



Geología del plutón granítico de Ciperez-Garcirrey (Prov. Salamanca, España)

The geology of the Ciperez-Garcirrey granitic pluton (Prov. Salamanca, Spain)

DIEZ MONTES, A.; GALLASTEGUI, G.

El plutón granítico de Cipérez-Garcirrey es un plutón tardihercínico bien circunscrito y de contorno cartográfico de tendencia circular. Está constituido por tres facies principales de las que la facies común, o más extendida, corresponde a un granito porfídico de dos micas con cordierita, de grano grueso a muy grueso. Las otras dos facies son leucogranitos de dos micas y leucogranitos moscovíticos. Es netamente intrusivo en los materiales encajantes y de emplazamiento epizonal, realizándose con posterioridad a la tercera fase de deformación hercínica del área. La parte norte del plutón corta y fosiliza a la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Panalva do Castelo (ZCJP). La facies común muestra una foliación discordante respecto a los contactos externos del plutón coincidente con la dirección de las estructuras de cuarta fase de deformación hercínica del área, las cuales se superimponen a las estructuras asociadas a la ZCJP. Se limita pues el último movimiento de la ZCJP que sería anterior al emplazamiento del plutón y al desarrollo de la cuarta fase de deformación y se propone un emplazamiento sincinemático del plutón con dicha fase.

Palabras clave: Plutón granítico, tardihercínico, granitos, leucogranitos, cordierita, Salamanca.

The Cipérez-Garcirrey granitic pluton is a circumscribed, late-hercynian pluton with a roughly circular outcrop. It is made up of three main facies. The common facies is a coarse to very coarse grained two-mica porphyritic granite containing cordierite. The other two facies are two-mica and muscovite leucogranites.

The pluton is an epizonal intrusive igneous body whose emplacement took place after the third hercynian deformation phase defined in the area. The northern part of the pluton cuts and overprints the ductile shear zone of Juzbado-Panalva do Castelo (ZCJP). The common facies shows a foliation of probable tectonic origin which is discordant with respect to the external contacts of the pluton. This foliation parallels the direction of the structures developed during the fourth phase of hercynian deformation, which are superimposed to those related with

the ZCJP. Therefore, the last movement of the ZCJP, preceded the emplacement of the pluton and the development of the fourth deformation phase. Finally, it is proposed that the emplacement of the pluton was synkinematic with the mentioned fourth deformation phase.

Key words: granitic pluton, late-hercynian, granites, leucogranites, cordierite, Salamanca.

DIEZ MONTES, A. (División de Geología ITGE); GALLASTEGUI, G. (Dpto. de Geología. Univ. Oviedo).

INTRODUCCION

El plutón granítico de Cipérez-Garcirrey (PGC-G) se localiza geográficamente al oeste de la provincia de Salamanca comprendido en los mapas topográficos E. 1: 50.000 n.º 476 (Villavieja de Yeltes) y n.º 477 (Barbadillo). En un encuadre geológico general en el hercínico peninsular, el PGC-G se sitúa en la Zona Centro-Ibérica de JULIVERT *et alters.* (1972, 1974) y dentro de ella en lo que recientemente se ha denominado Autóctono de la Zona Centro-Ibérica (DIEZ BALDA *et alters.*, 1990).

De acuerdo con su ubicación, este plutón granítico forma parte del conjunto de granitoides que afloran en la penillanura Salmantino-zamorana, localizándose en su extremo suroriental, al sur de la banda de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968). Este accidente tectónico constituye un límite en lo que al desarrollo de tipologías graníticas se refiere, de manera que, al norte de la banda de cizalla predominan los leucogranitos peraluminicos, propios de las partes internas de la cadena, y al sur de la misma son dominantes los plutones graníticos tardíos epizonales (LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987; LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1987), grupo al que pertenece el PGC-G. No existen trabajos previos publicados que de una forma específica se ocupen del PGC-G, aunque sí algunos que proporcionan descripciones petrográficas individualizadas de las distintas facies que lo componen. Dentro de estos

trabajos se pueden citar los de MARTIN IZARD (1979), CARNICERO (1980) y LOPEZ PLAZA (1982). Más recientemente LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN (1987) en su síntesis estructural de los granitoides del hercínico peninsular, dan unas características del plutón más acordes con las presentadas en este trabajo, aunque es a partir de la realización de las Hojas Geológicas E. 1: 50.000 n.º 476 (Villavieja de Yeltes) (DIEZ MONTES, *et alters.*, en prensa) y n.º 477 (Barbadillo) (MARTIN SERRANO *et alters.*, en prensa) cuando se obtiene una cartografía detallada de este plutón granítico.

EL PLUTON GRANITICO DE CIPEREZ-GARCIRREY Y SU RELACION CON LOS MATERIALES ENCAJANTES

En trabajos previos se ha considerado al PGC-G como un plutón de morfología irregular pero, de acuerdo con la cartografía presentada en este trabajo, el PGC-G se caracteriza por ser un plutón granítico bien circunscrito y de contorno cartográfico bastante circular (Fig. 1); su diámetro aproximado es de 14-15 km y tiene unos 154 Km² de superficie. Está afectado por dos sistemas de fracturas, una con dirección N 20°E a N 30°E y otra de dirección N-S que producen un movimiento del bloque oeste hacia el sur.

El plutón es discordante con la estructuras hercínicas desarrolladas con anterioridad a su emplazamiento y presenta un carácter

