

# ESTUDIO PETROLÓGICO DEL COMPLEJO ANATÉCTICO DE LA PEÑA NEGRA (BATOLITO DE ÁVILA, ESPAÑA CENTRAL)

F.Bea(1) y M.D.Pereira(1)

(1) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 SALAMANCA

## RESUMEN

En el sector centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila), aflora un complejo migmatítico-anatéctico de gran tamaño, caracterizado por una geometría estratoide subhorizontal, al que se denomina Complejo Anatéctico de la Peña Negra (CAPN). Está limitado por varias unidades graníticas con diferentes grados de aloctonía. La roca regional del CAPN está formada por migmatitas diatexiticas de composición granodioritoide, dentro de las que se encajan los demás materiales. Los granitoides del CAPN son todos anatécticos; destacan (1) grandes láminas de granodioritas y monzogranitos de megacrístales, (2) pequeños cuerpos de granitos cordieríticos y granitos de dos micas, (3) granitos de nódulos, y (4) un leucogranito granatífero. Las migmatitas del CAPN se han generado a partir de las rocas del CXG y del Cámbrico, que en esta zona son muy ricos en material cuarzofeldespático ortoderivado. En la potente serie migmatítica de la Peña Negra no se observan gradientes térmicos, lo que descarta un aporte de calor a partir de un foco puntual; se especula con el aumento de T; por la disminución de la capacidad de disipación del calor radiogénico debido al sobreespesamiento de la corteza por acción tectónica. El incremento de isótopos productores del calor está relacionado con el aumento de material cuarzofeldespático en las series metasedimentarias.

**Palabras Clave:** Batolito de Ávila, Complejo Anatéctico de la Peña Negra, migmatitas, anatexia, superficies, modelo térmico, calor radiogénico.

## ABSTRACT

A large migmatitic-anatectic complex, called Complejo Anatéctico de la Peña Negra (CAPN), outcrops in the Central-North area of Sierra de Gredos. The CAPN have a subhorizontal geometry and is limited by several granitic massifs which range from concordant to intrusive. The CAPN "regional rock" are diatexitic migmatites of granodioritoid composition -called "mesocratic migmatites"- which include the rest of lithologies. All the CAPN granites are anatectic. Large subhorizontal sheets of megacrystic granodiorites and monzogranites stand out. The CAPN migmatites have been generated from the CXG and Cambrian rocks that, in this area, are very rich in ortho-derived quartzfeldspatic material. It is not possible to see a thermal gradient in the migmatitic series of the Peña Negra, excluding a punctual thermal focus. We think the increase of T comes from decreasing the dissipation capacity of the radiogenic heat due to crustal thickening because of the Hercynian folding. The increase of quartzfeldspatic component in the metasedimentary series is the responsible of the increase in radiogenic heat-producers isotopes.

**Key Words:** Avila Batholith, Peña Negra Anatectic Complex, migmatites, anatexis, superficies, thermal model, radiogenic heat.

Bea, F. y Pereira, M.D. (1990): Estudio petrológico del Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila, España Central); *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 87-104

Bea, F. and Pereira, M.D. (1990): Petrological study of the Peña Negra Anatectic Complex (Avila Batholith, Central Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 87-104.

## 1. INTRODUCCIÓN

El Complejo Anatéctico de la Peña Negra (CAPN) (Fig. 1) es el dominio migmatítico de mayor envergadura

de la Sierra de Gredos (véanse Babín Vich, 1974; Ugidos, 1974a, 1974b; Franco y Figuerola, 1986; Sánchez, 1987; Franco y Sánchez, 1988). El interés petrológico del CAPN estriba esencialmente en ser una zo-

na donde pueden observarse 'in situ' los fenómenos de migmatización y anatexia en diversas etapas evolutivas. Por esta razón, y desde hace varios años, el grupo de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca trabaja de manera intensiva sobre dicha zona. Los estudios realizados (Ibarra, 1988; Pereira, 1989; Bea *et al.*, in litt.) han permitido reconocer la existencia de dos modalidades distintas de migmatización y procesos anatéticos, según sea la naturaleza de los materiales afectados:

- *Migmatización metatexítica y anatexia de bajo grado*: tiene lugar sobre materiales orto o para-derivados de composición cuarzofeldespática, con biotita como única fase hidratada. Produce pequeños cuerpos autóctonos de leucogranitos.
- *Migmatización diatexítica y anatexia generalizada*: afecta esencialmente a materiales de composición granodioritoide o granítica, ricos en moscovita y biotita. Genera una amplia variedad de granitoides cordieríticos y de dos micas, a veces de estructura estratoide y dimensiones considerables.

Este trabajo muestra una visión general de la geología del CAPN, sintetizando los conocimientos regionales acumulados hasta la actualidad. Se pretende: (1) presentar una cartografía lito-estructural detallada, que hasta el momento permanecía inédita; (2) describir los materiales que lo forman; (3) proponer un modelo evolutivo del Complejo dentro del entorno de Gredos.

## 2. ENCUADRE GEOLÓGICO

### 2.1. La deformación regional

La deformación hercínica en este sector de la zona Centro-Ibérica (véanse Figuerola y Franco, 1975; Franco, 1980; Ribeiro *et al.*, 1983; Rodríguez Alonso, 1985; Díez Balda, 1986; Bea, 1985; Bea y Maldonado, 1983; Bea y Morenoventas, 1985; Ferreira *et al.*, 1988) puede describirse mediante tres fases de deformación, cada una de las cuales da estructuras características fácilmente observables en el campo (Fig. 2):

Fase I: produce una esquistosidad de flujo, fuertemente afectada por deformaciones tardías y parcialmente destruida por los procesos anatéticos.

Fase II: genera estructuras subhorizontales. La fábrica actualmente observada, tanto en las migmatitas como en el resto de los granitoides que aparecen en todo el CAPN, es atribuible a esta Fase. Hay dos tipos diferentes de estructuras que producen fábrica subhorizontal:

- 1) pliegues de plano axial subhorizontal (Fase IIa)
- 2) cizallas subhorizontales (Fase IIb) que cortan a los pliegues anteriores.

**Fase III:** produce:

- 1) pliegues suaves de plano axial subvertical y direcciones al E o NE
- 2) cizallas de desgarre subverticales de dirección NE-SO y sentido levógiro con un sistema dextro conjugado de dirección NO-SE.
- 3) cizallas de desgarre subverticales de dirección N-S y sentido dextrógiro con un sistema senestro conjugado, de dirección NO-SE.

### 2.2. La estructura del Complejo

El Complejo Anatético de la Peña Negra (CAPN) tiene una geometría estratoide en la que predominan petrofábricas de tipo planar subhorizontal debido a la acción de la Fase II. A su vez, las estructuras de Fase II se encuentran afectadas por pliegues suaves de plano axial subvertical, dirección al NE y longitud de onda entre 2 y 4 km. Se encuentra limitado por varias unidades graníticas (Fig. 2), cuyos contactos van desde concordantes -Unidades del Mirón, Villafranca y Hoyos-, a subconcordantes -Unidad de Castillejos-, e incluso algunas de ellas son claramente intrusivas -Unidades de la Aliseda y La Serrota.

### 2.3. Aspectos básicos del metamorfismo:

El metamorfismo del CAPN es de grado medio-alto y corresponde a un tipo bórico de baja presión. La mayor parte de los materiales han superado la isograda de desestabilización de la moscovita en presencia del cuarzo, y están más o menos migmatizados. Las paragénesis minerales son del tipo *biotita* ± *cordierita* ± *sillimanita* ± *andalucita*.

En la Unidad del Mirón, adyacente al CAPN, Franco y Sánchez (1988) han precisado la evolución del metamorfismo desde  $P = 5.2$  kbar en el inicio de la migmatización, hasta  $P = 3.7$  kbar en la etapa de máxima temperatura. Estos valores parecen estar de acuerdo con nuestras propias observaciones. Dichos autores también encuentran, de manera muy local, paragénesis kinzigíticas, que atribuyen a una etapa metamórfica anterior de presión intermedia. En el CAPN no se ha detectado nada parecido.

## 3. LOS MATERIALES

El CAPN está formado por rocas metamórficas de grado alto, en su mayor parte migmatitas, y por granitoides autóctonos o subautóctonos. Se identifican los siguientes litotipos:

- a) Metamorfitas:
  - 1/ Ortoneises tipo Almohalla
  - 2/ Migmatitas mesocráticas
  - 3/ Migmatitas leucocráticas
  - 4/ Migmatitas pelíticas

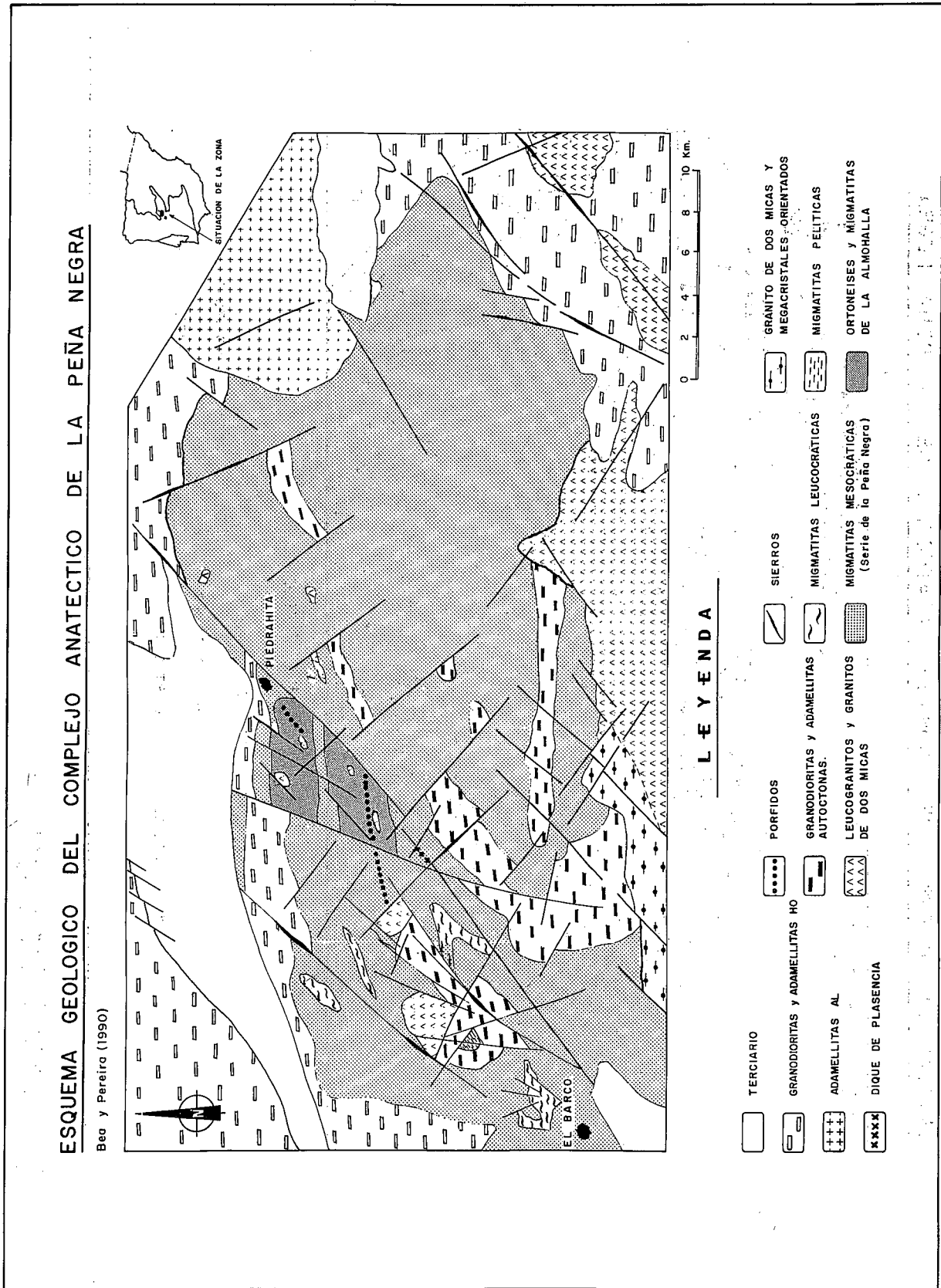


Fig. 1.-Esquema geológico del Complejo Anatóctico de la Peña Negra.

