—Aspecto textural de las tuffitas.

— Fragmentos arcillosos masivos pero ricos en hematites y opacos granulares. Son de tonos rojizos o marrones.

— Masas arcillosas con estructuras marcadas por óxidos de Fe y que contienen también opacos aciculares en gran parte hematizados. Parte de las estructuras pudieran corresponder a una esquistosidad imperfectamente desarrollada.

En la matriz de estas rocas se individualizan opacos en masas finas compactas (2 %) y clorita fina asociada a opacos granulares (2 %).

4.—*Brechas cuarzo-sericíticas*.—Algunas rocas probablemente del grupo de los tuff ácidos o riolíticos, presentan características diferentes a todas las rocas descritas. Se trata de aquellas que aparecen situadas en la zona de contacto entre los granitos y la formación volcanoclástica, precisamente donde existe una falla longitudinal paralela a las estructuras (ver esquema geológico Fig. 1).

Texturalmente se caracterizan por texturas de marcado carácter brechoide y cataclástico ricas en fragmentos de cuarzo (34-38 %) que aparecen flotando en una matriz predominantemente sericítica que constituye entre el 47 y

56 % modal. Dentro de los cuarzoes podemos diferenciar dos tipos:

a) Cuarzos de aspecto típicamente volcánico con golfos de corrosión muy marcados, que son similares a los descritos en tuff y tuffitas y comparables a los de los granitos. Aparecen preferentemente asociados o englobados por material sericítico. Son los más abundantes, 27 a 38 %.

b) Cuarzos muy deformados y/o recrystalizados, al menos parcialmente (7-10 % de la roca). La intensa deformación sufrida se manifiesta en la existencia de bandas y láminas de deformación, además de extinción ondulante muy marcada, poligonización y zonas de subgranos así como de recrystalización intragranular. Constituyen cristales o asociaciones de mayor tamaño que las típicamente volcánicas (hasta 3 mm) y con frecuencia van asociados a masas de clorita vermicular y opacos finos. En algunos casos muestran un alargamiento considerable paralelamente al cual se desarrollan bandas y láminas de deformación.

La matriz aunque es predominantemente sericítica muestra algunas diferencias en las rocas estudiadas. Existen algunos tipos pobres en

óxidos de Fe y otros ricos en hematites que muestran un color pardo rojizo bastante intenso. En las primeras aparecen en la matriz algunas moscovitas (2 %) de tendencia anhedral y mayor tamaño probablemente formadas por recristalización de sericita de la matriz, así como cloritas en forma de láminas bien desarrolladas sin duda proceden de antiguas biotitas (1 %) y clorita muy fina asociada a opacos (2 %).

En los tipos o variedades hematíticas se observa además una esquistosidad débil y mayor recristalización de sericita-moscovita en zonas de sombras de presión en torno a los clastos o en zonas intergranulares. Las superficies de esta esquistosidad se ven acentuadas por acumulación de hematites en superficies curvilineales discontinuas que se amoldan a los cuarzos. Dentro de la matriz existen algunas zonas ricas en pseudomorfos hematíticos tabulares y alargados, en muchos casos oblicuas a la esquistosidad así como masas arcillosas redondeadas (10 %). Existen algunos filoncillos de cuarzo muy recristalizado de 2 a 4 mm de espesor.

Como accesorios en las dos variedades hay que citar apatito frecuente, a veces roto o corroído, circón escaso y que aparece también fragmentado.

5.-*Tuffs brechoides con metamorfismo de contacto.*—Al sur de Aldea Moret, en las proximidades del granito biotítico con cordierita y megacristales aparecen unas rocas con características muy especiales debido a la influencia térmica causada por la intrusión del citado granito.

De composición ácida muestran una textura de tipo porfídico y brechoide, caracterizada por abundante matriz de grano fino, rica en cuarzo y biotita parda, muy recristalizada, con sericita variable, en la que existen clastos de cuarzo y feldespatos como flotando.

En cuanto a la composición mineralógica predominan los clastos de cuarzo (26,3-28,6 %) sobre los feldespatos y dentro de estos abundan más los de feldespato K (9,9-16 %) frente a los de plagioclasa (3,5 a 2,3 %). Estos clastos son generalmente monocristalinos si bien existen algunos compuestos por cuarzo y feldespato. En general los de cuarzo muestran el «aspecto volcánico» tan reiteradamente descrito en todas las rocas de las formaciones volcanoclásticas, existiendo algunos policristalinos de grano fino o

medio con contactos suturados entre los distintos cristales que componen el clasto.

El feldespato K es algo perfitico, presenta maclas de carlsbad frecuentes y aparece algo albitizado con zonas de maclado en damero características. Tiene carácter intersticial, en algunos casos, observándose intercrecimientos de tipo micropegmatítico con cuarzo con contactos difusos entre ambas fases.

Las plagioclasas son de menor tamaño que el cuarzo y que el feldespato K, presentan maclas albita normal y su composición es  $An_6$ . Frecuentemente están deformadas con planos de macla curvos.

El carácter más destacable en estas rocas es la presencia de biotita fina muy recristalizada (tamaño medio de 30 a 50  $\mu m$ ) nada alterada constituyendo masas individualizadas en la matriz (7,3-12,7 %).

Entre los accesorios es muy abundante el apatito, tanto en cristales cortos como aciculares que frecuentemente aparecen rotos, opacos de hábito granular a los que se asocia preferentemente la biotita, el rutilo en formas aciculares de buen desarrollo así como el circón que aparece en cristales bipiramidados de tamaños de hasta 0,6 mm y que lo mismo que el apatito aparece fracturado. Por último hay que citar la clorita que aparece muy esporádicamente en forma palmeada similar a la moscovita que se describe en los granitos.

## ROCAS GRANÍTICAS

Dentro del sinclinal de Cáceres aparecen, con disposición paraconcordante facolítica, granitos bastante deformados. Se caracterizan por texturas hipiomórficas de grano medio a fino, en general bastante protoclasticas o cataclásticas (Fig. 5a y b), con lo que el carácter original de la textura queda enmascarado.