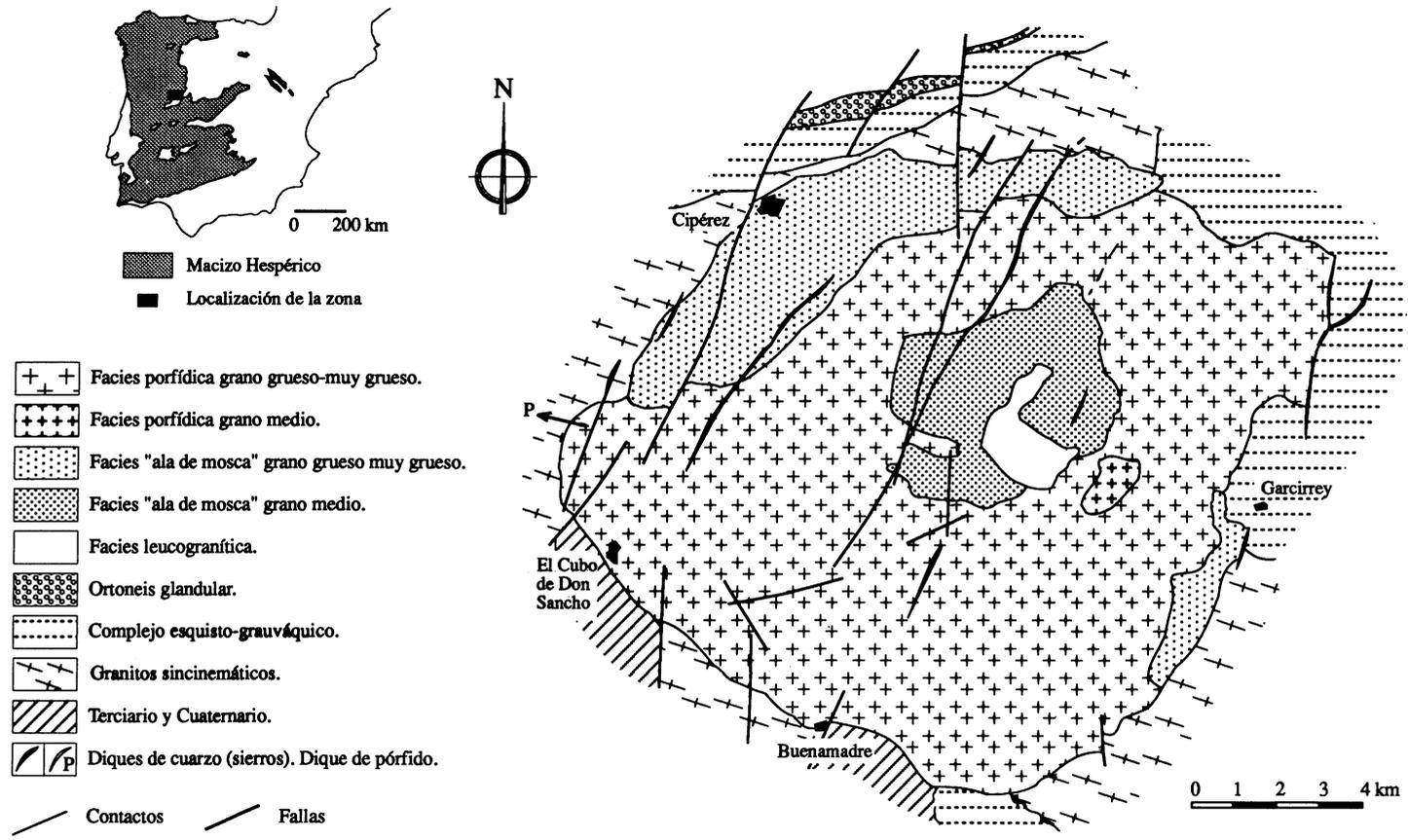


Figura 1: Esquema cartográfico del plutón granítico de Cipérez-Garcirrey.

netamente intrusivo sobre los materiales encajantes. En su parte sur se encuentra parcialmente recubierto por materiales terciarios y cuaternarios. Los materiales encajantes del plutón corresponden a:

A) Metasedimentos pertenecientes al complejo esquisto-grauváquico. Constituyen los materiales encajantes de la parte noroeste y sur del plutón y presentan una esquistosidad principal concordante con la tercera fase de deformación hercínica.

B) Granitos de dos micas o de moscovita dominante sin-fase II y III. Bajo este nombre se agrupan una serie de rocas graníticas con gran variación en cuanto a tamaño de grano, composición mineralógica y estructura. Estos granitos constituyen el principal encajante del plutón y presentan foliaciones de dirección N 120-130°E concordantes con la tercera fase de deformación hercínica.

Los metasedimentos del área están afectados por dos metamorfismos regionales (LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987; ESCUDER *et al.*, 1991). Según ESCUDER *et al.*, (1991) el primero de ellos es un metamorfismo progrado con gradiente de presión intermedia y desarrollo de las isogradas de biotita, granate, estaurolita y sillimanita. Posteriormente se desarrolla un metamorfismo de baja presión que en algunas áreas alcanza la isograda de la andalucita.

El conjunto de plutones tardíos del área comparables al PGC-G desarrollan aureolas de metamorfismo de contacto en los materiales encajantes con formación de corneanas en facies anfibolita, siendo frecuente el crecimiento de cordierita y/o andalucita. Este efecto térmico afecta también localmente a los leucogranitos peraluminicos (granitos de dos micas o de moscovita dominante sin-fase II y III), (LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987), los cuales presentan en algunos puntos una abundancia anormal de silicatos de aluminio, tal y como pusieron de manifiesto BARRERA *et al.* (1985) en Galicia. El nivel de emplazamiento del PGC-G y en general de los plutones

tardíos de esta zona es pues epizonal, realizándose su emplazamiento con posterioridad al desarrollo de la tercera fase de deformación hercínica.

CARACTERIZACION MACROSCOPICA Y PETROGRAFICA

En el PGC-G han podido diferenciarse tres facies fundamentales, con algunas subficies (Fig. 1) correspondientes a:

1— Granitos porfídicos de dos micas, de grano grueso a muy grueso, con cordierita (facies común) con una subfacies de escasa extensión de granitos porfídicos de grano medio.

2— Leucogranitos de dos micas. Corresponden a leucogranitos-granitos tipo «ala de mosca», en los que se pueden individualizar dos subficies, A- subfacies de grano grueso-muy grueso, y B- subfacies de grano medio.

3— Leucogranitos principalmente moscovíticos.

Son frecuentes diques de cuarzo («sierrros»), con direcciones N 20°E a N 30°E, que intruyen a favor de las fracturas ya mencionadas que afectan al plutón, y se ha observado además un dique de pórfido en la parte más occidental del mismo (Fig. 1).