Fig. 1.-Geological sketch of the Peña Negra Anatectic Complex.

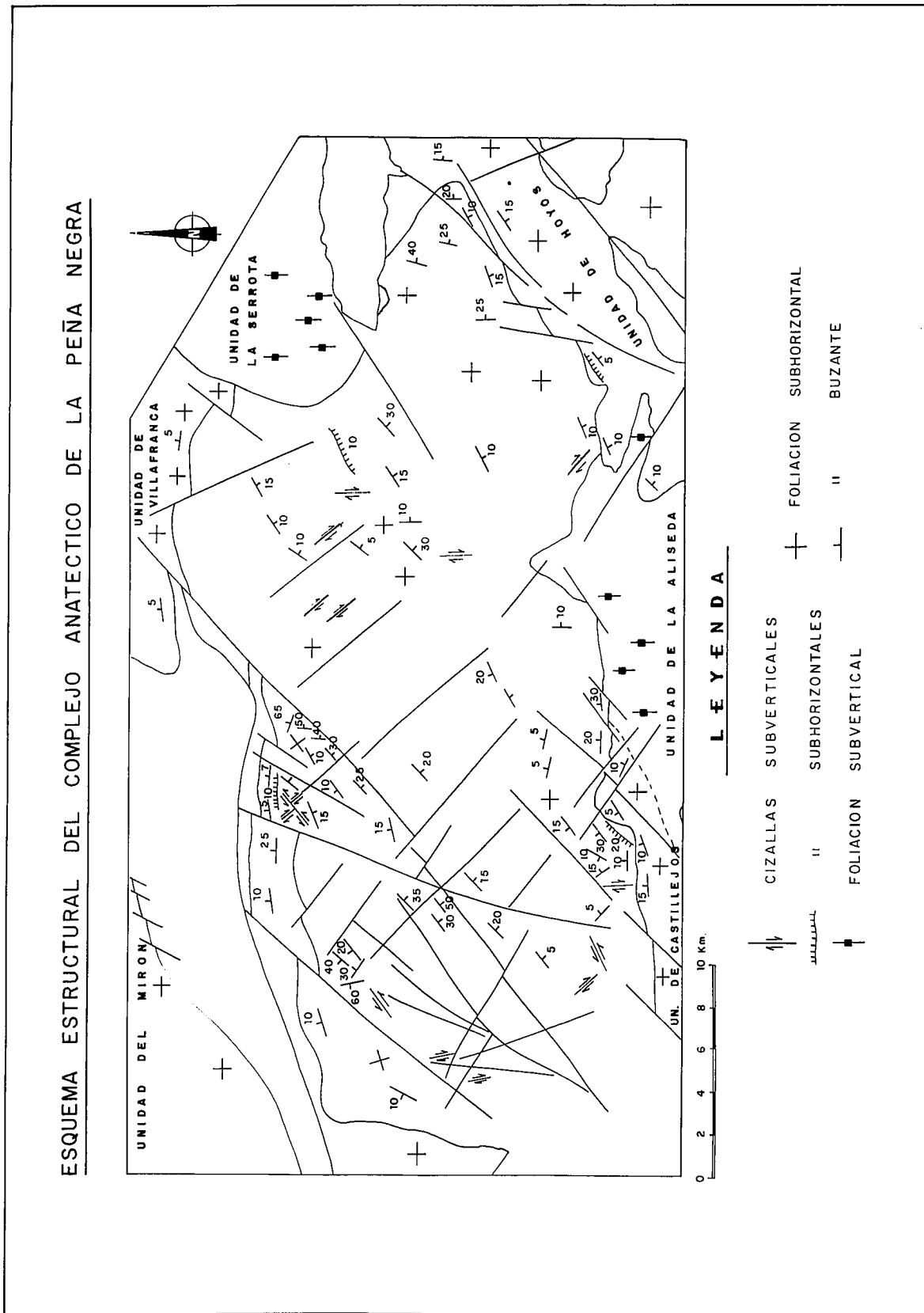


Fig. 2.-Esquema estructural del Complejo Anatectico de la Peña Negra.  
Fig. 2.-Structural sketch of the Peña Negra Anatectic Complex.

- 5/ Migmatitas anfibólicas
- 6/ Niveles carbonatados y calcosilicatados
- b) Granitoides anatéticos
  - 1/ Granodioritas y monzogranitos de megacristales
  - 2/ Granitos cordieríticos
  - 3/ Granitos de dos micas y moscovíticos
  - 4/ Granitos de nódulos
  - 5/ Leucogranito granatífero

La importancia volumétrica de las diferentes litologías es muy distinta (ver Fig. 1). La "roca regional" del CAPN está formada por las migmatitas mesocráticas, dentro de la cual se distinguen unidades cartografiables de migmatitas leucocráticas, ortoneises y migmatitas pelíticas, así como diversos granitoides anatéticos entre los que destacan grandes láminas estratoides de granodioritas o monzogranitos de megacristales.

Algunos tipos migmatíticos muestran una clara relación espacial con determinadas facies graníticas. Destacan las asociaciones entre: (1) ortoneis de la Almohalla y leucogranito granatífero; (2) migmatitas mesocráticas con (i) las granodioritas de megacristales y (ii) los granitos cordieríticos; (3) migmatitas leucocráticas con (i) los granitos de nódulos y (ii) de dos micas.

### 3.1. Los ortoneises tipo Almohalla

Se trata de rocas leucocráticas de grano grueso, muy deformadas, con estructura glandular (Fig. 3) y composición granodiorítica, que muestran grados variables de migmatización, esencialmente de tipo metatexitico. Afloran sobre todo en la Formación Almohalla, situada al O-SO de Piedrahita (Fig. 1). También se encuentran formando cuerpos pequeños sin representación cartográfica dispersos por el conjunto de la Peña Negra. Desde el punto de vista geoquímico se caracterizan por altos valores de las relaciones  $Fe/(Fe + Mg)$  y  $(Na + Ca)/K$ . El quimismo del ortoneis de la Almohalla es compatible con el origen a partir de un granito intrusivo pre-hercínico (Bea *et al.*, in litt.).

### 3.2 Las migmatitas mesocráticas

Estas rocas también se han denominado "granodioritas de anatexia" (Bard *et al.*, 1971), "movilizados cordieríticos" (Ugidos, 1973), "migmatitas nebulíticas" (Franco, 1980; Morenoventas, 1984; Sánchez, 1987; Franco y Sánchez, 1988).

Son unas migmatitas de composición granodioritoide y estructuras schlieren o nebulíticas, que forman la "roca regional" del CAPN, encajando al resto de los litotipos. Entre migmatitas mesocráticas y granodioritas subautóctonas existe un tránsito gradual: las migmatitas desarrollan facies transicionales caracterizadas por la aparición de megacristales de feldespato alcalino y el desarrollo de relaciones intrusivas a pequeña escala. Por esta razón, Pereira (op. cit.) divide a las

migmatitas mesocráticas en tres facies distintas: (1) schlieren, (2) nebulíticas, y (3) transicionales. Pero debe tenerse en cuenta que ni la litología, ni la mineralogía, ni la intensidad del metamorfismo o las relaciones blastesis-deformación, permiten trazar una separación neta entre las facies mencionadas. En realidad se trata de tres aspectos distintos de una formación litológica afectada por los mismos procesos petrogenéticos, aunque con distinta intensidad (ibid.).

#### 3.2.1 Aspecto Mesoscópico

Las migmatitas mesocráticas aparecen en muestra de mano (Fig. 4) como rocas granudas, de grano medio a grueso, a veces con fenocristales de feldespato alcalino y más raramente de plagioclasa; cuando la roca está fresca, la abundancia de cordierita les confiere un color gris azulado muy característico. Las facies schlieren muestran una alternancia de lechos de diferente composición, unos algo más cuarzofeldespáticos que otros, cuya potencia oscila entre 3 y 7 cm. Los límites entre los lechos son difusos. Las facies nebulíticas son más homogéneas y de apariencia granítica. Las facies transicionales tienen características intermedias entre migmatita y granodiorita (Fig. 5): ya son observables algunos megacristales de feldespato e, incluso, es posible medir la foliación mediante la orientación de éstos.

#### 3.2.2. Estructuras de deformación

Las estructuras de Fase I sólo se reconocen en algunas facies schlieren, que, en ocasiones, muestran complejos pliegues de flujo, de tipo "wild-migmatite". La Fase II produce (1) pliegues de plano axial subhorizontal, cortados por (2) cizallas subhorizontales, muy abundantes en las facies transicionales y en las granodioritas subautóctonas. La Fase III da lugar a cizallas subverticales, bastante numerosas pero de reducidas dimensiones y escasa potencia, afectando indistintamente a toda la serie migmatítica. Es frecuente encontrar segregados de material pegmatóide a favor de las zonas de cizalla, como venas de pequeña potencia (10-30 cm) y poca continuidad longitudinal. La Fase III también produce pliegues de plano axial subvertical de pequeña longitud de onda con direcciones norteadas (véanse en Fig. 9 afectando a las granodioritas subautóctonas).

Las relaciones entre segregación de leucosome y estructuras de deformación revelan que el proceso de migmatización ha sido muy dilatado en el tiempo, puesto que comienza mientras está actuando la Fase I (Bea y Maldonado, 1983) y continúa ininterrumpidamente hasta las postrimerías de la Fase III. El paroxismo metamórfico se sitúa entre las Fases II y III.

#### 3.2.3. Petrografía.

Las migmatitas mesocráticas están formadas por dos elementos texturales:

*Leucosome granodioritoide*: Es el componente más abundante. En general tiene una textura hipautomórfica granular y apariencia inequívocamente plutónica. A veces se observa un annealing post-cristalización que desarrolla texturas granoblásticas. La mineralogía esen-



Fig. 3.-Aspecto mesoscópico del ortoneis de La Almohalla.  
Fig. 3.-Mesoscopical appearance of the Almohalla orthogneiss.

cial está formada por: (1) cristales xenomórficos de cuarzo; (2) plagioclasas subautomórficas o xenomórficas, de composición  $An_{20-26}$  en los centros y  $An_{11-18}$  en los bordes (3) feldespato alcalino, de composición global  $Or_{79-82} Ab_{18-21}$  (obtenida por análisis de concentrados); (3) cristales automórficos o subautomórficos de cordierita, a veces muy ricos en inclusiones de cualquiera de los siguientes minerales: cuarzo goticular, biotita, ilmenita, sillimanita o plagioclasa; (4) cristales de biotita ( $\alpha$  = pajizo muy claro,  $\beta$  = marrón rojizo intenso), dispuestos en grumos policristalinos que definen la fábrica de la roca. Como minerales accesorios hay apatito, circón, turmalina y sillimanita, que en determinadas facies puede ser muy abundante; y como minerales accidentales posee allanita, monacita y kornepupina.

