



El «stock» de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la unidad del Pisuerga-Carrion (Zona Cantábrica, N de España)

The significance of «Peña Prieta» stock in the magmatism of the «Pisuerga-Carrion» unit (Cantabrian Zone, N of Spain)

GALLASTEGUI, G.; HEREDIA, N.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; CUESTA, A.

Se describe en este trabajo el stock intrusivo de Peña Prieta, el mayor y más complejo, estructural y petrológicamente, del conjunto de rocas ígneas emplazadas en la UPC (Zona Cantábrica) durante una etapa de actividad ígnea tardihercínica de naturaleza calcoalcalina.

Asimismo se sugiere una hipótesis general para justificar el desarrollo de este magmatismo postectónico en la parte más externa de una cordillera de plegamiento y un emplazamiento en condiciones permitidas, con ciertas afinidades con modelos de emplazamiento por subsidencia de caldera, para el stock considerado.

Palabras clave: Peña Prieta, stock subvolcánico, diques anulares, granitoides calcoalcalinos, magmatismo tardihercínico, subsidencia de caldera, Zona Cantábrica.

The Peña Prieta intrusive stock is described in this paper. It is the largest intrusive body belonging to the set of igneous rocks emplaced in the PCU (Cantabrian Zone) during a calc-alkaline late hercynian magmatic stage. It is also the most complex on the basis of its structural and petrological features.

A general hypothesis is suggested to justify the occurrence of this postectonic magmatism in the most external part (foreland basin) of the folded belt. We also propose a model of emplacement for this stock, under permissive conditions, which shows some resemblances with the cauldron subsidence model.

Key words: «Peña Prieta», subvolcanic stock, annular dyke complex, calc-alkaline granitoids, late hercynian magmatism, cauldron subsidence, Cantabrian Zone.

INTRODUCCION

El stock de Peña Prieta se localiza en el límite de las provincias de León, Santander y Palencia, formando parte de un importante enclave montañoso de la Cordillera Cantábrica conocido como Macizo de Fuentes Carrionas en el que aflora al O y muy próximo a la segunda cumbre más importante de la Peña Prieta (2.536 m), de la que recibe su nombre. Geológicamente se sitúa en la parte más externa de la Zona Cantábrica (ZC) y dentro de ésta en la denominada Región del Pisuerga-Carrión (JULIVERT, 1971) o Zona Palentina (MARTINEZ GARCIA, 1981). RODRIGUEZ FERNANDEZ Y HEREDIA (1988) denominan a este área Unidad del Pisuerga-Carrión (UPC) y consideran que desde un punto de vista tectonoestratigráfico representa la Cuenca de Antepaís o «Foreland Basin» de este sector nororiental de la Cadena Variscica Ibérica.

Estratigráficamente la característica más sobresaliente de esta unidad es la presencia de una sedimentación predominantemente siliciclástica desarrollada en condiciones sinorogénicas que abarcan la mayor parte del Carbonífero, desde el Namuriense hasta el Estefaniense. Intercalados entre los materiales carboníferos aparecen materiales silúrico-devónicos con facies distintas a las que se conocen en el resto de la ZC («Facies Palentinas» de BROUWER, 1964), constituyendo unidades alóctonas a las que genéricamente se ha denominado Mantos Palentinos. La deformación se realiza en condiciones relativamente superficiales con un predominio de la tectónica tangencial donde las principales estructuras son los mantos y pliegues relacionados con éstos. Algunos rasgos sin embargo, diferencian a la UPC de las otras zonas de la ZC:

— Existencia de un metamorfismo epizonal en algunas áreas con recristalización de moscovita y cloritoide, siendo las asociaciones más características: cuarzo-albita-moscovita-cloritoide y cuarzo-illita-moscovita-clorita (LOBATO, 1977).

— Desarrollo de dos o tres esquistosidades penetrativas aunque distribuidas irregularmente.

— Una actividad magmática tardihercínica de naturaleza calcoalcalina, relativamente importante si se compara con el resto de la ZC, que determina la existencia de al menos 250 cuerpos intrusivos, generalmente de pequeñas dimensiones.