Facies común

Aflora en grandes bolos redondeados de dimensiones métricas y presenta un fuerte diaclasado de dirección N-S que condiciona la morfología de los afloramientos. Está constituida por un granito de dos micas con cordierita, de grano grueso a muy grueso y carácter porfídico (Fig. 2A), en el que localmente la biotita es más abundante que la moscovita. El carácter porfídico es debido al desarrollo de fenocristales de feldespato potásico de 4-5 cm de longitud, aunque llegan a alcanzar 7-8 cm, con zonados concéntricos marcados por inclusiones Frasl y oquedades de tonos rojizos o rosáceos.

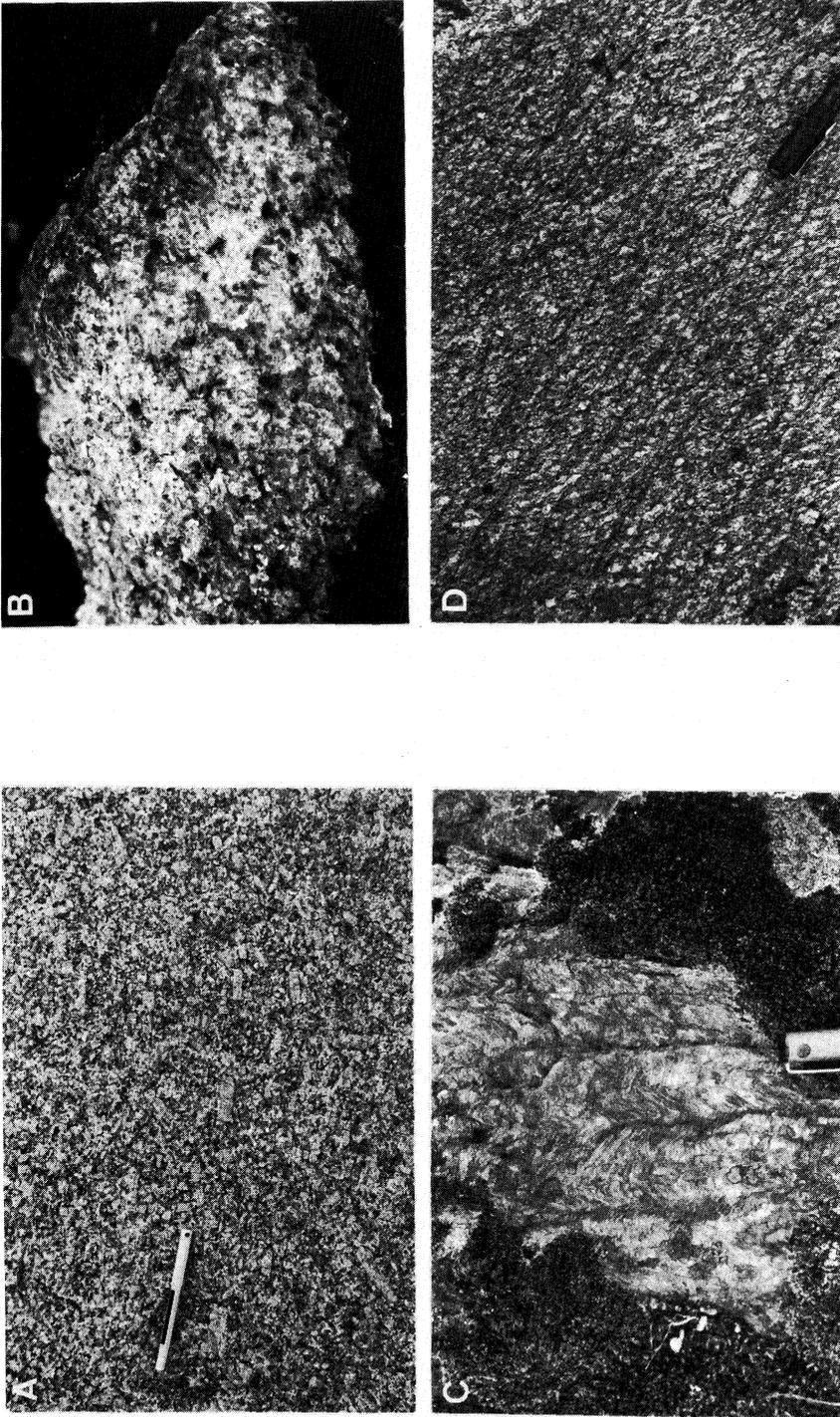


FIGURA 2. A) Aspecto de la facies común o porfídica en la que se observa una foliación marcada por la disposición orientada de los megacristales de feldespato potásico. B) Aspecto de la facies de leucogranitos de dos micas en los que destacan en tamaño cristales individuales de biotita ("alas de mosca"). C) Pliegues de tipo *kink* de fase IV. D) Granitos sin-fase II y III, encajantes del plutón de Cipérez-Garcirrey, deformados por la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo.

Es característica de esta facies la presencia de prismas de cordierita de 1-2 cm de longitud y turmalina que aparece diseminada en la roca o en cavidades mirolíticas. Son frecuentes bolsadas de tipo pegmatítico ricas en feldespato potásico y turmalina, y localmente, *schlierens* formados por acumulaciones biotíticas. Contiene algunos enclaves, aunque escasos y de pequeño tamaño, de xenolitos de rocas metamórficas y migmatíticas, y algún enclave de tipo surmicáceo y microgranudo.

Petrográficamente se caracteriza por una textura alotriomórfica inequigranular de tendencia porfídica debido no sólo al desarrollo de fenocristales de feldespatos potásico ya que en ocasiones también las plagioclasas desarrollan fenocristales. Los componentes esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los accesorios más frecuentes son opacos, apatito, circón y rutilo, mientras que como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene sericita, moscovita, clorita, feldespato potásico, albita, cuarzo, rutilo, leucoxeno, óxidos de hierro, ilmenita, fluorita, turmalina y quizás topacio. Además son frecuentes, aunque siempre en cantidades accesorias, andalucita, sillimanita y cordierita.

El *cuarzo* constituye agregados de formas externas globosas y tamaño muy variable, pero que fácilmente alcanzan o superan 1 cm; más raramente se encuentra rellenando intersticios. Muestra extinción ondulante y procesos de poligonización. Algunos cristales son ricos en agujas de rutilo.