**Melanosome restítico:** Se encuentra disperso de manera más o menos uniforme en el leucosome y raramente sobrepasa el 10% en volumen. Aparece como pequeños enclaves o schlierens ( $\varnothing$  max.  $\approx$  2 - 8 cm) con diversos estados de disgregación dentro del leucosome. Cuando los fragmentos de melanosome están bien preservados, se aprecia una microestructura formada por bandas alternantes granoblásticas y esquistosas que definen una foliación direccional, afectada por micropliegues isoclinales, probablemente de Fase II. Las bandas esquistosas están compuestas por haces de fibrolita junto con cristales de sillimanita acicular y losángica rodeados por una mesostasis granoblástica formada por cuarzo y cordierita con abundantes granos de ilmenita. Las bandas granoblásticas están formadas por una masa texturalmente idéntica a la de la mesostasis de las bandas sillimaníticas compuesta por: cuarzo, cordierita, plagioclasa, cantidades subordinadas de feldespato

alcalino, ilmenita (cuyo porcentaje modal puede alcanzar el 15%) y pequeños cristales de biotita, a veces tan abundantes que se convierte en la fase principal. Toda la mineralogía del melanosome ha recrystalizado en condiciones postcinemáticas, y se encuentra mimetizando las estructuras de Fase I y II. Las características diferenciales del melanosome se difuminan progresivamente a medida que se disgrega en el leucosome. En el extremo de este proceso sólo se observa la persistencia de retazos de bandas sillimaníticas.

#### 3.2.4. Evolución textural.

Se ha efectuado el análisis textural cuantitativo (véase McLellan, 1983; Ashworth y McLellan, 1985) de 14 muestras de migmatitas mesocráticas y granodioritas subautóctonas del CAPN. A efectos comparativos estos datos se evaluarán conjuntamente con los obtenidos sobre el mesosome de las migmatitas de la Almohalla (Ibarra, 1988). La Fig. 6 muestra los valores del Índice de Madurez Textural  $\chi^2/v$  (IMT). Se puede destacar lo siguiente:

El mesosome de las migmatitas metatexiticas de la Almohalla -en el que la migmatización no ha destruido las estructuras de Fase I- presenta los mayores valores del IMT ( $\chi^2/v = 9$ ), lo que indica blastesis al estado sólido. La Formación Almohalla no es el protolito de las migmatitas mesocráticas; pero su IMT debe ser muy parecido, ya que dicho parámetro depende exclusivamente del grado de recrystalización de la roca, especialmente en metamorfitas de grado alto.

El IMT de las facies schlieren de las migmatitas mesocráticas es bastante menor ( $\chi^2/v = 6$ ) que el supuesto a su protolito. Para reducir  $\chi^2/v$  a ese nivel, la tasa de fusión haber sido apreciable, aunque aún bas-

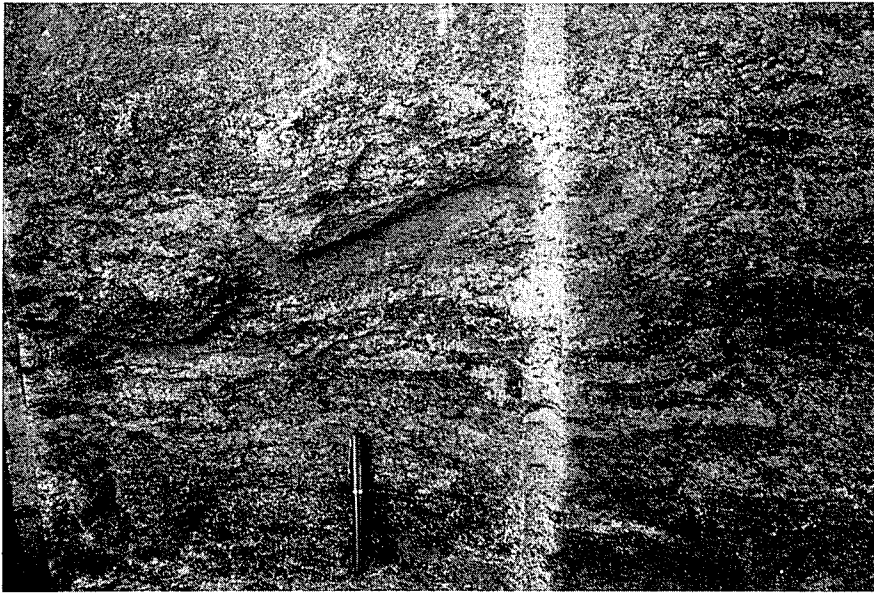


Fig. 4.-Aspecto mesoscópico de las migmatitas mesocráticas de facies nebulítica.  
Fig. 4.-Mesoscopical appearance of the nebulitic mesocratic migmatites.

tante alejada del Porcentaje de Fundido Reológicamente Crítico (PFRC = 30%; Arzi, 1978). Las facies nebulíticas tienen valores del IMT de bajos a muy bajos ( $\chi^2/v = 1.5$ ), menores incluso que los considerados típicos de granitos ortomagmáticos (Mc Lellan, 1983). Esto implica unas condiciones genéticas prácticamente magmáticas, con un porcentaje de fundido superior al PFRC, de tal manera que las fases restíticas pudiesen moverse sin interferencias mutuas, lo que destruiría las texturas anteriores produciendo un modelo de distribución espacial de los cristales próximo al de isoprobabilidad. Los valores del IMT de las facies transicionales son similares a los de las facies nebulíticas, aunque la tectonización debida a las cizallas subhorizontales, muy abundantes en dichas facies, tiende a elevarlos ligeramente. A partir de los valores del IMT puede concluirse, pues, que el grado de anatexia se incrementa considerablemente desde las facies schlieren a las nebulíticas.

### 3.2.5. Quimismo

Las tres facies de migmatitas mesocráticas tienen composición química muy similar entre sí (Tabla 1). Dicho quimismo resulta netamente distinto del de las rocas sedimentarias típicas, pareciéndose mucho más al de los miembros intermedio-ácidos de las series de rocas plutónicas. Corresponde a rocas granodioríticas o monzograníticas con Índice de Saturación en Aluminio (ISA) de moderado a alto. El quimismo de las migmatitas mesocráticas es muy parecido al de las rocas englobadas en la superficies HO de Gredos (Bea, 1985; Bea *et al.*, 1988), de tal manera que en los diagramas A-B y O'Connor (Figs. 7 y 8) ambos grupos ocupan posiciones casi idénticas. Una composición tan rica en

material cuarzofeldespático es indicativa de que el protolito de las migmatitas mesocráticas estaba formado por una proporción considerable de material ortoderivado.

### 3.3 Las migmatitas pelíticas

Aparecen como niveles de potencia variable intercalados en las migmatitas mesocráticas. Su distribución regional es irregular; en general son poco abundantes, pero localmente pueden adquirir gran desarrollo. Se presentan como rocas de grano fino y tonos oscuros, a veces de aspecto corneánico, con gran variedad de micropliegues de geometría compleja. Sobre esta estructura se superpone una migmatización diktyonítica, con escasa segregación de leucosome. El mesosome posee texturas grano-lepidoblásticas con bordes de grano rectos y puntos triples perfectamente definidos, en las que se aprecia una fuerte foliación direccional marcada por las micas y por cierta elongación de los demás minerales, casi siempre xenomórficos y de tamaño pequeño y uniforme ( $\varnothing \approx 0.15 - 0.25$  mm); su apariencia es muy parecida a la del melanosome de las migmatitas mesocráticas. Presenta la siguiente mineralogía: (1) cuarzo, (2) cordierita, (3) plagioclasa, cuya composición varía ampliamente de espécimen a espécimen, desde  $An_{17}$  hasta  $An_{62}$ , (3) feldespato alcalino, (4) biotita, (5) sillimanita, (6) ilmenita, que en algunas zonas llega al 5% modal, (7) minerales accesorios: apatito y circón, esporádicamente turmalina. La composición química (Tabla 2) muestra que se trata de materiales típicamente pelíticos, muy ricos en Al, Fe y Mg, y pobres en Na y Ca.

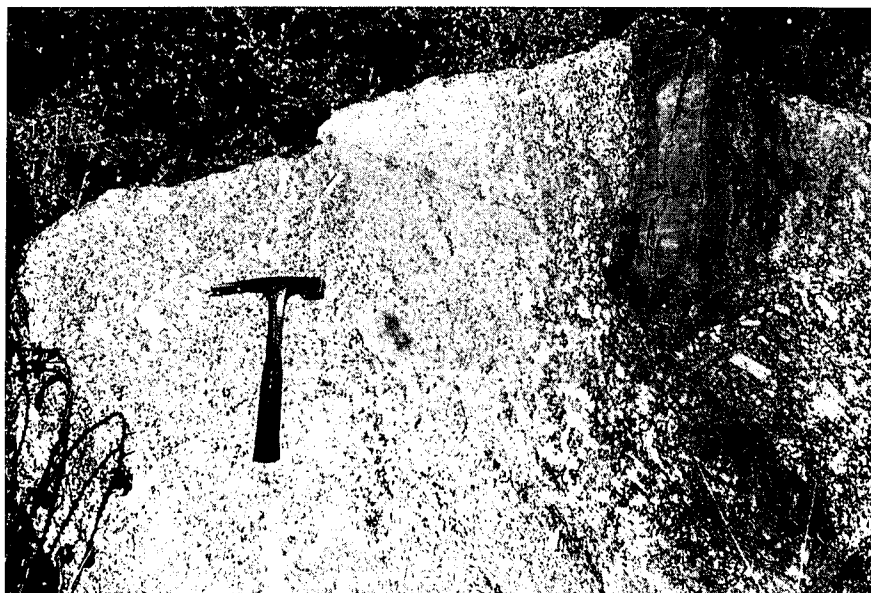


Fig. 5.-Aspecto mesoscópico de las migmatitas mesocráticas de facies transicional. Nótese la alternancia de bandas granodioríticas y nebulíticas. Los enclaves definen un nivel calcosilicatado.

Fig. 5.-Mesoscopical appearance of the transitional mesocratic migmatites. Notice the interbanding of granodioritic, nebulitic and calc-schist (asd enclaves) layers.