Mineralógicamente se trata de granitos biotítico-cloríticos y monzoníticos según la clasificación I.U.G.S. (Fig. 6) caracterizados por una composición muy homogénea en cuanto a los componentes esenciales: cuarzo y feldespatos (Tabla I) pero que muestran diferencias apreciables en cuanto a sericitización de plagioclasas y cloritización de biotita, fenómenos frecuentes probablemente ligados a la tectonización sufrida por estos granitos.

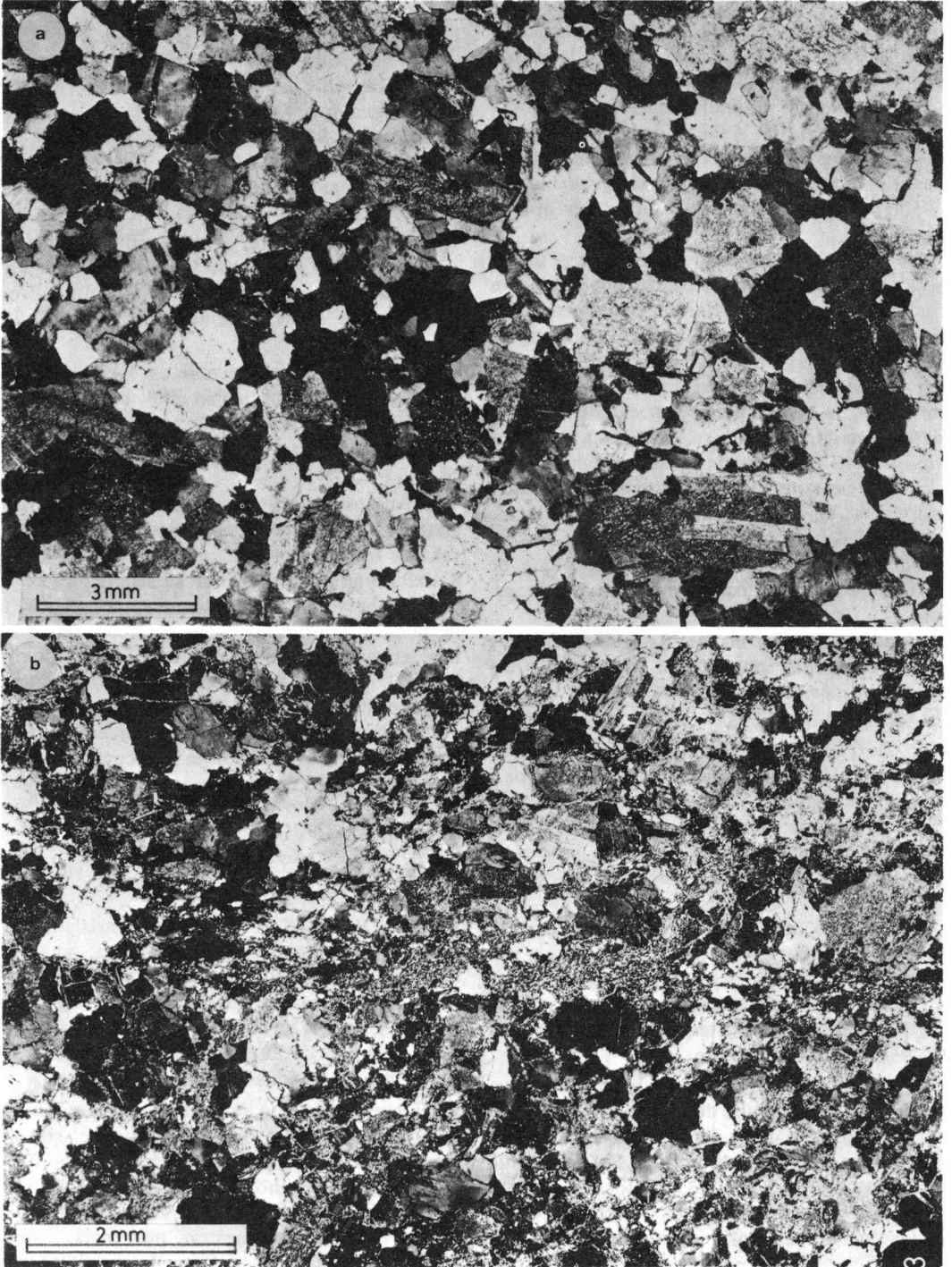


Fig. 5.—Aspecto textural de los granitos del sinclinal de Cáceres: (a) textura de tendencia hipidiomórfica y (b) textura de tipo protoclástico.

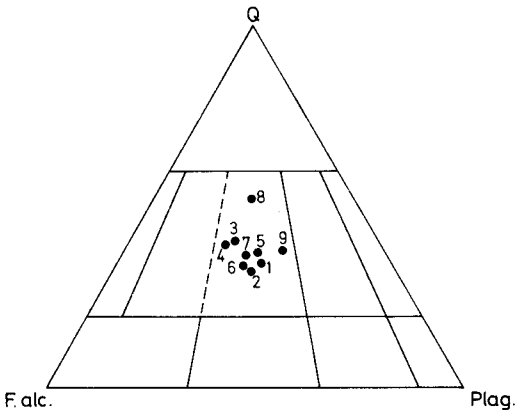


Fig. 6.—Composición modal de los granitos del Sinclinal de Cáceres, proyectados en el triángulo Q-Feldes alcalino-Plagioclasa, según la clasificación de I.U.G.S.

**Plagioclasas.**—Constituyen la fase mineral de mayor tamaño (1 a 3 mm), son de tendencia idiomórfica en general, aunque a veces, presentan bordes irregulares y cierto carácter anhedral sobreimpuesto. De composición muy ácida  $An_6$ - $An_9$  muestran, en casos aislados, un ligero zonado caracterizado por un borde albítico muy estrecho en el que faltan las maclas Albita N, existentes en la mayor parte del cristal. En general están muy alteradas siendo raras las secciones totalmente frescas. Aparecen reemplazadas por una masa sericitica muy fina y menos frecuentemente por algo de calcita; muy esporádicamente existe epidota. La sericitización afecta entre un 20 y un 80 % del total de plagioclasas (5-15 % de sericitita modal formada a partir del citado mineral). Incluyen algo de apatito, circón y opacos en granos muy finos. Por efecto de la deformación (predominantemente frágil pero también dúctil) es frecuente que presenten maclas en huso de tipo mecánico, así como curvamiento

de planos de macla o bien fracturas que desplazan los citados planos y que aparecen rellenas por sericitita y/o calcita o también hematites, observándose también, en un sólo caso, recristalización de plagioclasa ( $An_6$ ).