El resto del cuarzo es tardío o postmagmático: I- cuarzo originado por recristalización del anterior que muestra un relativo corrosivo, II- cuarzo de mirmequitas, III- cuarzo reticular que reemplaza al feldespato potásico, suele mostrar extinción común con el cuarzo adyacente y según SCHERMERHORN (1956) sería posterior al cuarzo de mirmequitas; podría tener el mismo significado que el cuarzo asociado con moscovita histerógena formando muy frecuente-

mente crecimientos simplectíticos en sus bordes.

El *feldespato potásico* se presenta como cristales o agregados de hábitos anhedrales en la mesostasis, como fenocristales de hábitos subhedrales y más raramente con carácter intersticial. Además existen pequeñas cantidades de feldespato potásico de origen secundario originadas en los procesos de cloritización de la biotita.

Suele estar maclado carlsblad y microlina y sólo los fenocristales son pertíticos y poiquiliticos con abundantes inclusiones de cuarzo, biotita, feldespato potásico de menor tamaño y sobre todo plagioclasas con disposiciones orientadas. Las pertitas (*vein y patch*) son principalmente de sustitución debidas a albitización tardimagnética o postmagmática y pueden tener una disposición zonal.

En etapas tardi o postmagmáticas tiene un cierto crecimiento blástico durante el cual sustituye o reemplaza parcialmente a las plagioclasas y engloba en algún caso al cuarzo que forma agregados en la mesostasis.

La *plagioclasa* (albita-oligoclasa) en cristales aislados y más frecuentes en agregados, es de hábito subhedral o anhedral y puede constituir fenocristales que destacan ligeramente sobre la mesostasis. Presenta débiles zonados composicionales difusos, continuos u oscilantes, y en algunos casos zonados irregulares afectando a los núcleos.

La alteración sericítico-moscovítica es variable en intensidad y casi siempre parcial afectando principalmente al núcleo. Contiene pequeños cristales de fluorita anhedral originados muy probablemente con el proceso de sericitización (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa corresponde a albita secundaria desarrollada por albitización postmagmática en procesos de pertitización por sustitución, escasas cantidades de albita mirmequítica originada en el contacto plagioclasa-feldespato potásico y albita intergranular desarrollada principalmente

en la interfase feldespato potásico-feldespato potásico.

La *biotita* se encuentra en cristales aislados o en agregados de dos o tres cristales con tamaños inferiores a 3 mm. Es de hábito subhedral o anhedral, muy pleocroica, y engloba abundantes inclusiones de apatito, opacos y circón; a veces es extraordinariamente rica en halos pleocroicos.

Está parcialmente sustituida por moscovita (\pm ilmenita, rutilo) que suele crecer en continuidad cristalográfica con ella, y parcial o totalmente cloritizada originándose rutilo sagenítico, ilmenita, rutilo granular \pm leucoxeno, feldespato potásico y fluorita.

La *moscovita* aparece en porcentajes variables y puede superar en proporción a la *biotita*; presenta tamaños próximos a los de la *biotita* pero generalmente desarrolla tamaños algo superiores llegando a alcanzar 5 o 6 mm. Suele estar asociada a la *biotita* según cristales o agregados de hábito subhedral o blástico, aunque este hábito es más marcado cuando crece sobre feldespato potásico y plagioclasa. Muestra trazas de exfoliación curvadas y extinciones ondulantes.

Se trata de un mineral de cristalización tardía, histerógena, o secundario desarrollado principalmente a expensas de feldespato potásico, plagioclasa, *biotita* y *andalucita*.

Los cristales blásticos presentan intercrecimientos simplectíticos con cuarzo y desarrollan apófisis dactilíticas sobre el feldespato potásico. Por otra parte no es raro que las moscovitas blásticas engloben relictos de *andalucita* y agregados de pequeños prismas de *sillimanita* o *fibrolita*. En este caso es muy probable que la *moscovita* tenga un origen secundario constituyendo un producto de desestabilización de la *andalucita*.

Andalucita y *sillimanita* se encuentran siempre en cantidades accesorias. La *andalucita* está casi totalmente transformada en *moscovita* y la *sillimanita*, en pequeños prismas o en agregados de *fibrolita*, está incluida en la *moscovita* asociada a *andalucita*. Además son frecuentes pseudomorfos de

cordierita, mineral que nunca se ha observado fresco.

Estos minerales han sido considerados generalmente como restos de fusión, restitas, aunque la *sillimanita* asociada a *moscovita* histerógena y *andalucita* tendría un origen secundario a partir de la fase alumínica sobrante en la moscovitización de la *andalucita* (UGIDOS, 1973; MARTINEZ FERNANDEZ, 1974; CARNICERO, 1980).

Leucogranitos de dos micas «ala de mosca»

La variedad de grano grueso-muy grueso (A) constituye una facies de borde en los sectores N y SE del plutón, aflorando en bolos redondeados de tamaño métrico, mientras que la variedad de grano medio (B) ocupa la parte central del plutón (Fig. 1). Son en ambos casos granitos leucocráticos de dos micas en los que la *moscovita* puede desarrollar cristales de igual tamaño que la *biotita* (4-5 mm) o bien cristales de 11-12 mm, que suelen incluir pequeños cristales de *biotita*. Localmente, esta facies presenta megacristales muy escasos de feldespato potásico, aunque se diferencia de la facies común por no desarrollar textura porfídica, y por la ausencia de *cordierita* y enclaves. Contiene *turmalina*, que como en la facies anterior, se encuentra diseminada en la roca, formando cavidades miarolíticas, y en la variedad de grano medio, como pequeños nódulos de 5-7 mm de tamaño.

Petrográficamente se puede individualizar de la facies común tanto en base a criterios texturales como por algunas diferencias composicionales, aunque también participa de otras características comunes. Está constituida por leucogranitos con cantidades accesorias de *biotita*, aunque es probable que el contenido en *biotita* fuera en origen algo superior ya que es normal que se encuentre casi totalmente transformada en *moscovita*.

La textura es alotriomórfica inequigranular y muy raramente de tendencia porfídica por el desarrollo de algunos fenocrista-

les de feldespato potásico y de plagioclasa. Otra diferencia textural respecto a la facies anterior es la presencia de biotitas y moscovitas de tamaños muy superiores al resto de los componentes de la roca, constituyendo «alas de mosca» (Fig. 2B).