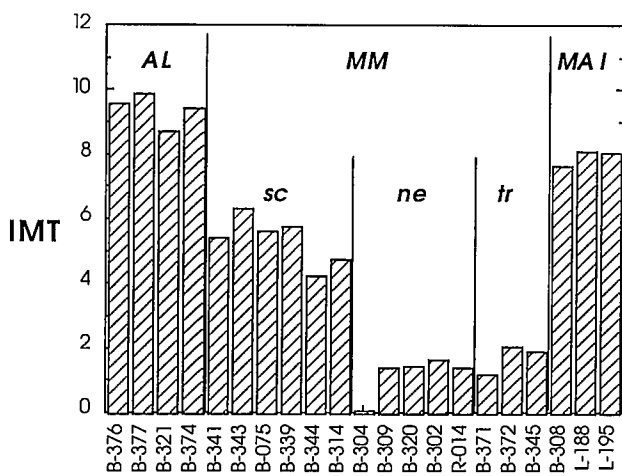


Fig. 6.-Evolución del Índice de Madurez Textural (IMT) en diferentes facies migmatíticas del CAPN. Puede verse como el IMT es muy elevado en el mesosome restítico del ortoneis de la Almohalla (AL), disminuyendo en las migmatitas schlieren (sc), para hacerse mínimo en las facies nebulíticas (ne) y transicionales (tr), ya puramente anatécicas. Nótese los altos valores de las migmatitas anfíbolitas de tipo I (MA I).

Fig. 6.-Evolution of the Textural Maturity Index (IMT) in different Peña Negra migmatites. The IMT values are very high for the Almohalla mesosome (AL). It decreases in the schlieren migmatites (sc) and reaches a minimum in the nebulitic (ne) and transitional (tr) facies, more melt rich. Notice the high values of the type I amphibolitic migmatites (MA I).

la presencia de anfíbol modal. Todas ellas aparecen como niveles de escasa potencia dentro de las migmatitas mesocráticas. Las relaciones texturales y el quimismo de las migmatitas anfíbolicas permiten identificar dos tipos netamente diferentes:

*Migmatitas anfíbolicas del Tipo I:*

Tienen una microestructura heteroblástica de tipo agregado, formada por (1) cristales xenomórficos o subautomórficos de plagioclasa (An<sub>52-58</sub>) muy ricos en inclusiones de calcita, biotita y cuarzo. (2) cristales xenomórficos de cuarzo, de contactos interpenetrantes con las plagioclasas, lo que sugiere un activo proceso de blastesis de aquellas hacia el cuarzo. (3) grandes cristales xenomórficos de biotita; (4) grumos anfíbolico-

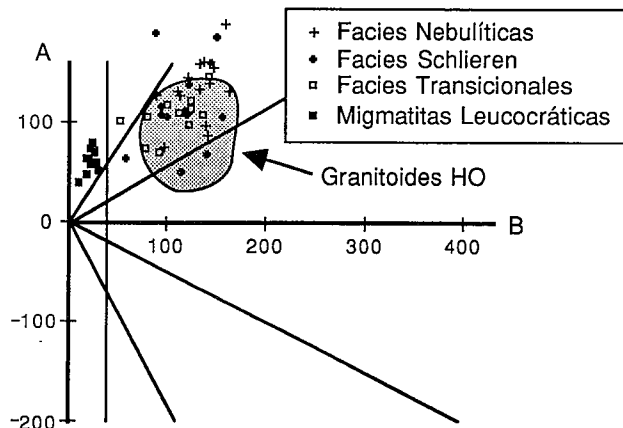


Fig. 7.-Proyección de las migmatitas mesocráticas y leucocráticas en el diagrama A-B de Debon y Lefort (1983).

Fig. 7.-Plot of the mesocratic migmatites in the A-B diagram (Debon and Lefort, 1983).

**3.4 Las Migmatitas anfíbolicas**

Bajo esta denominación se incluye un conjunto heterogéneo de rocas migmatíticas cuyo nexa común es



**A.-Composición química de las migmatitas mesocráticas, facies nebulítica**

Ref.:	B-373	R-146	B-172	R-14	B-342	B-302	B-309	R-219	B-320	B-301	B-304	R-134	E-11	B-303	R-2
SiO <sub>2</sub>	68.33	65.32	69.69	69.62	68.00	70.96	65.96	68.43	66.21	66.36	62.71	62.41	66.56	67.89	63.21
TiO <sub>2</sub>	0.85	0.66	0.57	0.63	0.71	0.74	0.84	0.57	0.62	0.69	0.69	0.56	0.84	0.76	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.03	16.26	14.59	15.72	16.05	14.28	16.58	15.92	17.35	15.41	18.32	18.62	16.19	14.89	17.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	1.87	0.40	0.53	0.76	0.62	0.72	0.49	0.68	0.78	0.56	0.90	1.50	0.55	0.55
FeO	4.43	3.62	3.46	3.23	3.26	3.98	4.80	3.91	4.11	4.89	4.77	5.59	4.76	5.54	5.49
MgO	2.00	2.40	1.47	1.16	1.97	1.57	2.04	2.14	1.90	2.09	2.08	2.52	2.03	2.00	2.75
MnO	0.07	0.06	0.05	0.03	0.09	0.04	0.07	0.07	0.06	0.03	0.06	0.06	0.06	0.03	0.09
CaO	0.62	2.19	1.24	1.12	1.12	0.81	1.24	1.50	1.40	1.56	1.60	0.98	1.16	0.93	2.25
Na <sub>2</sub> O	1.79	3.24	2.47	2.17	2.37	1.84	1.89	2.84	2.30	2.94	2.91	2.32	2.00	1.78	2.43
K <sub>2</sub> O	3.99	2.83	4.71	3.87	3.67	3.13	3.49	2.98	3.92	3.08	4.29	3.20	3.16	3.43	3.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.20	0.24	0.21	0.14	0.12	0.32	0.08	0.23	0.20	0.33	0.22	0.20	0.20	0.18
H <sub>2</sub> O	0.70	1.21	1.06	1.46	1.60	1.73	1.87	0.81	0.84	1.84	1.56	2.31	1.45	2.00	1.12
Total	99.77	99.86	99.95	99.75	99.74	99.82	99.82	99.74	99.62	99.87	99.88	99.69	99.91	100.00	99.53

**B.- Composición química de las migmatitas mesocráticas, facies schlieren.**

Ref.:	B-75	B-339	B-343	R-215	B-341	M-6B	E-1	B-310	R-238	E-6	B-344	ME-16	B-314
SiO <sub>2</sub>	67.58	65.01	67.82	69.01	70.12	67.48	65.52	66.46	68.20	65.60	68.89	67.12	67.16
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.87	0.65	0.51	0.61	0.43	0.88	0.78	0.58	0.72	0.73	0.67	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.48	18.60	16.50	15.74	15.07	17.19	17.20	15.31	15.83	15.45	14.76	16.12	14.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	0.73	0.36	0.10	0.62	1.58	2.05	0.34	0.46	1.60	0.20	1.27	0.59
FeO	4.07	5.03	3.17	3.72	3.11	2.54	4.01	4.36	3.89	4.17	1.93	3.57	4.69
MgO	1.92	2.40	1.55	1.43	1.64	1.14	2.12	1.57	2.13	2.84	0.78	1.79	2.27
MnO	0.04	0.09	0.06	0.06	0.08	0.04	0.05	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.06
CaO	1.67	1.07	1.08	1.03	1.37	0.57	1.12	2.23	1.49	1.49	0.99	1.43	2.43
Na <sub>2</sub> O	2.56	2.37	2.89	2.54	2.63	2.37	2.18	3.53	2.82	2.64	2.39	2.56	2.96
K <sub>2</sub> O	2.60	3.49	4.29	3.84	3.13	3.30	3.41	3.45	2.97	3.16	6.57	3.91	2.41
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.18	0.11	0.14	0.18	0.38	0.09	0.31	0.08	0.13	0.55	0.22	0.15
H <sub>2</sub> O	1.56	0.00	1.33	1.60	1.07	2.80	1.23	1.39	1.22	1.70	1.86	1.12	1.18
Total	100.16	99.84	99.81	99.72	99.63	99.82	99.86	99.79	99.74	99.56	99.70	99.83	99.76

**C.- Composición química de las migmatitas mesocráticas, facies transicionales.**

Ref.:	B-371	B-372	M-38	E-15	B-345	B-177	SCM-23	B-1	B-180	E-12	R-35
SiO <sub>2</sub>	66.67	65.41	66.31	68.39	65.22	68.12	68.08	73.15	69.39	66.65	65.96
TiO <sub>2</sub>	0.89	1.02	0.80	0.67	0.79	0.50	0.61	0.38	0.52	0.86	0.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.57	17.39	16.40	16.12	17.22	15.79	15.80	15.14	15.46	15.60	16.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	1.30	0.32	1.27	0.30	0.82	1.09	0.18	0.46	1.26	0.92
FeO	3.75	4.17	4.83	2.74	4.52	2.41	3.05	2.01	2.62	4.39	4.23
MgO	1.66	2.21	1.66	1.54	1.95	1.26	1.16	0.72	1.22	1.97	1.89
MnO	0.07	0.08	0.06	0.05	0.11	0.07	0.06	0.04	0.05	0.06	0.08
CaO	2.10	1.49	1.60	1.17	1.32	1.44	1.79	1.01	1.79	1.35	1.64
Na <sub>2</sub> O	2.55	2.20	2.94	2.38	2.82	2.83	2.85	2.37	3.09	2.62	2.75
K <sub>2</sub> O	3.30	3.80	4.08	4.25	4.02	3.60	4.78	4.11	3.81	3.59	3.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.19	0.30	0.20	0.11	0.28	0.34	0.07	0.31	0.22	0.17
H <sub>2</sub> O	1.36	0.54	0.83	1.33	1.45	2.48	0.85	0.71	1.14	1.64	1.84
Total	99.78	99.80	100.13	100.11	99.83	99.60	100.46	99.89	99.86	100.21	99.89

Tabla 1.- Composición química de las migmatitas mesocráticas.

biotíticos; (5) minerales accesorios: apatito, ilmenita, pirita y circón. Los elevados valores del IMT (Fig. 6), indica que estas rocas se han formado por un proceso de blastesis al estado sólido, al contrario que las migmatitas nebulíticas que las rodean. Existe un buen número de argumentos a favor de que las migmatitas anfibólicas de tipo I se hayan producido a partir de niveles metasedimentarios ricos en carbonatos:

- 1) Están en continuidad cartográfica con niveles calcosilicatados y/o calizas cristalinas.
- 2) Su composición química (Tabla 2) se caracteriza por bajos contenidos en  $\text{Na}_2\text{O}$  y relación  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \ll 1$ , lo que excluye un origen ortoderivado. Pero las elevadas concentraciones de  $\text{CaO}$  no son compatibles con una naturaleza pelítica o psamítica, requiriendo la presencia de una cantidad considerable de carbonatos en el material original.
- 3) La abundancia de inclusiones de calcita en las plagioclasas, mucho más básicas que lo que correspondería a una roca ígnea de similar contenido en sílice.

#### *Migmatitas anfibólicas del Tipo II:*

Poseen texturas de tipo hipidiomórfico granular de todo punto similares a las de las migmatitas mesocráticas, de las que únicamente se diferencian por:

- 1) La presencia de cantidades moderadas de anfíbol pargasítico, con idénticas relaciones texturales que la biotita.
- 2) La composición más básica de las plagioclasas ( $\text{An}_{36-40}$ ).
- 3) La presencia sistemática de allanita como mineral accesorio.
- 4) El desarrollo de cantidades importantes de esfena secundaria asociada a la biotita.