El desarrollo de un magmatismo en la parte más externa de una cordillera de plegamiento, de por sí una característica poco común, podría estar relacionado en este caso y como se discutirá más adelante, con la forma fuertemente arqueada que presenta hacia las extremidades este sector de la Cadena Hercínica. Los trabajos que hasta hace escasos años se han ocupado del mismo consisten mayoritariamente en inventarios cartográficos y breves descripciones entre los que se pueden citar a KANIS (1956), KOOPMANS (1962), RUPKE (1965), SITTER y BOSCHMA (1966), VAN VEEN (1966), SAVAGE (1967), BOSCHMA (1968), LOBATO (1977), ALONSO (1985), LOBATO *et al.* (1985), WAGNER *et al.* (1984), HEREDIA *et al.* (1986). Como trabajos más específicos caben citar los de SUAREZ y GARCIA (1974), LOESCHKE (1982), CORRETGE *et al.* (1987), SUAREZ y CORRETGE (1987), CORRETGE y SUAREZ (in litt.) y CORRETGE *et al.* (1990).

CARACTERISTICAS GENERALES DEL MAGMATISMO EN LA UPC

El mayor número de cuerpos intrusivos de la UPC se concentra en el sector central y sobre todo meridional de la unidad, asociados espacialmente a grandes fracturas tardihercínicas (Fallas de León, Ventaniella, Tarna, Liébana, Llesba, Yuso y Peñas Matas) (Fig. 1). Consiste principalmente en diques y sills con espesores variables (entre escasos centímetros y cientos de metros) y de escasa

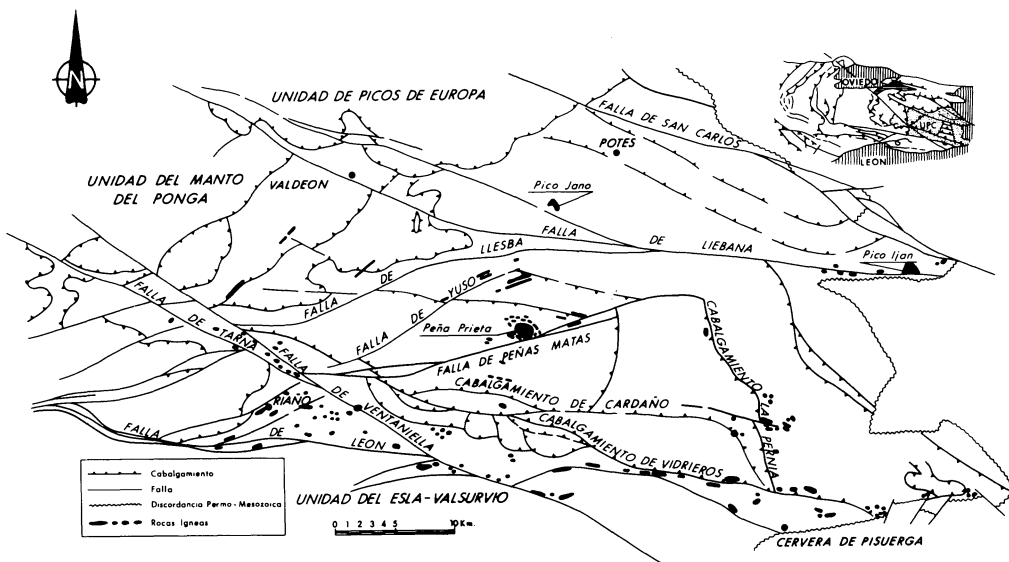


Fig. 1. Distribución de rocas ígneas y fracturas en la Unidad del Pisuega-Carrión (UPC).

longitud, aunque en casos aislados pueden superar los 2 Km. En general muestran formas alargadas subparalelas a la dirección de las fracturas (NO-SE, NE-SO y E-O) en relación a las que se emplazan y pueden aparecer, aunque muy excepcionalmente, deformados por rejuegos de las mismas según bandas de cizalla de carácter frágil. De forma ocasional se encuentran algunos stocks que salvo los de Peña Prieta y Pico Iján no superan el km².

Los cuerpos intrusivos encajan principalmente en materiales carboníferos (Namiense-Estefaniense), en los que sólo en algunos casos (generalmente en relación con los cuerpos de mayores dimensiones) desarrollan metamorfismo de contacto con formación de corneanas (LOESCHKE, 1982). En el contacto con materiales encajantes calcáreos es frecuente la formación de skarns a los que pueden asociarse mineralizaciones de interés (MARTIN IZARD *et alters*, 1986; GONZALEZ MONTERO, 1986; CORRETGE *et alters*, 1988; GONZALEZ MONTERO *et alters*, 1989). Por otra parte, son relativamente frecuentes mineralizaciones de

As-Sb-Au, coincidiendo generalmente con intensas alteraciones hidrotermales, concentradas en pequeñas bandas de cizalla y fracturas o venas de cuarzo y carbonatos (PANIAGUA *et alters*, 1988; PANIAGUA *et alters*, 1989).