A.— *Leucogranitos-granitos de dos micas de grano grueso a muy grueso*

Sus constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, mientras que la biotita, salvo en algunas muestras, se encuentran en cantidades accesorias junto con opacos, apatito, granate, circón y rutilo. Además contiene algunos pseudomorfos o agregados procedentes muy probablemente de la transformación de andalucita y escasas cantidades de sillimanita. Los minerales de cristalización tardía y/o secundarios son turmalina, clorita, sericita, albita, cuarzo, moscovita, óxidos de hierro y quizás topacio y berilo.

La *plagioclasa*, de composición principalmente albitica, suele constituir agregados de cristales suhedrales o anhedrales, frecuentemente de hábitos largos. Engloba plagioclasa de menor tamaño, apatito y granate. La alteración suele ser débil dando lugar a sericita-moscovita que puede estar orientada dentro del cristal y formar enrejados. En el contacto con el feldespato potásico existe un débil desarrollo de mirmequitas y en el contacto entre feldespatos escasas cantidades de albita intergranular a veces mirmequítica.

El *feldespato potásico* es subhedral o más frecuentemente anhedral y de tamaño próximo al resto de los componentes; aparece también rellenado intersticios en la roca. Suele estar maclado según la macla de la microclina y es poco perfito. Esporádicamente se desarrollan fenocristales de hasta 1 cm de tamaño en lámina delgada que presentan las mismas características que los contenidos en la facies anterior: cristales subhedrales, maclados carlsbad y microlina, y frecuentemente poiquilíticos englobando

abundantes inclusiones de biotita y plagioclasa que pueden mostrar disposición zonal. Las pertitas corresponden a los tipos *string*, *band or ribbon*, *flame* y más raramente *patch* según la clasificación de ALLING en SPRY (1969), o de morfología más irregular, desarrolladas mayoritariamente por sustitución durante procesos de albitización tardi o postmagmática.

El *cuarzo* aparece en cristales aislados, con carácter intersticial y sobre todo formando agregados de morfología esférica y tamaño variable que pueden superar 1 cm. Muestra extinciones ondulantes, señales de poligonización y engloba escasas inclusiones de plagioclasa, feldespato potásico, apatito y rutilos aciculares.

Como cuarzo de cristalización tardía se incluye el que corroe y forma inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa, por recristalización del cuarzo de la roca, escaso cuarzo de mirmequitas y el asociado con moscovita blástica o histerógena.

La *biotita* es casi siempre escasa y se encuentra en cristales aislados o en agregados con tamaños inferiores a 3 mm aunque algunos cristales superan este tamaño constituyendo «alas de mosca». Engloba opacos, apatito, circón y puede ser muy rica en halos pleocroicos. Se encuentra alterada a clorita junto con ilmenita y rutilo-leucoxeno o enmascarada por óxidos de hierro. Es frecuente que esté intensamente transformada en moscovita.

La *moscovita* es más abundante que la anterior y de mayor tamaño llegando a desarrollarse cristales que superan en tamaño a todos los componentes de la roca (6-8 mm). Como en la facies antes descrita, se trata de un mineral de cristalización tardía o secundario que muestra hábitos suhedrales o claramente blásticos y poiquiloblásticos, trazas de exfoliación curvadas y extinciones ondulantes.

Aparece asociada a la biotita a la que engloba y sustituye casi totalmente, a las plagioclasas según cristales finos y alargados o bien en agregados, y al feldespato potásico

donde quizás desarrolla un aspecto más blástico. Muestra intercrecimientos con cuarzo de tipo simplectítico y desarrolla apófisis dactilíticas principalmente sobre el feldespató potásico y plagioclasa.

Algunos cristales engloban agregados constituidos por micas oscuras, generalmente de color pardo, moscovita y en ocasiones turmalina, que probablemente proceden de la alteración total de andalucita, así como escasas cantidades de fibrolita. Estos minerales tendrían el mismo origen que los contenidos en la facies anterior.

De los accesorios destacan *granates* englobados en feldespató potásico, plagioclasa y moscovita, parcialmente alterados a biotita y óxidos de hierro, y *turmalina* de aspecto blástico y pleocroismo azulado.

B.— *Leucogranitos-granitos de dos micas y grano medio*

Presentan muchas analogías texturales y mineralógicas con la otra variedad granítica que integra esta facies de granitos-leucogranitos «ala de mosca» por lo que sólo se citarán aquellos aspectos más diferenciadores.

La diferencia más notable es su menor tamaño de grano. La fracción leucócrata presenta las mismas características que en la variedad de grano grueso existiendo algún fenocristal esporádico de feldespató potásico. Por el contrario, en esta subfacies las biotitas raramente forman «alas de mosca» siendo la moscovita el principal responsable de este carácter textural. Aunque la moscovita desarrolla tamaños próximos a los de la variedad de grano grueso, en este caso constituyen cristales más anormalmente grandes dada la mayor diferencia relativa respecto al tamaño de grano de la mesostasis.

Andalucita y sillimanita son en esta subfacies más escasas y tampoco se han observado los granates contenidos en la variedad de grano grueso. Por otra parte, algunas muestras son muy ricas en turmalina blástica o poiquiloblástica.

En resumen, el conjunto de característi-

cas que permiten diferenciar los granitos que integran la facies «ala de mosca» respecto a la facies común del plutón pueden resumirse en: menor contenido en biotita y por tanto un carácter más leucocrático, siendo generalmente una facies leucogranítica, desarrollo muy escaso de fenocristales de feldespató potásico, mayor tamaño de la biotita y moscovita que forma «alas de mosca», plagioclasas de composición más ácida (albita), presencia de granate, menor contenido en andalucita y sillimanita y ausencia de cordierita.

Leucogranitos moscovíticos

Se localizan en el centro-este del plutón (Fig. 1) aflorando en bloques angulosos en su parte N mientras que al S afloran muy mal. La mesostasis, de aspecto sacaroideo, es equigranular de grano medio o medio-fino y por lo general sólo contiene moscovita aunque hacia el contacto con la facies anterior presenta cantidades accesorias de biotita formando «alas de mosca» de 4-5 mm.