La composición química (Tabla 2) es de tipo tonalítico, y sugiere un origen ortoderivado, probablemente a partir de los niveles metavulcánicos de composición andesítica del complejo esquistogruaváquico. A este respecto debe señalarse la similitud química con las rocas anfibólicas de tipo II descritas por Rodríguez Alonso (1985, p. 92).

### **3.5. Los niveles carbonatados y calcosilicatados**

Son bandas de pequeña potencia (0.5-1.5 m) que aparecen dentro de las migmatitas mesocráticas. Están compuestas bien sea por calcita muy recrystalizada, o bien por paragénesis del tipo *cuarzo + diópsido + plagioclasa + granate*. Aparecen en continuidad lateral con las migmatitas anfibólicas del tipo I, y dejan pasillos de enclaves dentro de los granitoides anatéticos.

### **3.6. Las granoblastitas sillimaníticas**

Estas rocas afloran dentro de las migmatitas me-

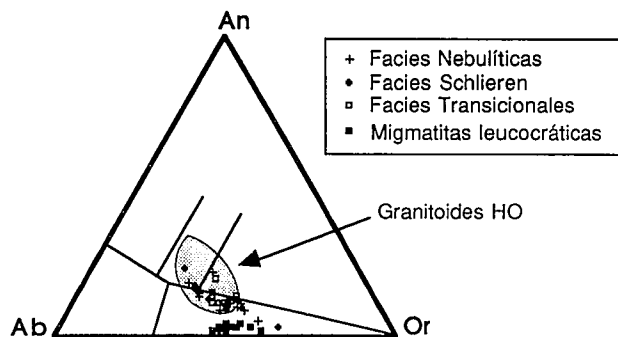


Fig. 8.-Diagrama de O'Connor para las migmatitas mesocráticas y leucocráticas.

Fig. 8.-Plot of the mesocratic migmatites in the O'Connor diagram.

socráticas como pequeños cuerpos ( $\varnothing \approx 5 - 20$  m) de geometría irregular, muy abundantes en las zonas situadas por debajo de las láminas de granodioritas subautóctonas. En muestra de mano destacan por la riqueza en cristales de sillimanita, a veces de gran tamaño, que frecuentemente adoptan una disposición en cruz muy llamativa. Las texturas son granoblásticas, dominadas por la abundancia de cristales de sillimanita, cuya proporción modal está entre el 30 al 60%; el segundo mineral esencial es el cuarzo, en cristales xenomórficos; como minerales accidentales aparecen cordierita y biotita; y como accesorios ilmenita, pirita, apatito y circón. El quimismo de las granoblastitas sillimaníticas (Tabla 2) es bastante anómalo, y corresponde a rocas muy ricas en alúmina y sílice ( $\sum [\text{SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3] \approx 90\%$ ). Pereira (in litt.) interpreta estas como el residuo de la fusión parcial que ha producido las granodioritas subautóctonas a expensas de las migmatitas mesocráticas.

### **3.7. Las migmatitas leucocráticas y los granitos de nódulos**

Ambos litotipos aparecen íntimamente relacionados, pasándose de migmatitas a granitos en el mismo afloramiento a medida que aumenta el gradiente de anatexia. Dentro del CAPN se localizan dos grandes afloramientos, situados entre Barco de Avila y la Horcajada (Fig. 1). Otros cuerpos de litología parecida son el granito de Candelario (Figuerola y Marín Benavente, 1959; Babín Vich, 1974; Ugidos, ops.cits.) y el de Puente del Congosto (Figuerola y Franco, 1975). Puede encontrarse una descripción detallada de los tres afloramientos más importantes en Bea y Maldonado (1983).

Se trata de rocas leucocráticas formadas por dos elementos texturales: (1) una masa cuarzofeldespática compuesta por cuarzo, feldespato alcalino ( $\text{Or}_{91}$ ,  $\text{Ab}_9$ ) y plagioclasa ( $\text{An}_{3-9}$ ) con texturas esencialmente granoblásticas, y (2) nódulos ferromagnesianos integrados por biotita  $\pm$  sillimanita  $\pm$  cordierita  $\pm$  granate  $\pm$  turmalina. Los nódulos tienen tamaños variables, gene-

Ref.:	migmatitas pelíticas									migmatitas anfibólicas			granoblastitas sill.	
	TS-86	SCM-31	TS-84	TS-89	TS-87	R-63	B-307	SCM-21	B-68	SB-5	B-308	R-10	B-380	B-113
SiO <sub>2</sub>	58.14	65.08	59.55	58.55	56.55	59.05	60.94	52.76	57.56	58.04	56.86	57.80	64.52	60.59
TiO <sub>2</sub>	0.92	0.93	0.83	0.96	1.01	1.05	0.77	1.24	0.94	1.81	1.25	1.20	0.21	0.75
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.26	16.47	19.12	19.12	27.32	21.22	18.29	21.26	20.22	17.29	17.48	17.73	32.04	31.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	1.63	1.97	1.37	0.56	0.61	0.42	3.46	1.24	0.91	0.93	0.58	0.21	0.36
FeO	6.94	4.06	5.22	6.14	2.55	7.09	6.37	6.79	5.73	6.34	6.18	5.19	0.43	2.49
MgO	3.48	2.06	3.26	3.57	0.74	3.29	3.08	3.19	3.39	2.70	4.59	4.02	0.37	1.19
MnO	0.10	0.07	0.08	0.09	0.06	0.07	0.11	0.08	0.13	0.12	0.13	0.09	0.03	0.04
CaO	1.10	0.90	1.24	1.03	0.84	0.29	1.49	0.47	0.36	5.32	5.65	5.47	0.51	1.83
Na <sub>2</sub> O	2.38	2.05	2.05	1.97	2.54	1.15	2.77	1.91	1.54	5.32	5.65	5.47	0.22	0.07
K <sub>2</sub> O	4.89	3.60	3.47	4.12	6.17	4.02	3.55	4.32	6.16	2.81	2.45	2.85	0.79	0.49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.22	0.10	0.26	0.13	0.12	0.17	0.30	0.12	0.38	0.35	0.29	0.09	0.12
H <sub>2</sub> O	2.21	2.71	2.97	2.98	1.38	1.63	1.84	4.25	2.59	0.84	1.89	1.33	0.39	0.41
Total	99.93	99.78	99.86	100.16	99.85	99.59	99.80	100.03	99.98	100.16	99.54	99.58	99.81	99.85

Tabla 2.-Composición química de las migmatitas pelíticas, de las anfibólicas y de las granoblastitas sillimaníticas.

ralmente comprendidos entre 1 y 10 cm, y formas que van de planares en las facies migmatíticas, a globulares en las más graníticas. En las migmatitas los núdulos dibujan la foliación de Fase I pero a medida que aumenta el grado de anatexia la roca se desestructura progresivamente hasta perder la foliación.

Desde el punto de vista geoquímico (Figs. 7 y 8; véase Bea y Maldonado, 1983) se trata de rocas de composición leucogranítica moderadamente peraluminosa, con K<sub>2</sub>O ≈ 5% y Na<sub>2</sub>O ≈ 3%. El quimismo refleja una fuerte participación ortoderivada, habiéndose interpretado como productos de la migmatización de niveles metariolíticos (ibid.).

### 3.8. Las granodioritas subautótonas

Son los materiales más abundantes del CAPN después de las migmatitas mesocráticas (Fig. 1). Aparecen formando cuerpos estratoideos de contactos subhorizontales, cuya longitud oscila entre 1 y 10 km y la potencia de 50 a 200 m.

#### 3.8.1. Aspecto mesoscópico y estructuras de deformación

A escala de afloramiento las granodioritas subautótonas aparecen como rocas granudas de grano medio a grueso, invariablemente con megacrístales de feldespato potásico, a veces muy abundantes. Los megacrístales tienen forma tabular y fuerte tendencia automórfica, con el plano de macla de Carlsbad identificable a simple vista. Destaca la presencia de cordierita prismática (Ø máx. ≈ 1-3 cm), generalmente pinnitizada (Fig. 9).

La fábrica es planar subhorizontal, concordante tanto con la de las migmatitas encajantes como con la disposición general estratoide de los cuerpos granodioríticos. Suele tratarse de una fábrica de aplastamiento, pero en las zonas basal y apical de los cuerpos de granodiorita, aparecen cizallas subhorizontales de Fase II,

que, por lo general, también afectan al encajante. Localmente, la fábrica planar se ve afectada por la Fase III en forma de pequeños pliegues de plano axial subvertical (Fig. 10), o cizallas subverticales de desgarre (Bea y Morenoventas, 1985; Bea, 1985), en cuyo caso puede originarse una fábrica planolinear.

#### 3.8.2. Petrografía

La textura de las granodioritas subautótonas es de tipo hipautomórfico inequigranular, con abundantes megacrístales de feldespato alcalino; generalmente se reconoce un cierto grado de tectonización causado por las cizallas subhorizontales. Los minerales esenciales son: (1) plagioclasas, de composición An<sub>29-30</sub> en los núcleos, y An<sub>17-12</sub> en las coronas. (2) cuarzo; (3) biotita, en cristales xenomórficos casi siempre agrupados en grumos y bandas, a los que también se asocian la mayor parte de los minerales accesorios; estas bandas rodean y engloban a los cristales de plagioclasa; (4) feldespato potásico; (5) cordierita, normalmente como grandes cristales automórficos, generalmente pinnitizados, aunque a veces conservan un núcleo bastante fresco. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, fibrolita, piritita e ilmenita.

#### 3.8.3. Quimismo

La composición química de las granodioritas subautótonas (Tabla 3) corresponde a monzogranitos o granodioritas peraluminosas, muy similares a los que caracterizan la región axial de la Zona Centro Ibérica (Bea *et al.*, 1988). En el diagrama de O'Connor (Fig. 11), las granodioritas subautótonas se proyectan en la zona limítrofe entre los campos de los monzogranitos y granitos "s.s.", próximas al borde de las granodioritas. Las proporciones relativas de feldespatos normativos son las mismas que las de las migmatitas mesocráticas. La proyección en el diagrama A-B (Fig. 12) se sitúa en el dominio aluminoso definiendo un campo que cae por completo dentro del de las migmatitas mesocráticas, así como del de los granitoides HO.



Fig. 9.-Aspecto mesoscópico de las granodioritas subautóctonas. Los puntos negros son cristales prismáticos de cordierita, casi siempre pinnitizados.

Fig. 9.-Mesoscopic appearance of the subautochthonous granodiorites. Black dots are prismatic crystals of cordierite, almost always pinnitized.