Parte de los afloramientos muestran claras afinidades subvolcánicas pudiendo constituir apófisis de cuerpos mayores en profundidad (CORRETGE *et alters*, 1987). Petrográficamente se distinguen una amplia variedad de términos: gabros, dioritas y cuarzodioritas, monzogabros, monzodioritas, tonalitas y granodioritas afectados todos ellos por intensas alteraciones hidrotermales. Las texturas más comunes son hipidiomórficas, microporfídicas, pofiríticas y ofíticas o subofíticas.

Geoquímicamente este conjunto de rocas definen una serie calcoalcalina mesocrática (incluso para los términos más diferenciados) y cafémica que evoluciona desde el dominio hipoaluminoso al peraluminoso (SUAREZ y CORRETGE, 1987). Estos mismos autores ponen de manifiesto el solapamiento existente en el quimismo entre estos

granitoides, otros presentes en la ZC (Infiesto, Salas-Belmonte) y los de Porcia-Salave (en la zona Asturoccidental-leonesa) e invocan para todos ellos una génesis a partir de material básico del manto superior que en su evolución sufre diferentes grados de contaminación cortical. Asimismo establecen una neta separación entre estos granitoides y los del resto de la Zona Asturoccidental-leonesa en los que la participación de corteza continental aluminica es muy marcada siendo fundamentalmente palingenéticos.

A pesar de la proliferación de trabajos que en los últimos años ha conducido a un mayor conocimiento general de todo el conjunto intrusivo y detallado de algunos de los cuerpos que lo integran, los tres stocks mayores (Pico Jano, Pico Iján y Peña Prieta) son aún escasamente conocidos por lo que de forma resumida, ya que no constituye el propósito de este trabajo, citaremos los rasgos más significativos de los dos primeros.

El stock de pico Jano, emplazado en materiales que comprenden desde el Devónico Sup. (Formación calizas de Vidrieros) al Westfaliense B-Cantabriense, Grupos Mongrovejo y Viorna de composición predominantemente siliciclástica (areniscas, lutitas y conglomerados) (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988) presenta una forma alargada de dirección NO-SE (Fig. 1) y muestra un desarrollo de bordes de enfriamiento de grano fino. En relación con este cuerpo se encuentra un dique de cuarzo de dirección $185^{\circ}/75^{\circ}$ con mineralizaciones de cobre asociadas. El stock se encuentra afectado por una intensa alteración hidrotermal conservándose únicamente cristales de tendencia idiomorfa de hornblenda marrón y algunas plagioclasas que pueden mostrar intercrecimientos con cuarzo. Por su textura y composición mineralógica podría ser comparado con los diques y sills básicos-intermedios (gabros, dioritas, cuarzomonzodioritas) que integrarían los grupos G2 y G3 de CORRETGE *et alers* (1990).

El stock de Pico Iján muestra una forma más equidimensional y aflora, al igual que

el stock de Pico Jano, en relación con la falla de Liébana (Fig. 1). Está encajado en sedimentos del Grupo Potes de edad Namuriense-Westfaliense A, formado por areniscas, lutitas, conglomerados silíceos, brechas calcáreas y algunos niveles discontinuos de calizas a techo (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988), y de la Formación Cordel (MAAS, 1974) de edad Estefaniense B, formada por conglomerados silíceos, areniscas, lutitas e intercalaciones carbonosas, a los que engloba como xenolitos de tamaños decimétricos o métricos. Está constituido por una granodiorita-cuarzomonzodiorita de grano medio (geoquímicamente comparable a las facies principales que componen el stock de Peña Prieta) con plagioclasa, biotita y anfíbol verde (Magnesio-hornblenda y hornblenda actinolítica) como componentes mayoritarios y cantidades variables de Fto. K de carácter intersticial, y cuarzo muy frecuentemente poiquilítico o como cristales de afinidad volcánica de tamaño algo superior al resto de los componentes. Engloba frecuentes enclaves básicos, aislados o en acumulaciones, en los que destacan en tamaño abundantes cristales idiomorfos de anfíbol marrón (Tschermakita, Magnesio-hornblenda y Magnesio-hastingsita) con relictos de clinopiroxeno, comparables por su textura y mineralogía a los diques y sills básicos presentes en la UPC.