La textura es alotriomórfica y se diferencia de la de los leucogranitos anteriores en que la moscovita desarrolla tamaños similares al resto de los componentes de la roca. La biotita está prácticamente ausente y no se han observado silicatos de aluminio.

Los minerales esenciales son cuarzo, feldespató potásico, plagioclasa y moscovita. Además de los accesorios comunes, apatito, opacos, rutilo y algo de biotita, contiene diferentes minerales de cristalización tardía o postmagmática como sericita, moscovita, fluorita, berilo, topacio y epidota.

Las *plagioclasas*, de composición albitica, son anhedrales o subhedrales y están parcialmente sericitizadas. El *feldespató potásico* es anhedral, no pertítico y puede mostrar o no macla de la microlina. No se observa desarrollo de mirmequitas en los contactos entre plagioclasa y feldespató potásico pero sí existen pequeñas cantidades de albita intergranular postmagmática. El *cuarzo* forma agregados o tiene carácter in-

tersticial. La *moscovita* es casi la única mica presente, es subhedral o anhedral y presenta señales de deformación. De los accesorios destaca la presencia de *epidota* (pistacita) asociada a las plagioclasas y englobando pequeños cristales de moscovita.

ESTRUCTURA

Estructura regional

Se han reconocido en esta zona cuatro fases de deformación hercínicas, siendo las tres primeras de carácter regional y la cuarta de ámbito local y menor intensidad.

— La *primera fase* de deformación (F1), de dirección N 110-130°E y vergencia al norte, produce pliegues de amplitud kilométrica y longitud de onda de 1-3 Km, hasta pliegues métricos y centimétricos con una esquistosidad S1 generalmente verticalizada. En este área se manifiesta como una foliación preservada en las rocas metapelíticas como micropliegues relictos (J. ESCUDER, com. pers.).

— La *segunda fase* de deformación (F2) da lugar a pliegues de plano axial subhorizontal (DIEZ BALDA, 1981, 1986) y una esquistosidad horizontal en algunas áreas (CORRETTGE y LOPEZ PLAZA, 1976; CARNICERO, 1980; LOPEZ PLAZA, 1982). Ha sido relacionada con un cizallamiento subhorizontal hacia el SE (DIEZ BALDA, 1982).

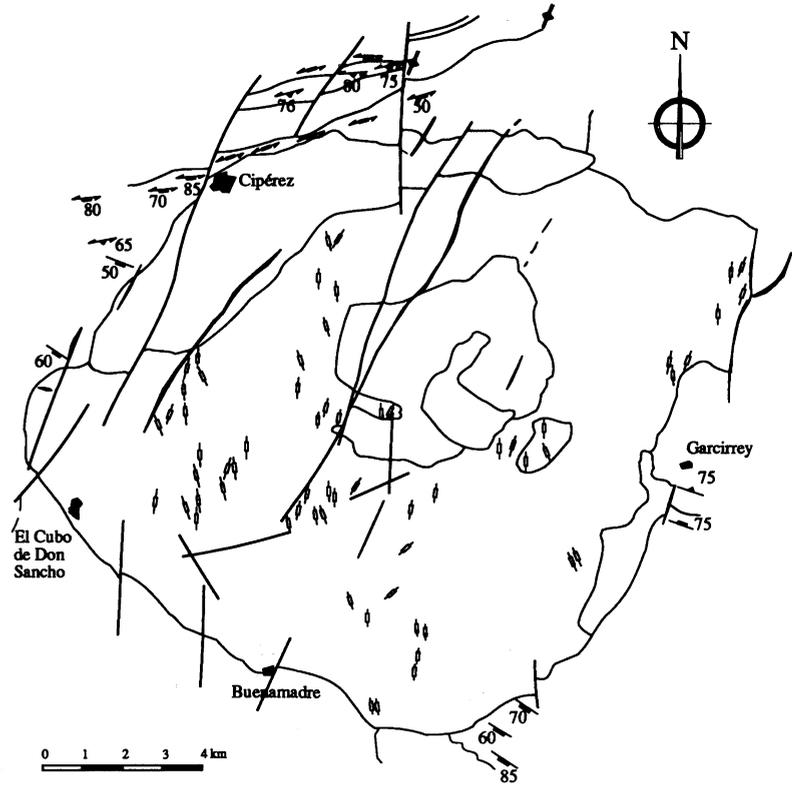
— La *tercera fase* de deformación (F3) genera pliegues de plano axial subvertical (N 130°E) y vergentes al N con una esquistosidad asociada de crenulación. Como ya se ha dicho, la foliación de dirección N 120-130°E (Fig. 3) que presentan los granitos de dos micas o de moscovita dominante encajantes del PGC-G es concordante con esta fase.

— La *cuarta fase* de deformación (F4) no desarrolla estructuras penetrativas (esquistosidad) sino que genera pliegues tipo *kink* y *chevron* (Fig. 2C) de dirección N-S a

N 30°E, con plano axial vertical a subvertical (JIMENEZ ONTIVEROS y HERNANDEZ ENRILE, 1983). Según J. ESCUDER (com. pers.) hay un desarrollo de dos sistemas de pliegues subperpendiculares entre ellos. El primero da lugar a un suave plegamiento de dirección N-S a N 30°E. El segundo, de carácter más local, produce pliegues de dirección N 60°E a E-O y buzamientos subverticales.

Al norte del PGC-G se encuentra la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJP) (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968), de dirección N 70°E y buzamiento de 70° al sur, como más frecuente, con un movimiento horizontal senestro (Fig. 2D). El funcionamiento de esta estructura pudo haber tenido lugar a partir de la primera fase de deformación hercínica (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981), pero esta banda de cizalla afecta al sinclinal de Tamames (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1968), por lo que sería posterior al desarrollo de la primera fase deformativa. Según DIEZ BALDA *et alers.* (1990) cizallas semejantes a la ZCJP, afectan a estructuras de las tres primeras fases deformativas hercínicas. JIMENEZ ONTIVEROS y HERNANDEZ ENRILE (1983) y GIL TOJA *et alers.* (1985) describen la cuarta fase de deformación del área y los últimos autores consideran que la ZCJP es posterior al desarrollo de dicha fase, deduciendo una edad comprendida entre 300 y 290 m. a. para la F4.