Además de esta plagioclasa existe algo de albita, probablemente muy tardía, policristalina que constituye orlas muy finas dispuestas intergranularmente entre cristales de feldespato K.

**Cuarzo.**—Se presenta en dos formas diferentes: a) en placas anhedrales o formas de tendencia subidomorfa, aunque con bordes particularmente irregulares, que recuerdan los «cuarzos volcánicos» de las rocas volcanoclásticas (1-2 mm).

Aparece muy tectonizado, con extinción ondulante marcada, frecuentes fisuras, bandas y láminas de deformación e incluso zonas ricas en subgranos finos y/o recristalización (Fig. 7a y b).

b) en cristales más pequeños de formas redondeadas o globosas, o de tendencia idiomorfa (Fig. 7c) se caracteriza por extinción ondulante poco marcada o por carecer de ella. Frecuentemente aparece englobado o asociado al feldespato K.

A estos dos tipos que aparecen en todos los granitos estudiados hay que añadir otro más escaso;

c) aparece también asociado al feldespato K como el tipo b, pero es de formas irregulares (Fig. 7d) aunque con predominio de límites rectos y aparece dispuesto según direcciones cristalográficas del cristal englobante, sería comparable al «net like» descrito por Schmerhorn (1956).

**Feldespato potásico.**—Aparece en cristales anhedrales de tamaño bastante variable, bien similar al de plagioclasas y cuarzo a), o bien en cristales de menor tamaño comparables al cuarzo b) sin más diferencia que la relativa al tamaño o forma. Muestra tendencia blástica sobre todo en las formas de mayor tamaño y aparece con carácter intersticial y disposición intergranular como consecuencia de su cristalización tardía. Frecuentemente maclado según Carlsbad, presenta excepcionalmente maclado difuso típico de mi-

TABLA I.—Composición Modal de los granitos biotítico-cloríticos del Sinclinal de Cáceres

	1	2	3	4	5	6	7	8
Cuarzo	36,2	35,5	30,2	30,8	33,2	32,2	40,8	29,8
Feldespato K	31,3	31,5	32,1	29,0	26,3	29,4	19,7	18,0
Plagioclasa	21,1	21,2	26,4	30,4	26,7	25,0	15,2	30,3
Biotita	4,5	2,8	1,9	6,2	2,2	2,9	0,3	—
Clorita	3,0	5,5	4,7	2,6	6,6	3,7	10,9	10,1
Sericitita	2,1	—	1,7	—	1,4	2,6	8,9	5,3
Moscovita	1,6	1,3	1,0	0,3	2,8	2,4	0,5	0,7
Opacos	0,2	2,0	1,9	0,4	0,3	0,6	1,5	0,8
Apatito	—	0,1	—	0,2	—	0,1	0,1	—
Circón	—	0,1	0,1	0,1	0,1	—	0,1	—
Epidota	—	—	—	—	0,4	0,4	—	—
Calcita	—	—	—	—	—	0,7	—	5,0

croclina de desarrollo irregular. Muestra pertitización escasa, en forma de fibras muy finas y ralas, o en manchas irregulares muy esparcidas. Albitización bastante frecuente, apareciendo un maclado en damero de desarrollo aleatorio, bien en zonas marginales o en núcleos más o menos amplios.

Debido a la deformación presenta algunas fracturas y fisuras que afectan planos de macla, con desplazamiento de los mismos (Fig. 7e) y que suelen aparecer rellenas por sericita y/o clorita, y hematites en casos menos frecuentes. Se observa en los feldespatos de las rocas más deformadas un desarrollo más irregular del maclado en damero.

**Biotita.**—El carácter más destacable de este mineral es la cloritización casi general que presenta. Aparece en láminas de hábito muy alargado y en formas basales anhedrales. Las primeras muestran disposición intergranular entre cuarzo y feldespatos definiendo una textura muy característica de tipo interstetal o entrecruzada. Internamente presentan una serie de fisuras o fracturas de escasa importancia que afectan a planos de exfoliación curvándolos sin llegar a manifestarse como kink-bands. Cloritización muy frecuente y total en algunos casos, con masas criptocristalinas de clorita verde asociada a opacos y cloritas laminares con rutilo en disposición sajenítica, observándose un tránsito entre estas láminas completamente cloritizadas y las de biotita fresca, que corresponden a una biotita verde que presenta colores de interferencia próximos a aquella.

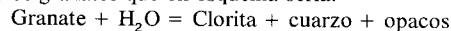
Además de las cloritas citadas en relación con la biotita, existen otras netamente diferentes. Se trata de formas vermiculares finas que aparecen formadas en zonas de fractura y/o recristalización de naturaleza cuarcítica.

Se observa también una asociación frecuente de cuarzo y opacos con la clorita-biotita que constituyen una especie de pseudomorfos de tendencia redondeada o hexagonal.

**Moscovita.**—En proporciones muy escasas aparece relacionada con masas sericíticas bien en feldespatos alterados o en posición intersticial con formas, en este último caso, muy características en rosetas o gavillas (Fig. 7g y h), que debe formarse en un período tardío, posiblemente por recristalización de sericita.

**Granate.**—Se trata de un accesorio muy escaso (no se ha contabilizado en ningún cómputo modal) pero que destaca por su tamaño (0,5-0,7 mm). Aparece en cristales de tendencia idiomórfica (Fig. 7f), en general bastante cloritizados, de forma que a veces sólo se observan retazos de granate en una masa clorítica, ya que la alteración progresa de borde a centro y a lo largo de fracturas. Teniendo en cuenta esta cloritización tan generalizada es posible que los pseudomorfos

de clorita + cuarzo + opacos, antes citados, correspondan a estados más avanzados de cloritización de estos granates que en esquema sería:



Otros accesorios frecuentes son el apatito, en cristales prismáticos de hábito corto asociados preferentemente a la biotita-clorita o en formas aciculares más finas e incluidas en diversas fases y con mayor frecuencia en el cuarzo. El circón, de menor tamaño, aparece en formas prismáticas bipiramidales o redondeadas. La epidota, muy escasa, probablemente es secundaria y aparece asociada a biotita o plagioclasas ambas muy alteradas. La calcita, mineral secundario tardío, posiblemente formado en un proceso hidrotermal, es más abundante en los granitos más tectonizados. Tiene carácter intersticial y aparece en cristales de tamaño medio, frecuentemente algo deformados, que muestran un carácter blástico, englobando cuarzo y feldespato potásico o bien en cristales muy finos asociado a sericita, relleno de fracturas o más raramente reemplazando parte de plagioclasa.

#### CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

En la Tabla II pueden observarse los rasgos más significativos del quimismo de estas rocas. De acuerdo con los parámetros de Niggli son rocas sálicas a semisálicas, de alcalinidad intermedia y pobres en parámetros «c». El exceso en alúmina de estas rocas es evidente como lo testimonia el parámetro «al» siempre muy superior a la suma de «c» y «alk» ( $\text{al} > \text{c} + \text{alk}$ ). En los granitos estudiados no aparecen ni polimorfos de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  ni cristales de cordierita, aunque en ocasiones aparecen algunos pequeños cristales de granate. Estas circunstancias de quimismo y petrografía nos permiten afirmar que el carácter aluminico viene conferido por la presencia de moscovitas «primarias» y sericitas de transformación postmagmáticas.

El contenido normativo de las plagioclasas, deducido por los parámetros de Niggli es bajo en las cinco muestras analizadas, varía entre  $\text{An}_7$  y  $\text{An}_{20}$ , hay que hacer la salvedad, no obstante que la presencia de carbonatos secundarios en la roca y el no disponer de contenidos de  $\text{CO}_2$  en los análisis realizados, elevan el contenido en CaO y en consecuencia el parámetro

Fig. 7.—Aspectos mineralógicos característicos de los granitos estudiados: extinción ondulante y recristalización en cuarzo (a y b); cuarzos idiomórficos (c) englobados por feldespato K al igual que otros más tardíos de menor desarrollo (d); tectonización en feldespato K (e) granate parcialmente cloritizado (f) y moscovitas intersticiales (g y h).

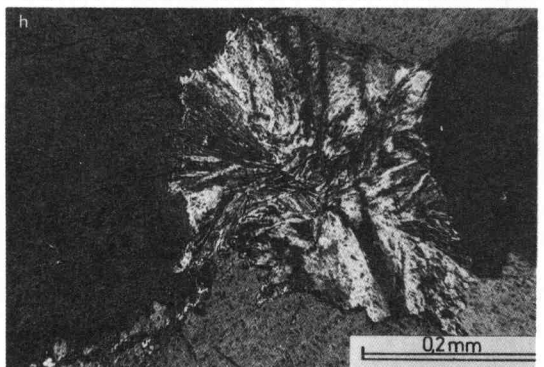
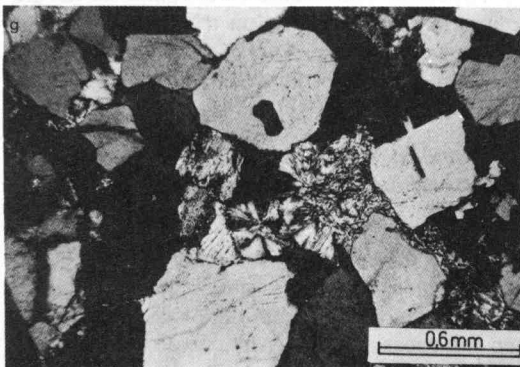
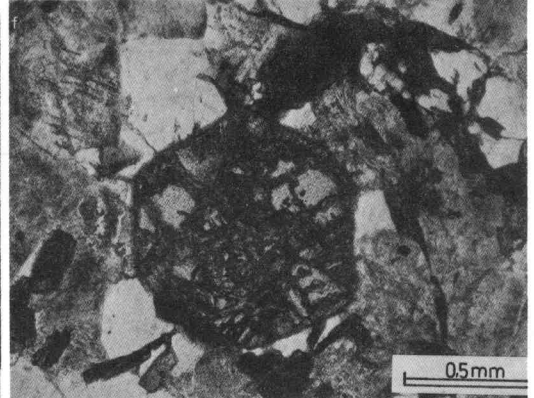
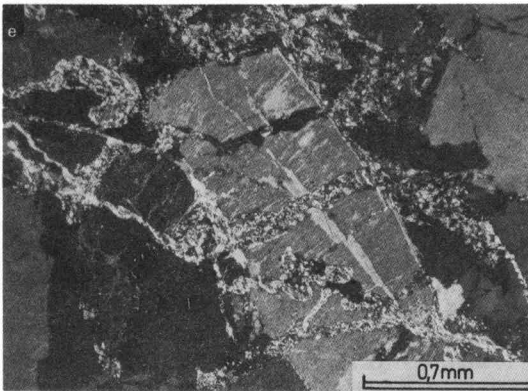
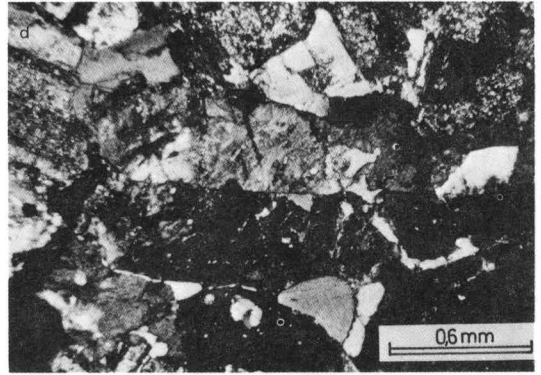
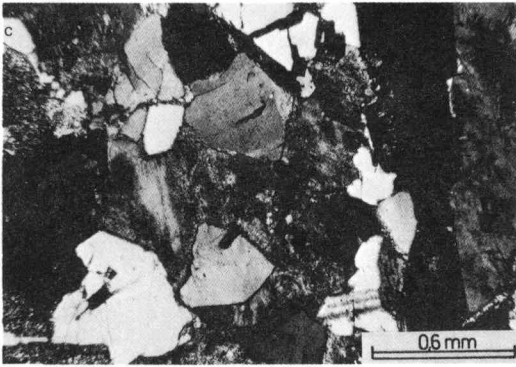
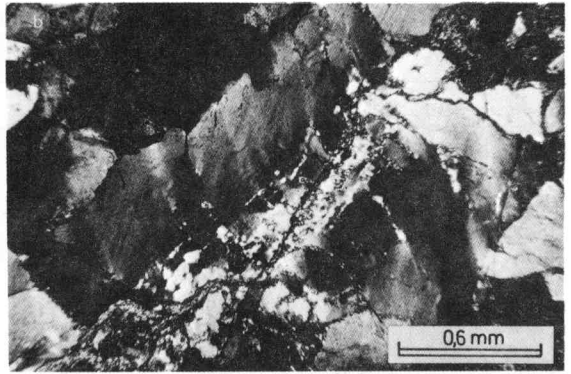
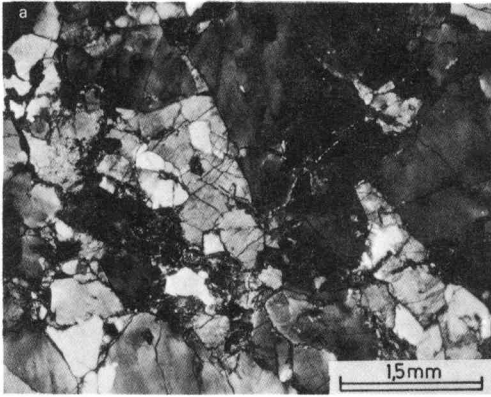