EL STOCK DE PEÑA PRIETA

Fue cartografiado por primera vez por VAN VEEN (1966) quien lo considera como un cuerpo laminar de forma irregular con abundantes ramificaciones en su parte occidental y de emplazamiento subvolcánico, sintectónico con el desarrollo del Sinclinal de Lechada en cuyo núcleo se encuentra encajado. Posteriormente SAVAGE (1967) lo define como una intrusión concordante (lopolito) asimismo sintectónico con el plegamiento y cuyo ascenso estaría favorecido por la falla de Peñas Matas. Por último, SUA-

REZ y GARCIA (1974) lo consideran como un cuerpo de forma irregular con numerosas ramificaciones en su parte occidental pero de carácter postectónico, con un ascenso y emplazamiento favorecido por las fracturas próximas al plutón.

Estructura y estratigrafía de los materiales encajantes

Se encuentra emplazado en el flanco septentrional de una gran estructura sinformal conocida como Sinclinal de Curavacas o Lechada (SAVAGE, 1967), constituido por materiales de edad Carbonífero Sup., que aparece limitado al N por un importante cabalgamiento que lo separa de otra pequeña estructura sinclinal. Relacionada con el Sinclinal de Lechada aparece una esquistosidad bastante penetrativa que algo más al O, en el Valle del Yuso, es claramente una crenulación, llegando a producir bandeados tectónicos bien desarrollados. El stock está delimitado en su parte sur por una importante estructura conocida como falla de Peñas Matas (Figs. 1 y 2). Esta fractura de dirección aproximada SO-NE corta claramente al sinclinal de Curavacas para bifurcarse posteriormente en dos ramas que rápidamente se inflexionan y adquieren una dirección E-O, en las proximidades del río Frio. La historia estructural de este accidente es bastante compleja; en principio parece confinar lateralmente al cabalgamiento de La Pernía (Fig. 1), lo que probablemente indique que se trate de una «Tear fault» relacionada con el emplazamiento del mismo durante el Cantabriense. Posteriormente debe tener importantes rejugos tardihercínicos ya que afecta, en sectores más occidentales, a las últimas estructuras que se producen en la UPC, los cabalgamientos vergentes al S de edad Estefaniense B.

La sucesión estratigráfica de los materiales carboníferos en los que encaja comienza con el Grupo Potes (Namuriense-Westfaliense A) formado por areniscas, lutitas,

conglomerados y algunos niveles discontinuos de calizas a techo. Encima de esta formación y de forma discordante se apoya un importante horizonte conglomerático que puede alcanzar hasta 600 m de potencia, conocido como Formación Conglomerado de Curavacas, de naturaleza predominantemente silíceo (cuarcítica) y edad Westfaliense A Sup.-B. Suprayacente a ésta se encuentra la Formación Lechada (Westfaliense B-D) con una potencia cercana a los 2.000 m y formada por una alternancia arenoso-pelítica en la que se intercalan algunos niveles de conglomerados, predominantemente silíceos, brechas calcáreas y calizas en su parte inferior.

Relacionado con el emplazamiento del stock, se desarrolla un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes cuya aureola se extiende al menos por todo el área ocupada por la red de diques asociada al stock (Fig. 2), que determina la aparición de blastos de biotita, moscovita y andalucita (quiasolita), ésta última de crecimiento postcinemático respecto a la esquistosidad relacionada con el sinclinal (Fig. 4c).

Estructura del stock: variedad y distribución de facies

La cartografía realizada para la elaboración de este trabajo (Fig. 2) refleja que, el stock de Peña Prieta ocupa una extensión de unos 4 Km² y está constituido, según el orden secuencial de emplazamiento por:

— Una densa red de diques de disposición anular y morfología elipsoidal, con diques radiales asociados, cuya característica más notable es la gran variedad textural y mineralógica que muestran las rocas que la integran, estando representadas rocas no sólo comparables a las demás facies del stock sino también a algunos de los diques y sills presentes en la UPC.