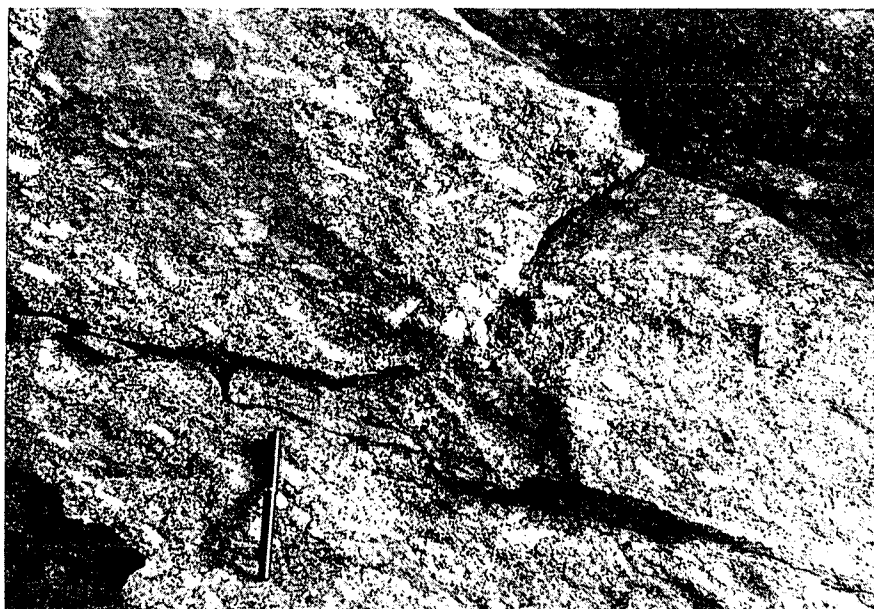


Fig. 10.-Pliques de plano axial subvertical (Fase III) afectando a la fábrica subhorizontal (Fase II) de las granodioritas subautóctonas.

Fig. 10.-Subvertical axial plane folds (Phase III) affecting the subhorizontal fabric (Phase II) of subautochthonous granodiorites.

### 3.9. Los granitos cordieríticos

Asociados íntimamente a las migmatitas mesocráticas y/o a las granodioritas subautóctonas aparecen pequeños cuerpos discordantes de granitos leucocráticos que se caracterizan por poseer cordierita como ferromagnesiano dominante o exclusivo. Afloran en pequeñas bolsadas métricas o decamétricas de forma irregular y contactos generalmente transicionales a las migmatitas mesocráticas. Más raramente aparecen como fi-

lones de pequeña potencia que cortan a las estructuras de Fase II.

Poseen una textura hipautomórfica, generalmente inequigranular, en la que destaca cierta tendencia fenocrystalina de la cordierita. Los minerales esenciales son: (1) cuarzo; (2) feldespato alcalino; (3) plagioclasa de núcleos  $An_{25-20}$  y corona externa  $An_{17-13}$  (4) cordierita, en cristales prismáticos de tendencia automórfica y tamaños relativamente grandes, a veces con tendencia poiquilítica; (5) minerales accidentales: biotita y, más

Ref.:	B-400	B-401	B-402	B-403	B-404	B-405	B-407	B-408	B-409	N-3	N-2	N-1	R-76	R-170	B-381	B-382
SiO <sub>2</sub>	64.95	65.80	63.26	63.42	61.64	65.86	65.13	65.58	68.91	69.98	69.53	67.39	67.71	65.48	69.44	66.27
TiO <sub>2</sub>	0.96	0.77	1.03	1.00	1.09	0.67	0.74	0.94	0.61	0.67	0.86	0.73	0.86	0.98	0.69	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.62	15.95	15.85	16.38	17.52	15.85	16.63	16.52	15.32	16.12	15.09	15.64	14.94	16.15	15.21	16.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.27	0.41	0.19	0.26	0.37	0.52	0.55	0.43	0.47	0.22	0.58	0.88	0.73	0.90	0.35	0.82
FeO	4.49	4.07	4.64	5.52	5.68	3.01	5.24	5.49	3.46	2.81	3.57	3.61	4.59	4.68	2.21	4.22
MgO	1.69	1.94	1.67	2.03	2.19	1.31	2.15	2.32	1.37	1.30	1.82	1.59	1.77	2.18	0.64	1.84
MnO	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.05	0.09	0.09	0.06	0.04	0.06	0.04	0.03	0.06	0.04	0.06
CaO	2.87	2.99	2.74	2.09	2.29	2.22	1.42	1.29	1.16	1.16	1.44	1.89	1.99	1.76	1.69	1.60
Na <sub>2</sub> O	2.88	3.31	2.87	2.75	3.04	3.44	2.27	2.00	2.54	3.14	2.80	3.01	2.84	2.68	2.66	2.72
K <sub>2</sub> O	3.77	2.43	4.63	4.02	3.95	4.81	3.88	3.85	4.04	3.84	3.08	4.22	3.76	3.60	4.76	3.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.34	0.40	0.35	0.35	0.46	0.18	0.18	0.21	0.17	0.21	0.22	0.26	0.25	0.29	0.25
H <sub>2</sub> O	1.73	1.45	2.11	2.49	1.69	1.33	1.95	2.14	2.47	1.07	0.69	1.00	0.82	1.06	1.80	1.25
Total	99.66	99.53	99.44	100.37	99.87	99.53	100.23	100.83	100.62	100.52	99.73	100.22	100.30	99.78	99.78	99.86

Tabla 3.-Composición química de las granodioritas subautóctonas.

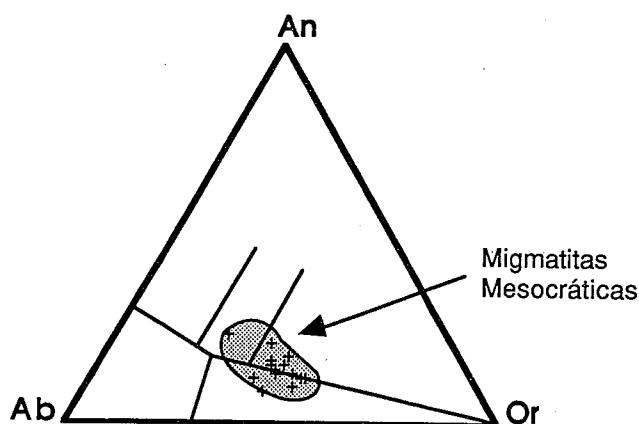


Fig. 11.-Proyección en el diagrama de O'Connor de las muestras analizadas de granodioritas subautóctonas.

Fig. 11.-Plot of the analyzed subautochthonous granodiorites in the O'Connor diagram.

raramente, moscovita; (6) minerales accesorios: apatito, circón, y, a veces, sillimanita. El IMT adquiere valores bajos o muy bajos (Bea, 1989) tal como corresponde a granitos magmáticos (McLellan, 1983).

La composición química (Tabla 4) es típica de granitoides anatécticos, comparable a las series potásicas, muy aluminosas y pobres en Fe, Mg y Ti, del Macizo Hespérico (Bea *et al.*, 1988, p. 190).

### 3.10. Los granitos de dos micas y moscovíticos

Generalmente aparecen como pequeñas bolsadas difusas dentro de las migmatitas leucocráticas. En el CAPN sólo hay un cuerpo de dimensiones cartografiables (Fig. 1). Se trata de un granito alóctono, equigranular, de grano medio-fino, cuya mineralogía esencial está formada por cuarzo, plagioclasa (núcleos An<sub>20-14</sub>; corona externa An<sub>12-3</sub>), feldespato alcalino, y cantidades subordinadas de moscovita y biotita. La andalucita es un accesorio frecuente. Las relaciones texturales son prácticamente idénticas a las que muestran los granitos cordieríticos. Las proporciones relativas de moscovita y biotita son muy variables.

Las diferencias mineralógicas respecto de los granitos cordieríticos pueden deberse a las diferencias en la composición química (Tabla 4). El diagrama Fe/(FeMg) frente a ISA (Fig. 11) sugiere que, en último extremo, tales diferencias surgen como consecuencia de la distinta naturaleza de la fuente anatéctica: las migmatitas mesocráticas para los granitos cordieríticos, y las migmatitas ácidas para los de dos micas.

### 3.11. El leucogranito granatífero

Es un cuerpo de pequeñas dimensiones intruido en el neis de La Almohalla, que constituye su único encajante. Sólo está afectado por la última generación de cizallas verticales; en consecuencia se considera sincinemático con la Fase III, contemporáneo o ligeramente posterior a la migmatización del ortoneis.

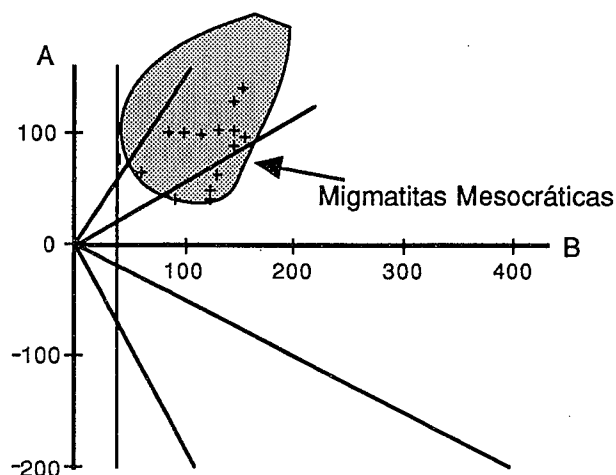


Fig. 12.-Diagrama de Debon y Lefort (1983) para las granodioritas subautóctonas.

Fig. 12.-Plot of the subautochthonous granodiorites in the Debon and Lefort (1983) diagram.

Ref.:	granitos cordieríticos								granitos de dos micas								
	SM-4	ASM-2	A-347	B-305	B-306	R-67	B-347	ASM-1	B-174	B-175	UM-6	UM-7	UM-8	UM-5	EN-1	EN-3	EN-2
SiO <sub>2</sub>	71.12	71.44	71.77	71.06	71.58	71.56	72.14	71.21	75.24	74.61	74.73	73.86	74.72	74.30	74.16	73.98	75.04
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.39	0.37	0.42	0.22	0.24	0.39	0.38	0.18	0.18	0.21	0.13	0.14	0.15	0.22	0.26	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.74	14.85	14.67	14.90	14.90	14.20	13.97	14.93	13.56	13.39	14.18	14.56	14.31	14.56	13.98	14.35	14.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.22	0.23	0.28	0.46	0.17	0.14	0.39	0.35	0.26	0.97	0.03	0.08	0.05	0.03	0.31	0.22	0.17
FeO	2.31	1.97	1.63	2.22	1.63	1.53	1.32	2.04	1.14	0.83	1.62	1.22	1.18	1.14	1.03	1.31	1.00
MgO	0.97	0.84	0.66	1.01	0.54	0.48	0.74	0.98	0.37	0.32	0.22	0.22	0.22	0.22	0.33	0.36	0.29
MnO	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.01	0.07	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
CaO	1.16	1.39	0.82	1.35	1.27	0.52	1.08	1.17	0.95	0.77	0.41	0.45	0.41	0.28	0.88	0.82	0.75
Na <sub>2</sub> O	3.29	3.21	2.30	3.26	3.57	3.66	2.58	3.14	2.95	3.03	2.84	2.92	3.03	3.04	3.02	2.93	3.11
K <sub>2</sub> O	4.52	4.19	5.40	4.40	3.96	4.85	5.47	4.73	4.68	4.82	4.66	4.70	4.81	5.15	4.79	4.55	4.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.28	0.23	0.29	0.30	0.18	0.25	0.22	0.21	0.18	0.14	0.10	0.15	0.15	0.19	0.21	0.17
H <sub>2</sub> O	0.60	1.04	1.39	0.34	1.47	2.46	1.35	0.87	0.25	0.67	0.85	1.52	1.03	0.68	0.52	0.67	0.31
Total	99.60	99.88	99.56	99.75	99.65	99.83	99.75	100.07	99.82	99.80	99.92	99.79	100.08	99.73	99.46	99.70	100.04

Tabla 4.-Composición química de los granitos cordieríticos y de dos micas.