TABLA II.—Composición Química de los granitos biotítico-cloríticos del Sinclinal de Cáceres

	4	5	6	7	8	$\bar{x}$	s
SiO <sub>2</sub>	72,71	72,10	72,28	70,99	71,44	72,09	0,96
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,39	0,36	0,39	0,37	0,38	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,27	13,31	13,06	14,70	13,16	13,60	0,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,54	0,92	0,95	0,41	0,61	0,32
FeO	3,15	3,32	2,99	3,11	3,82	3,16	0,18
MgO	0,45	0,50	0,50	0,44	0,44	0,47	0,03
MnO	0,06	0,07	0,05	0,06	0,07	0,06	0,01
CaO	0,59	1,32	1,18	1,13	1,28	1,10	0,30
Na <sub>2</sub> O	2,47	2,65	2,91	2,32	2,86	2,66	0,21
K <sub>2</sub> O	3,68	3,20	2,95	3,20	3,11	3,23	0,27
M. V.	0,98	1,36	0,94	1,80	2,81	1,46	0,55
TOTAL	99,59	99,57	99,74	99,78	99,47	99,64	

Elementos Traza (ppm)							
Li	40	38	38	52	47	43	6
Rb	147	135	143	159	116	140	16
Sr	114	96	68	87	96	92	17
Ba	2,029	1,620	591	1,287	1,384	1,384	527

Parámetros de Niggli							
al	46,01	43,06	43,18	46,75	43,01		
fm	19,72	21,56	21,75	21,31	20,75		
c	3,58	7,76	7,09	6,53	7,60		
alk	30,69	27,61	27,98	25,42	28,64		
si	412,41	395,92	411,23	382,62	396,32		
k	0,52	0,49	0,45	0,52	0,46		
ti	1,62	1,61	1,52	1,58	1,54		
mg	0,19	0,19	0,19	0,17	0,18		

Análisis F. Bea. Universidad de Salamanca.

«c». La composición de la plagioclasa normativa real sería por tanto más albitica, hecho que está plenamente de acuerdo con las observaciones petrográficas.

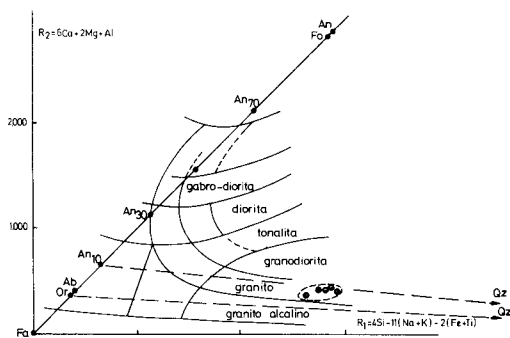


Fig. 8.—Clasificación química de los granitos del Sinclinal de Cáceres utilizando el diagrama R<sub>1</sub>R<sub>2</sub> De La Roche y *alt.* (1980).

La correspondencia entre la composición química y la terminología petrográfica usual puede observarse en la Fig. 8. En este diagrama de De La Roche y otros (1980), basado en la transposición del tetraedro de Yoder y Tilley (1962), las rocas graníticas del sinclinal de Cáceres entran claramente en el campo de los granitos, ahorquillados en un triángulo de composiciones Or + Ab, An<sub>10</sub>, Qz que hemos representado con trazos largos.

#### Variaciones de los contenidos en elementos traza en función de la composición de los granitos

No se disponen de suficientes análisis químicos de rocas que nos permitan generalizaciones sobre el comportamiento de los elementos traza en las rocas graníticas objeto de este estudio,



por eso solamente hemos tenido en cuenta a título indicativo la covarianza  $S_{xy}$  y coeficiente de correlación entre los diferentes elementos químicos siempre que el coeficiente de correlación referido sea superior a  $r = 0,80$ .

Las correlaciones más marcadas se presentan entre los siguientes elementos químicos:

FeO-MnO	0,99
Sr - Ba	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - Na <sub>2</sub> O	- 0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> - Ba	- 0,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - Sr	- 0,90
SiO <sub>2</sub> - Li	- 0,89
K <sub>2</sub> O - Ba	0,89
K <sub>2</sub> O - Sr	0,89
P <sub>2</sub> O <sub>6</sub> - Sr	- 0,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - Ba	- 0,84
MgO - Li	- 0,81

Algunas de estas correlaciones son normales en las rocas graníticas, por ejemplo la correlación positiva Sr-Ba; otras por el contrario presentan características particulares atípicas de los granitos.

Las alteraciones postmagmáticas que han sufrido los granitos del sinclinal testimoniadas por una fuerte cloritización y sericitización no han parecido influir en los contenidos en Li y Ba. El Li no manifiesta enriquecimiento y muy al contrario muestra una correlación negativa SiO<sub>2</sub>-Li, atípica en otros granitos extremos del área; el contenido en Ba es alto y no se manifiestan empobrecimientos como consecuencia de la alteración, como las descritas por Solomón (1966, 1969) para granitos sericitizados.