Con posterioridad a las cuatro fases de deformación hercínicas se desarrolla una tectónica frágil tardihercínica (PARGA, 1969), que en la zona se manifiesta como fracturas N-S a N 30°E con una cierta componente horizontal de sentido senestro. A favor de estas fracturas intruyen los diques de cuarzo («sierros») (GARCIA DE FIGUEROLA y PARGA, 1971) asociados al plutón. Estas fracturas han rejugado durante estadios alpinos, afectando a materiales terciarios, como se puede observar al norte de El Cubo de Don Sancho.



- ↖ Orientación vertical en rocas ígneas.
- ↗ Orientación en rocas ígneas.
- Foliación milonítica en rocas ígneas (planos C).
- Esquistosidad milonítica (planos C).
- ↖ Esquistosidad vertical de Fase 4.
- Traza de la foliación en el plutón de Cipérez-Garcirrey.
- - - Traza de la foliación de Fase 3.
- - - Traza de la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo.
- - - Traza de la esquistosidad de Fase 4.

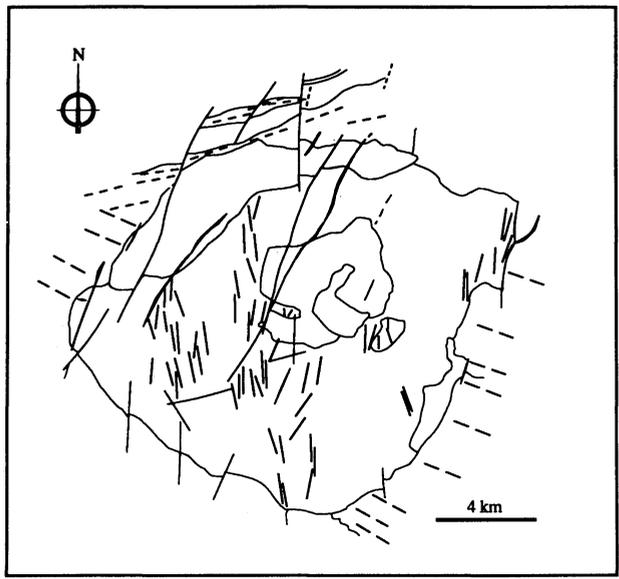


Figura 3: Medidas estructurales y esquema representativo de la dirección de las mismas.

Estructura del plutón granítico de Cipérez-Garcirrey

Como ya se ha dicho anteriormente, la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo se encuentra al norte del plutón de Cipérez-Garcirrey. Esta zona de cizalla dúctil deforma a los metasedimentos y granitos de dos micas encajantes del plutón (Fig. 2D), mientras que el plutón no está afectado por esta estructura a la que, por el contrario, corta y fosiliza (Fig. 3)

En cuanto a su estructura interna sólo es en la facies común o porfídica donde el plutón presenta una orientación de los minerales de hábito tabular, fenocristales de feldespato potásico principalmente (Fig. 2A), y de forma ocasional y de más difícil observación de la biotita. La foliación vertical que marcan estos minerales es principalmente de dirección N-S variando a N 20°E y N 170°E (Fig. 3). Esta foliación es discordante respecto a los contactos externos del plutón y coincide con las direcciones descritas por JIMENEZ ONTIVEROS y HERNANDEZ ENRILE (1983) para las estructuras de cuarta fase desarrolladas en esta área. Por otra parte en el entorno del plutón, las estructuras de cuarta fase se superponen a la zona de cizalla.

Así, pues, se puede afirmar que el plutón corta y fosiliza a la ZCJP acotando a la vez el límite superior de edad en el cual la zona de cizalla ha funcionado dúctilmente, siendo anterior al desarrollo de la cuarta fase de deformación descrita para esta zona y al emplazamiento del plutón. Por otro lado la foliación interna del plutón parece indicar un emplazamiento del mismo al menos parcialmente sincinemático con la cuarta fase de deformación.

Por tanto, los datos de que se dispone son contradictorios con las propuestas de GIL TOJA *et alers.* (1985) quienes opinan que la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo es posterior al desarrollo de la cuarta fase de deformación del área y que los granitos tardihercínicos intruyen en ma-

teriales ya deformados por la cuarta fase de deformación desarrollada en este sector.

COMPARACION CON OTROS PLUTONES GRANITICOS DEL AREA Y CONSIDERACIONES FINALES

Al sur de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, y siguiendo su misma dirección, se encuentran los plutones de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo, localizados al oeste del plutón de Cipérez-Garcirrey, y el plutón de San Román, situado al este del mismo. Estos plutones presentan las mismas características que el plutón de Cipérez-Garcirrey y, como él, están constituidos principalmente por granitos porfídicos con cordierita.

Este conjunto de plutones son incluidos (por citar una de las clasificaciones más recientes) por LOPEZ PLAZA y MARTINEZ CATALAN (1987) en el grupo de los plutones tardi y postectónicos, en su propuesta de clasificación de los granitoides hercínicos. Concretamente para el plutón de Villar del Ciervo, GARCIA GARZON y LOCUTURA (1981) obtienen una edad de 284 ± 8 m. a. según una datación de roca total por el método Rb-Sr.

Ninguno de estos plutones están deformados por la zona de cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo sino que al igual que ocurre en el plutón de Cipérez-Garcirrey alguno de ellos, como el de Villavieja de Yeltes, la cortan y fosilizan (CARNICERO, 1980; CARNICERO *et alers.* (1987). Asimismo todos ellos presentan una orientación de los fenocristales de feldespato potásico y de la biotita, de dirección N-S a N 20°E, discordante con los contactos externos e internos de los plutones, que LOPEZ PLAZA *et alers.* (1984) interpretan como de origen tectónico. Estas foliaciones de los plutones tardíos son una constante en una amplia zona del centro-oeste peninsular y de las partes más occidentales del Siste-

ma Central Español (LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987).

Por otro lado, según MARTINEZ ABAD y LOPEZ PLAZA en LOPEZ PLAZA y CARNICERO (1987) en las aureolas de contacto de estos plutones, la lineación definida por las cordieritas es paralela a ejes de pliegues de plano axial vertical y dirección norteada, apreciándose un sincinematismo de estos minerales blásticos respecto a ese plegamiento por lo que LOPEZ PLAZA y CARNICERO (1987) relacionan estas linea-

ciones con la fase IV manifestada en el centro-oeste peninsular al sur de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo.