Mesoscópicamente se trata de una roca leucocrática de grano medio, en la que destacan pequeños cristales de granate, en ocasiones con amplias aureolas de oxidación. La composición química corresponde a un leucogranito peraluminoso rico en potasio, muy silíceo, con bajos contenidos en Ca-Fe-Mg-Ti y relación Fe/(Fe+Mg) más elevada que la del resto de leucogranitos del CAPN. Puede encontrarse información detallada sobre su petrografía y quimismo en Bea *et al.*, (in litt.)

## 4. DISCUSIÓN Y MODELO GENÉTICO

### 4.1. Naturaleza del protolito.

La continuidad de las estructuras hercínicas (ver Departamento de Petrología Univ. Sal., 1982) junto con la abundancia de niveles carbonatados, característica del Proterozoico superior y del Cámbrico de esta área (Babín Vich, 1974; Rodríguez Alonso, 1985; Díez Balda, 1986), revelan que los materiales que han dado lugar a las series migmatíticas del CAPN pertenecen al Complejo Esquisto-Grauwáquico (CXG) y, probablemente, al Paleozoico inferior. Sin embargo, respecto de las series típicas del CXG descritas más al oeste (ops. cit.), la serie de la Peña Negra presenta algunas diferencias litológicas que merecen ser destacadas:

- 1/ *Mayor abundancia de material cuarzo-feldespático frente al pelítico en las series metasedimentarias.* Las migmatitas mesocráticas, leucocráticas y anfibólicas del tipo II suponen más del 95% de los materiales del CAPN y, tal como se ha descrito anteriormente, tienen un considerable componente ortoderivado (este término se usa en sentido amplio, y comprende desde coladas riolíticas hasta volcanoclastitas y grauwackas o arcosas muy inmaduras). Materiales similares aparecen también en zonas del CXG de bajo metamorfismo (ej.: las Hurdes, Rodríguez Alonso, op.

cit.), pero su proporción relativa frente al material pelítico es sensiblemente menor.

- 2/ *Presencia de granitoides intrusivos pre-hercínicos (neis de La Almohalla).*

Al hacer un corte desde las Hurdes hasta el Guadarrama a través de la Peña Negra se observa un incremento progresivo de componente cuarzo-feldespático en las series pre-hercínicas: en las Hurdes están compuestas mayoritariamente por pelitas con algunos niveles volcanosedimentarios; en la Peña Negra los niveles de origen volcanosedimentario son mucho más abundantes y ya comienzan a aparecer ortoneises, cuyo máximo desarrollo se alcanza en el Guadarrama. Tal distribución de litologías, merced a los mecanismos que se discuten a continuación, parece ser el responsable último de la generación anatética de los granitoides del Batolito de Ávila durante la orogenia hercínica (Bea, 1985).

### 4.2.- Foco térmico

El corte de la Peña Negra tiene un desnivel topográfico de más de 1000 metros. Todo él está formado por series migmatíticas, en las que no se aprecia ningún gradiente térmico. La falta de gradiente metamórfico en una serie tan potente puede deberse bien sea a (1) la repetición tectónica por un accidente post-migmatización o bien, (2) responder al modelo térmico característico del proceso de migmatización. Puesto que no se han detectado evidencias estructurales de repetición tectónica, merece la pena explorar la segunda posibilidad.

El aporte térmico para producir las series migmatíticas de la Peña Negra es un fenómeno geológico de primera magnitud, el mismo que ha producido la generación anatética de los granitoides hercínicos de la zona (Bea, 1985). Para producir tal mega-anomalía térmica pueden suponerse dos mecanismos diferentes: (1) transporte advectivo por materiales provenientes de zonas más profundas; (2) calor autogenerado. Basándo-

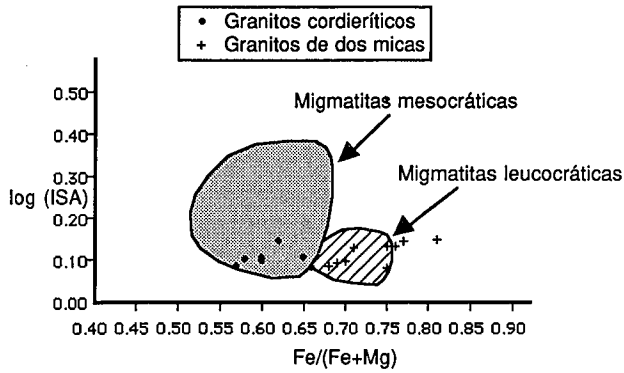


Fig. 13.-Proyección de la relación Fe/ (Fe+Mg) frente al Índice de Saturación en Aluminio para los granitos cordieríticos y de dos micas. Véase texto.

Fig. 13.-Plot of the Fe/ (Fe+Mg) ratio against the Aluminium Saturation Index for the cordieritic and two mica granites. See text.

se en el primer mecanismo se han emitido dos hipótesis diferentes: (1) el calor es aportado por magmas básicos (Figuerola y Franco, 1986) y (2) el calor es aportado por los plutones granodioríticos (Ugidos, ops. cit.)

El aporte por magmas básicos puede ser un mecanismo muy efectivo para inducir fusiones en la corteza (Huppert y Sparks, 1988), pero en este caso no parece estar muy fundamentado, puesto que el volumen aflorante de rocas básicas representa una fracción infinitesimal del de las series migmatíticas; adicionalmente, los datos geofísicos no permiten suponer la existencia de cuerpos subyacentes de rocas básicas con masa suficiente como para producir dicho fenómeno. Que el calor haya sido aportado por plutones granodioríticos de origen profundo tiene en su contra serios argumentos; baste considerar que la mayor parte de las granodioritas de Gredos central forman plutones subautóctonos sinclínicos con la Fase II de geometría laminar subhorizontal (ibid.), por lo que difícilmente pueden ser vehículos eficientes para el transporte advectivo de calor. Pero además, el aporte por fuentes externas tendría que mostrar gradientes, bien sea en la vertical si hubiese rocas básicas profundas, o bien en la horizontal, hacia los plutones granodioríticos que limitan el CAPN. Y este hecho no ocurre. Sin embargo, la falta de gradiente térmico hacia un foco concreto es compatible con un mecanismo de calor autogenerado. Es bien conocido (véase Schmucker, 1969) que las rocas ricas en Rb, K, U y Th producen cantidades apreciables de calor radiogénico que, si no se disipa, puede llegar a producir una fusión generalizada (Fyfe, 1973) sin gradientes térmicos definidos, tal como ocurre en la Peña Negra.

Para evaluar esta posibilidad se ha efectuado un cálculo de la T; que podrían alcanzar las migmatitas mesocráticas, leucocráticas y pelíticas si, por acción tectónica, quedasen enterrados a diferentes profundidades. Para ello se ha utilizado la ecuación de producción de calor radiogénico de Schmucker (1969, p. 283) partiendo de su composición media. Los resultados muestran lo siguiente (Fig. 14):

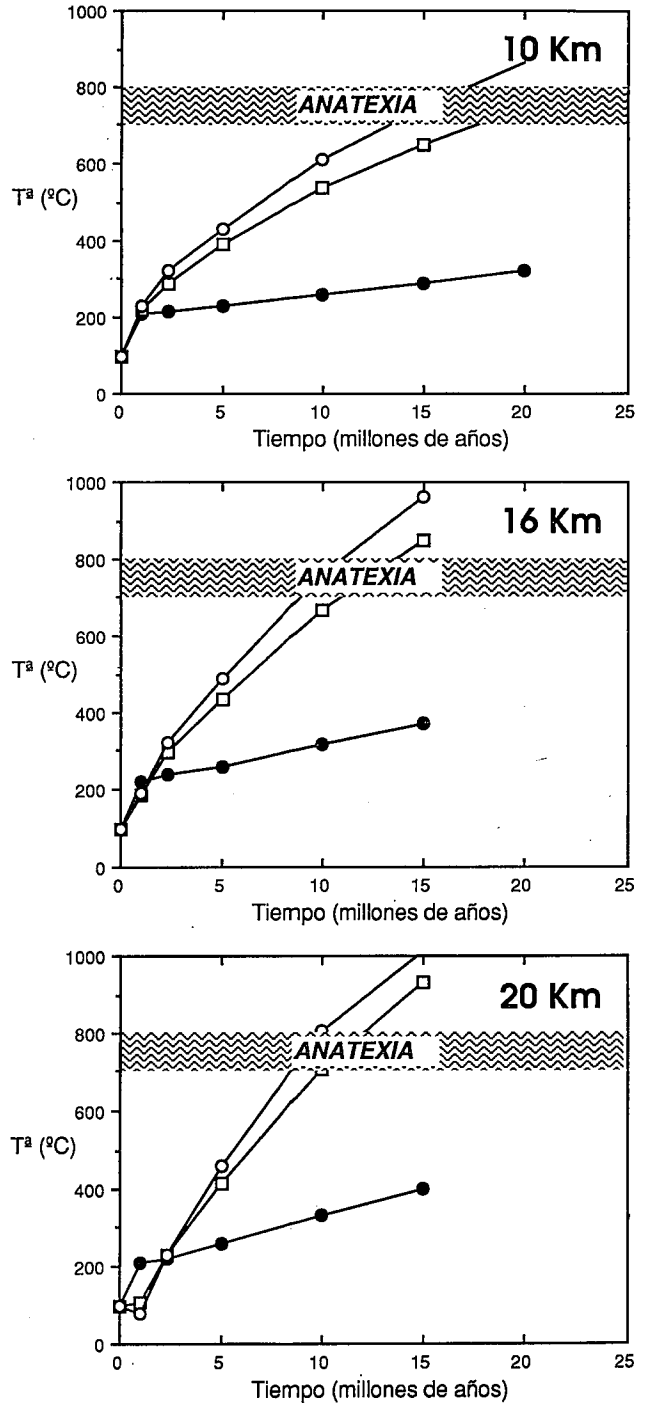


Fig. 14.-Incremento de la temperatura (por calor autogenerado radiogénicamente) frente al tiempo a diferentes profundidades de enterramiento de los materiales pelíticos y cuarzofeldespáticos del CAPN.

Fig. 14.-Increase of T (by radiogenic heat) as a function of time and deep of burial for the pelitic and quartzfeldspatic materials from the CAPN.

- La curva de calentamiento de los materiales pelíticos es muy lenta e, independientemente de la profundidad de enterramiento, no sobrepasan las condiciones térmicas correspondiente a las facies de esquistos verdes o anfibolitas.
- Por el contrario, los materiales cuarzofeldespáti-

cos pueden alcanzar la isograda de la anatexia en un plazo de tiempo razonable, de 12 a 16 Ma si se entierran a 10 km, y entre 8 y 9 Ma, si el enterramiento es a 20 km. Estos períodos de tiempo son de la misma magnitud que los existentes entre las Fases I y II hercínicas.