Igualmente podemos comprobar, por medio de las relaciones Rb/Ba, Rb/Sr que estos granitos no muestran ninguna de las características de los granitos muy diferenciados, sino por el contrario manifiestan quimismos de granitos normales, entendiendo por tales a los tipos con contenido bajo de CaO (Turenkian y Wedepohl 1961) y a los granitos con rango en las relaciones K/Rb comprendido entre 150-300. En la Fig. 9 se muestra el diagrama triangular Rb-Sr-Ba propuesto El Bouseily y El Sökkary (1975); en el puede observarse el carácter completamente normal de los granitos del sinclinal de Cáceres.

*Tendencia geoquímica de la serie*

La relativa homogeneidad de los afloramientos graníticos nos impide sacar conclusiones

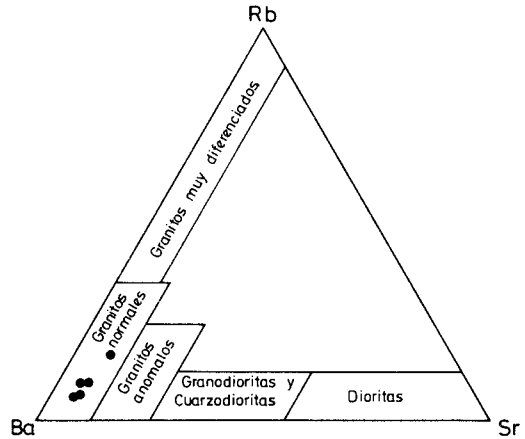


Fig. 9.-Proyección de los granitos estudiados según la relación ternaria Rb-Ba-Sr del diagrama de El Bouseily y El Sökkary (1975).

sobre los procesos de diferenciación de estas rocas que, a priori, ya se manifiestan como granitos escasamente diferenciados y por consiguiente no encontramos términos básicos o intermedios que nos permitan establecer comparaciones fiables con otras series plutónicas. No hablaremos por tanto de afinidades calcoalcalinas, subalcalinas (monzónicas) o tholeíticas puesto que la composición de todas las muestras estudiadas cae en el polo más ácido de las tres series saturadas o sobresaturadas citadas que convergen hacia dicho polo ácido. En la Fig. 10 hemos proyectado nuestros granitos en un diagrama multicatiónico, concretamente en el triángulo O<sub>3</sub>B<sub>3</sub>F<sub>3</sub> de De La Roche (1979) que nos da la expresión química del rombo de composición mineral:

Cuarzo - moscovita - feldespato - biotita

Como series de referencia geoquímica se observan en el diagrama las series calcoalcalinas de Panticosa (Debon 1975) Moun Stuart (Erickson 1977, Hindu Kush - Badakshan (Debon et al. 1978). Las series subalcalinas (monzoníticas) de Ploumanac'h (Barriere 1977), Ballons (Vosgos) de Pagel y otros (1978), otras series de interés general como son Kosciusko (S) y Kosciusko (I) que distinguen perfectamente a los granitos S e I de Chappell y White (ver Hine y otros 1978). Los granitos de La Margeride, Coutourie (1977) se han incluido también en la figura dada la proximidad geoquímica de los mismos con muchas rocas graníticas españolas

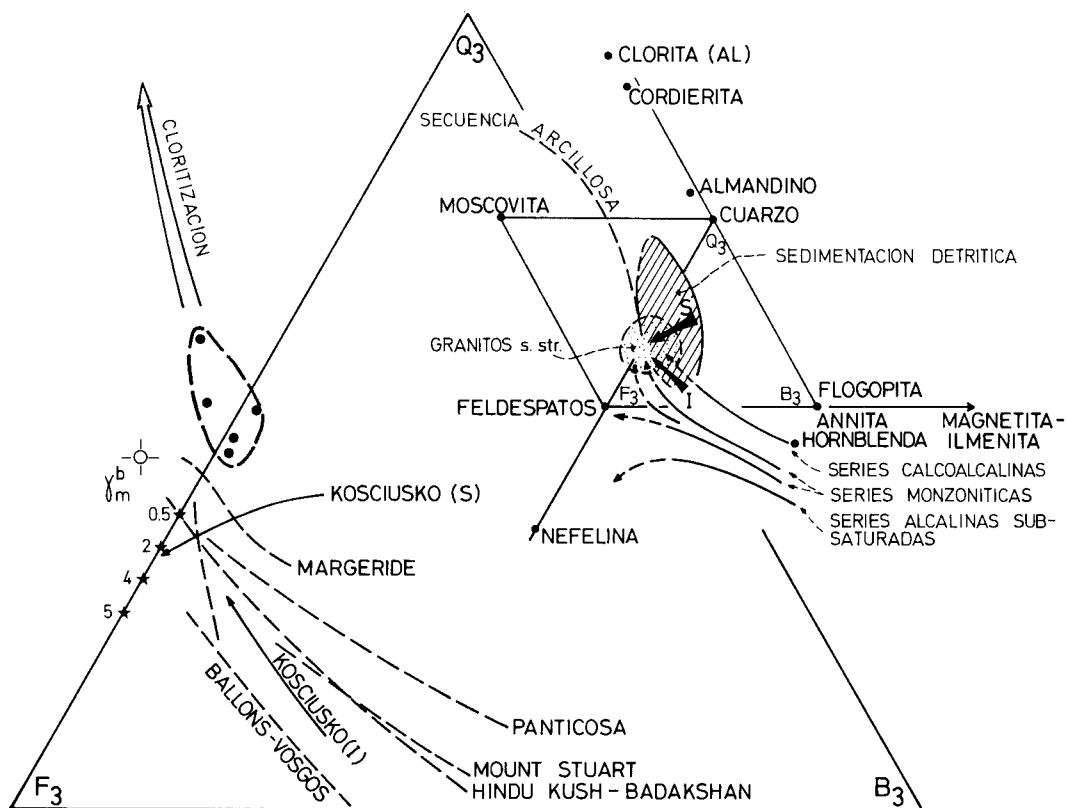


Fig. 10.—Proyección de los granitos del Sinclinal de Cáceres en el diagrama multicatiónico De La Roche (1979).

de la denominada serie de caracteres mixtos (Capdevila y otros 1973).