Todo ello confirma la hipótesis de considerar un emplazamiento del plutón de Cipérez-Garcirrey al menos parcialmente sincinemático con el desarrollo de la cuarta fase de deformación hercínica definida en el área, tal y como proponen LOPEZ PLAZA y CARNICERO (1987) para el conjunto de plutones tardihercínicos de la penillanura Salmantino-zamorana.

BIBLIOGRAFIA

- BARRERA, J. L., BELLIDO, F. y KLEIN, E. (1985). Contact metamorphism in synkinematic two-mica granites produced by younger granitic intrusion, Galicia, NW Spain. *Geol. Mijnb.*, 64, 413-422.
- CARNICERO, A. (1980). *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (O de Salamanca)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 1-202.
- CARNICERO, A., LOPEZ PLAZA, M. y DELGADO, J. C. (1987). Estudio petrológico del granito de Villavieja de Yeltes (Salamanca). Actas e Comunicações, IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985). *Memórias n.º 1, Univ. Do Porto*, 21-37.
- CORRETGE, L. G. y LOPEZ PLAZA, M. (1976). Geología del área granítica y metamórfica al oeste de la Ciudad Rodrigo (Salamanca). I: El complejo esquistograuváquico: estratigrafía, metamorfismo y deformación. *Studia Geol.*, 11, 121-149.
- DIEZ BALDA, M. A. (1981). La estructura hercínica entre Salamanca y Sequeros (Zona Centro Ibérica). *Cuad. Geol. ibérica*, 7, 519-534.
- DIEZ BALDA, M. A. (1982). *El Complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 1-162.
- DIEZ BALDA, M. A. (1986). El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salamanticensis*, Ciencias 52, Ed. Univ. Salamanca.
- DIEZ BALDA, M. A., VEGAS, R. y GONZALEZ LO-DEIRO, F. (1990). Structure, Part. IV, Chapter 2. Central-Iberian Zone. En: Dallmeyer, R. D. & Martínez García, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, Berlín, 172-188.
- DIEZ MONTES, A., ESCUDER, J., FERNANDEZ RUIZ, J., MEDIA VILLA, R., RODRIGUEZ, R. y SANZ, M. A. (en prensa). Hoja geológica del Mapa geológico de España E. 1: 50.000 n.º 476 (Villavieja de Yeltes). Segunda serie MAGNA, Primera edición, I. T. G. E.
- ESCUDER, J., MONTERERIN, V., VILLAR, P. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1991). Estructura y metamorfismo del complejo esquistograuváquico del SO de Salamanca. *Resúmenes, XIII Reunión de Xeoloxía e Minería do N.O. Peninsular. Lab. Xeol. Laxe*, 66-67.
- FERNANDEZ RUIZ, F., MONTERERIN, V., MEDIA VILLA, R., RODRIGUEZ, R. y SANZ, M. A. (en prensa). Hoja geológica del Mapa geológico de España E. 1: 50.000 n.º 500 (Villar de Ciervo). Segunda serie MAGNA, Primera edición, I. T. G. E.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1968). Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica. *Acta Geol. Hispánica*, III, 69-72.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, J. R. (1971). Características fundamentales de los «sietros» de la provincia de Salamanca. *Bol. Geol. Min. de España*, T. 82, 71-74.
- GARCIA GARZON, J. y LOCUTURA, J. (1981). Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrerales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro. *Bol. Geol. Min. de España*, T. 92, 68-72.
- GIL TOJA, A., JIMENEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J. R. (1985). La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centro-Ibérica del Macizo Hespérico. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, 91-104.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981). La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alignement ancien reactive pendant l'orogene hercynienne. *Com. Serv. Geol. Port.*, Vol. LXVII, 89-93.
- JIMENEZ ONTIVEROS, P. y HERNANDEZ ENRILE,

- J. L. (1983). Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalva do Castelo. *Studia Geológica Salmanticensis*, XVIII, 139-158.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. y TRUYOLS, J. (1972). L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Géol. Mineral*, Bretagne, 4(1), 1-7.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península ibérica y Baleares, I. G. M. E.
- LOPEZ PLAZA, M. (1982). Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos de la penillanura salmantino-zamorana. Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 1-333.
- LOPEZ PLAZA, M., CARNICERO, A. y RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (1984). Estructura del granito de Villar del Ciervo (Salamanca). *I Congreso Español de Geología*, II, 177-192.
- LOPEZ PLAZA, M. y CARNICERO, A. (1987). El plutonismo hercínico de la penillanura Salmantino-zamorana (centro-oeste de España); Visión de conjunto en el contexto geológico regional. En: BEA, F. *et al.* (Eds.). *Los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda, 53-68.
- LOPEZ PLAZA, M. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987). Síntesis estructural de los granitoides del Macizo Hespérico, en: BEA, F. *et al.* (Eds.). *Los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Ed. Rueda, 195-210.
- MARTIN IZARD (1979). Caracteres geológicos, mineralógicos y geoquímicos del área de Garcirrey (Salamanca) y sus mineralizaciones asociadas. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca, 1-70.
- MARTIN SERRANO, A., VILLAR, P. y DIEZ MONTES, A. (en prensa). Hoja geológica del Mapa geológico de España E. 1: 50.000 n.º 477 (Barbadillo). Segunda serie MAGNA, Primera Edición, I. T. G. E.
- MARTINEZ FERNANDEZ, F. J. (1974). Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora). Tesis Doct. Univ. Salamanca, 286 pp. Publ. en: *Trab. de Geol.* Univ. Oviedo, 7, 3-141.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos Lab. Geol. de Lage*, n.º 37, 1-15.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956). Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire-Sao Pedro do Sul-Sátão region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, Vol. 37, 617 pp.
- SPRY, A. (1969). «*Metamorphic textures*». Pergamon Press, 1-350.
- UGIDOS, J. M. (1973). *Estudio petrológico del área Bejar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, Dpto. Petrología, 1-218.

Recibido, 19-VI-92
Aceptado, 29-VIII-92