Es obvio que estos datos no son más que una aproximación. Sin embargo permiten explicar tres hechos importantes: (1) la falta de gradiente metamórfico en una serie extraordinariamente potente; (2) la edad de la migmatización; (3) la relación entre la litología del CXG y el desarrollo de terrenos migmatítico-graníticos; en otras palabras, por qué en las Hurdes (mayoritariamente pelíticas) no hay granitos y el metamorfismo es de grado bajo mientras que en la Peña Negra (rica en material cuarzofeldespático) se alcanza la isograda de la anatexia.

### 4.3.- Relaciones genéticas entre las facies

De las consideraciones expuestas se desprende que el fenómeno anatético responsable de la migmatización en el CAPN es, en su mayor parte, consecuencia de una litología "fértil" productora de cantidades apreciables de calor radiogénico, junto con del espesamiento de corteza debido a la deformación hercínica.

La litología premetamórfica determina la tipología de las migmatitas: Las facies mesocráticas parecen haberse desarrollado a partir de grauvacas y arcosas inmaduras. Las migmatitas leucocráticas y anfibólicas del tipo II parecen hacerlo a partir de niveles volcanoclásticos de composición riolítica y andesítica respectivamente, mientras que las migmatitas pelíticas y anfibólicas del tipo I surgen a partir de sedimentos arcillosos y margosos.

De la misma forma, la litología metamórfica condiciona casi por completo los tipos de granitoides anatéticos producidos y, en menor medida, su volumen. Puesto que en todo el CAPN las condiciones térmicas son prácticamente idénticas, en torno a 700°C (Bea *et al.*, 1988; Pereira, 1989; Bea, in litt.), las diferencias en cuanto a la cantidad de productos anatéticos generados por los litotipos migmatíticos depende de la fertilidad para producir magmas graníticos, que, a su vez, depende de la cantidad de agua disponible, originada por ruptura de minerales hidratados (Clemens y Vielzeuf, 1987). Desde este punto de vista los materiales más fértiles del CAPN parecen ser las migmatitas mesocráticas, en las que las reacciones productoras de cordierita han debido generar una cantidad importante de agua. Por la misma razón, las migmatitas leucocráticas son moderadamente fértiles, mientras que los ortoneises (que sólo tienen biotita) y las migmatitas pelíticas (cuya composición está muy alejada del cotético graníti-

co, ver Fershater, in litt.) resultan poco fértiles. Las diferencias de fertilidad explican los diferentes tipos de migmatización (metatextítica sobre pelitas y ortoneises, diatextítica sobre migmatitas meso- y leucocráticas) mencionados anteriormente.

A partir de las migmatitas mesocráticas se generan las granodioritas subautótonas y los granitos cordieríticos. La formación de las primeras ocurre con un escaso grado de fraccionación química y parece que tiene lugar sobre niveles de composición apropiada, algo más ricos en material ortoderivado que la media (Pereira, ops. cit.). El fenómeno sería esencialmente similar, aunque a mayor escala, a lo mostrado por Johannes (1983) en la formación de neosome en las migmatitas bandeadas. Por otra parte, la estrecha relación entre cizallas subhorizontales y láminas de granodiorita plantea un problema importante: ¿el incremento de anatexia que produce las granodioritas surge como consecuencia de la captación de agua por las cizallas, o por el contrario, las cizallas se producen con mayor abundancia en una capa dúctil como consecuencia de la anatexia?. De momento no hay datos que favorezcan ninguna de las dos hipótesis, aunque trabajos recientes apuntan a que las cizallas pueden haber jugado un papel determinante en la formación de las granodioritas.

Las migmatitas mesocráticas también son la fuente de los granitos cordieríticos, pero a través de un proceso anatético con menor tasa de fusión parcial que el que ha producido a las granodioritas (Pereira, ops. cit., Bea, in litt.). Los granitos son siempre más tardíos (tardi- Fase III) que las granodioritas (sin- Fase II) y en ocasiones ambas facies aparecen íntimamente relacionadas, de tal manera que algunos granitos cordieríticos parece que se hubiesen originado por refusión de las granodioritas.

Los granitos de dos micas responden a un proceso anatético análogo al que genera los cordieríticos, pero desarrollado sobre las migmatitas leucocráticas. Las diferencias mineralógicas entre ambos tipos graníticos reflejan los distintos contenidos en Fe y Mg de sus respectivas fuentes.

En las condiciones normales de anatexia en el CAPN los materiales poco fértiles -pelitas y ortoneises- apenas originan productos magmáticos. Sin embargo, los ortoneises pueden experimentar una anatexia masiva si les llega agua procedente de una fuente externa, canalizada a través de un accidente tectónico. Este parece ser el caso del leucogranito granatífero desarrollado a expensas del ortoneis de la Almohalla sobre una cizalla de Fase III (Bea *et al.*; in litt.). Una vez más, la mineralogía del producto anatético, con granate como ferromagnesiano dominante, responde al quimismo de la fuente, en este caso a los altos valores de la relación Fe/(Fe+Mg) que caracterizan al ortoneis de la Almohalla (ibid.).

## BIBLIOGRAFÍA

Arzi, A.A. (1978): Critical phenomena in the rheology of par-

tially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.  
Ashworth, J.R. y McLellan, E.L. (1985): Textures. In: J.R. Ashworth (Ed.): *Migmatites*, Blackie, Glasgow, 180-203.



- Babín Vich, R.B. (1974): Los materiales metamórficos y plutónicos presentes en la región de Piedrahita-Barco de Ávila-Béjar. *Stvd. Geol. Salmant.*, 7: 41-61.
- Bard, J.P., Capdevila, R. y Matte, P.H. (1971): La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. *Publ. Inst. Fr. Pétrole, Collection Coll. et Sémin.*, 22. Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, 1, I.4-1 a I.4-68. Technip.
- Bea, F. (1985): Los granitoides hercínicos de la mitad occidental del Batolito de Ávila (Sector de Gredos). Aproximación mediante el concepto de superficies. *Rev. Real Acad. Cien. Ex. Fis. Nat. de Madrid*, 79: 549-572.
- Bea, F. (1989): A method for modelling mass balance in partial melting an anatexis leucosome segregation. *Jour. Metamorphic Geology*, 7: 619-628.
- Bea, F. (in litt.): Chemical relationships among anatexis granites and their sources from the Peña Negra Anatexis Complex (Central Spain). Some implications regarding trace elements fractionation during crustal anatexis.
- Bea, F., Ibarra, M.I. y Pereira, M.D. (in litt.): Migmatización metatexítica y fenómenos anatécticos en la Formación Almohalla. *Bol. Geol. Min. España*.
- Bea, F. y Maldonado, C. (1983): El granitoide de nódulos del área Puente Congosto-Barco de Ávila-Candelario (España). Su geología, geoquímica y petrogénesis. *Bol. Soc. Geol. Port.*, 22: 67-87.
- Bea, F. y Morenoventas, I. (1985): Estudio petrológico de los granitoides del área centro-norte de la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila, Sistema Central Español). *Stvd. Geol. Salmant.*, 20: 137-174.
- Bea, F., Sánchez, J.G. y Pinto, M.S. (1987): Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. In: F. Bea et al. (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*, Rueda, Madrid, 1984.
- Debon, F. y Lefort, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edimburg: Earth Sci.*, 73: 135-149.
- Departamento de Petrología Universidad de Salamanca (1983): *Síntesis Geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste Español) E. 1:200.000*. Coord.: A. Carnicero. Dpto. Petrología y Geoquímica. Univ. Salamanca.
- Díez Balda, M.A. (1986): El Complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salmanticensis*, 52, Ed. Universidad de Salamanca.
- Ferreira, N., Iglesias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. y Ribeiro, M.L. (1988): Granitoides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinámico. In: F. Bea et al. (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*, Rueda, Madrid, 35-51.
- Fershtater, G. (in litt.): Main types of granites and gabbros controlled by pressure. *Bol. Geol. Min.*
- Figuerola, L.C.G. y Franco, M.P. (1975): Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al E de Guijuelo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmant.*, 31: 487-500.
- Figuerola, L.C.G. y Marín Benavente, E. (1959): Tres granitos diferentes al E de Béjar. *Estudios Geol.*, 15: 60-63.
- Franco, M.P. y Figuerola, L.C.G. (1986): Las rocas básicas y ultrabásicas en el extremo occidental de la Sierra de Ávila (Provincias de Ávila y Salamanca. *Stvd. Geol. Salmant.*, 23: 193-219.
- Franco, M.P. y Sánchez, T. (1988): Características petrológicas en el área del Mirón (N del valle del Corneja, prov. de Ávila). In: F. Bea et al. (Eds.): *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*, Rueda, Madrid, 293-314.
- Franco, M.P. (1980): *Estudio petrológico de las formaciones petrológicas y plutónicas al N de la depresión del Corneja-Ambles (Sierra de Ávila)*. Tesis Univ. Salamanca.
- Fyfe, W.S. (1973): The generation of batholiths. In: P.I. Wyllie, (Ed.): *Experimental petrology and global tectonics. Tectonophysics*, 17: 273-83.
- Huppert, H.E. y Sparks, R.S. (1988): The Generation of Granitic Magmas by Intrusion of Basalt into Continental Crust. *Jour. Petrology*, 29: 599-624.
- Ibarra, M.I. (1988): *Estudio de los procesos de migmatización en la formación Almohalla (Piedrahita-Sierra de Gredos)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.
- Johannes, W. (1983): On the origin of Layered Migmatites. In: M.P. Atherton y C.D. Gribble Shiva (Eds.): *Migmatites, Melting and Metamorphism*, (Nantwich) 234-249.
- McLellan, E.L. (1983): Contrasting textures in metamorphic and anatexis migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *Jour. Metamorphic Geology*, 1: 241-262.
- Morenoventas, I. (1984): *Diferentes series de rocas con afinidades granodioríticas en la Sierra de Gredos (Batolito de Ávila. Sistema Central Español)*. Criterios para su identificación. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca (inérita).
- Pereira, M.D. (1989): *Migmatización diatexítica y la Génesis de las Granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra (Batolito de Ávila)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca (inérita).
- Pereira, M.D. (en prep.): Aplicación del Modelo de Mezcla Anatéctico a la génesis de las granodioritas subautóctonas del Complejo Anatéctico de la Peña Negra.
- Ribeiro, A., Iglesias, M., Ribeiro, M.L. y Pereira, E. (1983): Modéle géodynamique des hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 291-294.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1985): El complejo esquisto-grauwackico y el Paleozoico en el centro-oeste español. *Acta Salmanticensis Ciencias*, 51: 1-174.
- Sánchez, T. (1987): *Características petrológicas del área del Mirón (N. de la depresión del Corneja, Prov. de Ávila)*. Tesis Licenciatura. Univ. de Salamanca (inérita).
- Schmucker, U. (1969): Geophysical aspects of structure and composition of the earth. *Handbook of Geochemistry*, 1: 134-226.
- Ugidos, J.M. (1973): *Estudio petrológico del área Bejar-Plasencia (Salamanca-Cáceres)*. Tesis Univ. Salamanca.
- Ugidos, J.M. (1974a): Características del metamorfismo en el área Béjar-Plasencia. *Bol. Geol. Min. España*, 85: 66-74.
- Ugidos, J.M. (1974b): Los granitos biotíticos 1 cordierita de Béjar-Plasencia. *Bol. Geol. Min. España*, 85: 214-222.

Entregado el 8 de agosto de 1989  
Aceptado el 30 de noviembre de 1989