Con respecto a los granitos y series referenciadas podemos observar como los granitos del sinclinal son más ácidos. La tendencia de variación viene, en nuestra opinión muy controlada por las transformaciones postmagmáticas, preferentemente cloritización de fémcicos y moscovitización deutérica de los feldespatos; téngase en cuenta la posición del punto representativo de la clorita (Al) y que el punto medio entre el cuarzo y la moscovita marca la posición de la moscovitización tardía. La débil tendencia evolutiva que se observa en los granitos del sinclinal de Cáceres corresponde por tanto a transformaciones postmagmáticas, no a diferenciación magmática en sí.

#### CONSIDERACIONES FINALES

Como hemos visto a lo largo de las descripciones petrográficas, los volcanismos del sincli-

nal de Cáceres son esencialmente tuffíticos. Este carácter ha impedido su estudio geoquímico y por tanto este volcanismo no puede ser inequívocamente caracterizado a pesar de que la presencia de rocas espilito-queratofídicas nos inclinen a asociarlo en parte a un volcanismo del mismo tipo, por comparación con otras series similares no sólo del Macizo Ibérico, sino también de otros volcanismos Devono-Dinantienses del Hercínico Europeo.

En idéntico dominio geológico que el sinclinal de Cáceres; en el Devónico superior del Sinclinal de Almadén se distinguen rocas volcánicas que constituyen aparatos volcánicos bien definidas y rocas subvolcánicas formando sills (Verges 1980). Según la descripción de Verges, las lavas del Sinclinal de Almadén son mucho menos abundantes que las tobas y van desde términos muy básicos (basaltos olivínicos) a términos muy ácidos (riolitas y dacitas), presentándose también basaltos muy vacuolares con vacuolas rellenas de clorita, carbonatos y cuarzo coloidal.

La alteración y transformación de las rocas volcánicas (cloritización y carbonatización) es muy importante y las paragénesis primarias se transforman en clorita, albita, carbonatos, óxidos de Fe, etc. (Saupe 1973), tienen por tanto una composición espilitica comparable a la observada por nosotros en algunas de las rocas volcánicas estudiadas en este trabajo. Para Verges (op. cit.) las rocas suvolcánicas son doleritas de afinidades tholeíticas del mismo origen que los materiales magmáticos del Devónico superior.

En el resto del hercínico europeo los volcanismos de la zona Saxo-Thuringia, muestran tanto en posición estratigráfica como en tipos volcánicos (Bebien y otros 1977) (Bebien y Gagny 1980) un extraordinario parecido con los volcanismos descritos en este trabajo. La asociación de magmatismo básico, muchas veces espilitico, y ácido (queratofídico o cuarzo queratofídico) es común en Thuringia y en el Macizo Armonicano en las cuencas de Chateaulin y Morlaix. En la cuenca de Chateaulin según Bebien y Gagny (op. cit.) un volcanismo esencialmente básico se continúa por un complejo

espilitico-queratofídico que conserva carácter tholeítico a pesar de los fenómenos de espilitización.

Respecto a la posible asociación de los granitos del sinclinal de Cáceres con las series volcano-volcanoclásticas igualmente descritas en el presente trabajo, hay que decir que;

– la asociación de rocas graníticas con rocas volcánicas en el Macizo Ibérico no es un hecho excesivamente frecuente, sin embargo en Francia los granitos de Saint-Verand y Chindo están asociados a la serie volcánica Devono-Dinantiense de la Brévenne y han sido descritos por Peterlongo (1960) como granitos alcalinos sódicos-cloritosos. La Petrografía y, especialmente el quimismo, nos impide poder compararlos, sin embargo, con los granitos cloríticos del sinclinal de Cáceres de quimismo considerablemente más potásico que aquellos (Tabla III); los granitos cacereños no tienen por tanto la afinidad tholeítica que se ha propuesto para los granitos de Saint-Verand y Chindo en Didier y Lameyre (1980) mucho más próximos a verdaderos plagiogranitos oceánicos que a granitos de series calcoalcalinos normales.

TABLA III

	Granito alcalino de Saint Verand	Granito de Chindo	Media granitos del sinclinal de Cáceres
$\frac{K_2O}{(K_2O + Na_2O)} \times 100$	14	7	59

## CONCLUSIONES

En este trabajo se pone de manifiesto la existencia de dos volcanismos en el sinclinal de Cáceres. Uno situado en el Ordovícico inferior de indudable naturaleza ácida. Otro mucho más importante forma un gran conjunto situado por debajo de las calizas de Viseenses con manifestaciones volcánicas, pero principalmente volcanoclásticas, de naturaleza esencialmente ácida aunque con términos básicos «espiliticos».

El volcanismo del tramo superior (núcleo del sinclinal) puede compararse con las manifesta-

ciones Devono-Dinantienses de la zona Saxo-Thuringia en el orógeno hercínico europeo.

Las rocas graníticas con disposición facolítica son granitos cloríticos cuyo quimismo y evolución están influenciados por los fenómenos de transformación postmagmática, aunque no presentan las mismas tendencias geoquímicas que los restantes granitos de la región Cacereña Central.

Aunque pudiera pensarse en una relación plutonismo volcanismo, el carácter marcadamente sódico de este último en contraposición con el potásico de los granitos impiden, por el momento, establecer tal relación genética.

## AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los miembros del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo sus valiosas indicaciones sobre los problemas cronoestratigráficas de las zonas sedimentarias estudiadas. Igual-

mente a don José Barón del I.G.M.E. y a Intecsa las facilidades proporcionadas para la realización de este estudio.

## BIBLIOGRAFIA

- Almela, A., Alvarado, M., Coma, J., Felgueroso, C., Quintero, I. (1962).—Estudio geológico de la región de Almadén. *Bol. Geol. Min.*, 73, 193-329.
- Barrière, M. (1977).—*Le complexe de Ploumanac'h (Massif Armoricain). Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subcalcaire tardiorogénique*. These d'Etat. Univ. Brest. 291 pp.
- Bascones, L., Martín, D. y Corretgé, L. G. (en prensa).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000, hoja n.º 703 (Arroyo de la Luz). *Inst. Geol. Min., España*, Madrid.
- Bebien, J., Rocci, G., Floyd, P. A., Juteau, Th. y Sagón, J. P. (1977).—Le volcanisme devono-dinantiense element determinant dans la reconstitution du cadre geotectonique de l'Europe moyenne varisque. *Coll. intern. CNRS, Rennes*, 243, 275-291.
- Bebien, J. y Gagny, C. (y col.) (1980).—Volcanites du Précambrien au Crétace et leur signification géostructurale. In: *Evolutions géologiques de la France. Mem. B. R.G.M.*, 107, 99-135.
- Bochmann, H. G. (1956).—*Stratigraphie und Tektonik der zentralen Extremadura in Bereich von Cáceres und der ostlichen Sierra de San Pedro (Spanien)*. Unneroff. Diss. math. naturwiss. Univ. Munster.
- Capdevila, R., Corretgé, L. G. y Floor, P. (1973).—Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Boll. Soc. Geol. France*, 7, 209-228.
- Correns, C. W. y Leinz, V. (1933).—Tuffige Sedimente des Tobasees (Nordsumatra) als Beispiele für die sediment-Petrographische Bedeutung von Struktur und Textur: *Centralbl. Min. Geol.* 4, 382-682.
- Coutourie, J. P. (1977).—Le massif granitique de la Margeride (Massif Central Français). Etude pétrographique, géochimique et structurale. Exemple de différenciation par gravité dans les roches granitiques. Evolution régionale de la croûte au cours de l'orogénese hercynienne. *Ann. Scient. Univ. Clermont, Geol. Mineral.* 62, 319 p.
- Cummins, W. A. (1962).—The greywacke problem. *Liverpool and Manchester Geol. Journ.* 3, 51-72.
- La Roche, H. de, Leterrier, J., Grandclaude, P. y Marchall, M. (1980).—A classification of volcanic and plutonic rocks using R<sub>2</sub>—Diagrams and major-element analyses— its relationships with current nomenclature. *Chemical Geol.* 29, 183-210.
- Le Bas, M. J. y Sabine, P. A. (1980).—Progres in 1979 on the Nomenclature of Pyroclastic Materials. *Geol. Mag.*, 117, 389-391.
- Marez, E. (1981).—*Etude géologique de la terminaison orientale de la «Tierra de Barros» (Badajoz, España)*. Thèse. Univ. Paris-Sud. 239 p.
- Marfil, R. y Peña, J. A. de la (1980).—Diagenetic aspects of Permian sandstones in central Spain: Implications for greywacke genesis. *Internat. Assoc. Sedimentologists*. 1st Europ. MTG. Bochum Abstr., 158-160.
- Pagel, M. y Leterrier, J. (1980).—The subcalcaine potassic magmatism of the ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, 13, 1-10.
- Pettijhon, E. J. (1975).—*Sedimentary rocks*. Harper y Row. New York.
- Peterlongo, J. M. (1960).—Les terrains cristallins des monts du Lyonnais (Massif Central Français). *Ann. Fac. Sc. Univer. Clermont*, 4, 66-72.
- Saupe, F. (1973).—La geologie du gisement de mercure d'Almadén (province de Ciudad Real, Espagne). *Sci. de la Terre*, 29, 66-72.
- Schermerhorn, L. J. G. (1956).—Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire - Sao Pedro do Sul - Sátão región (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37, 1-617.
- Schermerhorn, L. J. G. (1971).—An outline stratigraphy of the Iberian Piritit Belt. *Bol. Geol. Min.*, 82, 239-268.
- Schermerhorn, L. J. G. (1973).—What is Keratophyre?. *Lithos*, 6, 1-11.
- Solomón, M. (1966).—Origen of barite in the North Pennine ore field. *Inst. Mining. Met. Trans.*, 75, 230 p.
- Debón, F., Le Fort, P. y Sonet, J. (1978).—Des caracteres géochimiques de deux provinces plutoniques d'Afghanistan: Hindou-Kouch et «Montagnes Centrales». *6e. R.A.S.T. Orsay*, 135.
- Didier, J. y Lameyre, J. (1980).—Les granitoides du Massif Central In: *Evolutions géologiques de la France. Mem. B.R.G.M.* 107, 63-71.
- El Bouseily, A. M. y El Sökkary, A. A. (1975).—The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geol.*, 16, 207-239.
- Erickson, E. H. (1977).—Petrology and Petrogenesis of the Mount Stuart Batholith. Plutonic equivalent of the high-alumina basalt association. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 183-207.
- Fisher, R. V. (1966).—Rocks composed of volcanic fragments and their classifications. *Earth Sc. Reviews*, 1, 287-298.
- Hine, R., Williams, I. S., Chapell, B. W. y Whitte, A. J. R. (1978).—Contrasts between I—and S— type granitoids of the Kosciusko Batholith. *J. Geol. Soc. Australia*, 25, 219-234.
- Kelch, H. J. (1957).—*Stratigraphie und tektonik der zentralen Extremadura im Bereich der westlichen Sierra de San Pedro (Spanien)*. Unveroff. Diss. math. naturwiss. Fac. Univ. Munster.
- Kindelán, J. A., Cantos, J. y Hernández-Pacheco, F. (1949).—Mapa Geológico de España. E. 1 : 50.000, hoja n.º 704 (Cáceres). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- La Roche, H. de (1979).—Granites 'chemistry through Multicationic Diagrams. *Sc. de la Terre*, 13, 65-88.
- Tena, M. y Corretgé, L. G. (in litt.).—Mapa Geológico de España. E. 1 : 50.000, hoja n.º 704 (Cáceres). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid.
- Turekian, K. K. y Wedepohl, K. H. (1961).—Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72, 175-192.

Verges, J. (1980).—*Estudio del complejo vulcano-sedimentario del Devónico superior y de la estructura de la terminación oriental del sinclinal de Almadén (Ciudad Real)*. Tesis Lic. Universidad Autónoma. Barcelona.

Winkler, H. G. F. (1970).—Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage,

and of a classification based on isograds in common rocks. *N. Jb. Miner. Mh.*, 5, 189-248.

Yoder, H. S. y Tilley, C. E. (1962).—Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *J. Petrol.*, 3, 342-542.