— Un cuerpo circunscrito, que constituye un conjunto cartográfico continuo, de

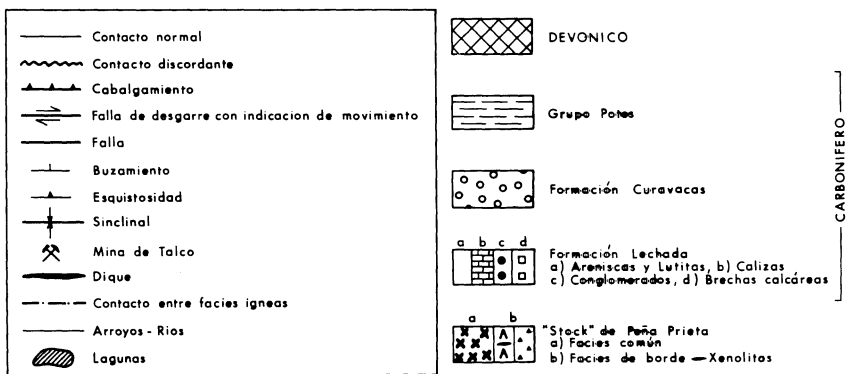
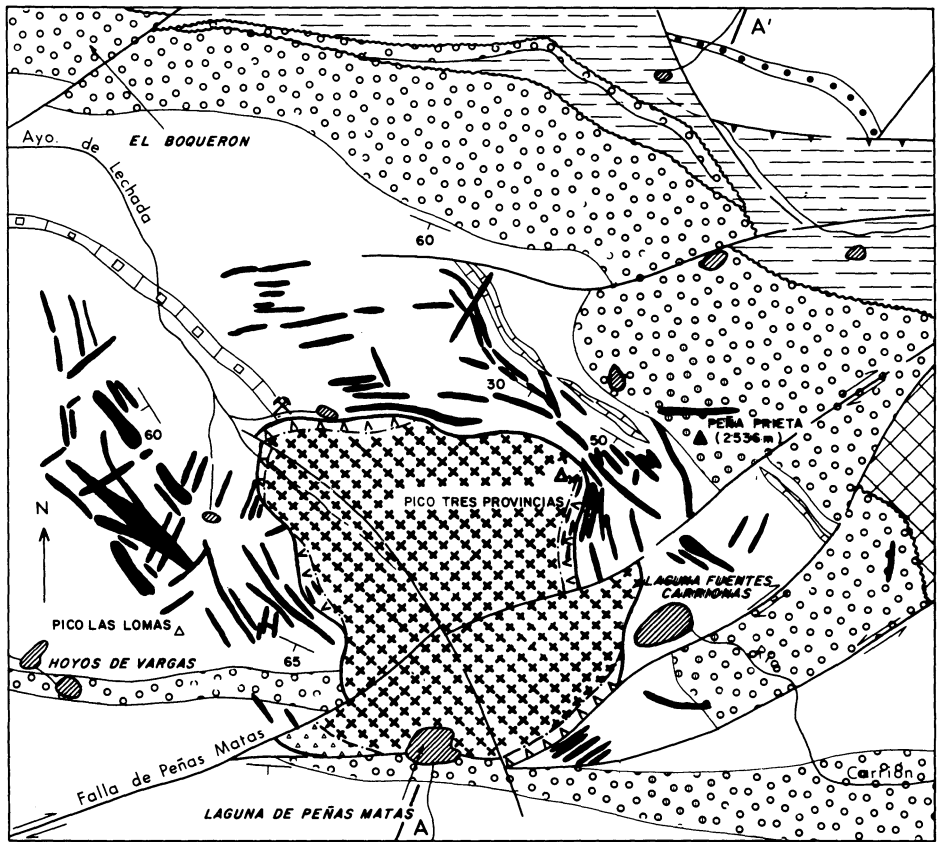


Fig. 2. Cartografía geológica del «stock» de Peña Prieta y de su encajante.

unos 2 Km² de superficie que ocupa el centro del stock. Su forma es aproximadamente elipsoidal, similar a la red externa de diques, con su eje mayor dispuesto en una dirección NO-SE (Fig. 2). En este conjunto han podido distinguirse tres facies: una facies periférica de escaso espesor y trazado discontinuo aunque de presencia generalizada, una facies de ámbito más restringido que ocupa el borde SO y por último una facies, volumétricamente la más importante, que ocupa la parte más interna del stock y que denominamos facies central.

Dentro de la red de diques, los diques de disposición «anular» muestran en general un buzamiento concordante con el cuerpo central, aunque se encuentran otros diques con buzamientos contrarios. Respecto a los materiales encajantes pueden ser concordantes (Fig. 4f) o claramente discordantes con la estratificación y salvo en un caso, en que se han observado estructuras de arrastre en las pizarras encajantes, no provocan deformación en los mismos. Aunque pueden no mostrar estructura interna, es frecuente el desarrollo de orientaciones planares evidenciadas generalmente por los máficos (biotita y anfíbol) y sólo se han observado dos diques deformados próximos al contac-

to con la facies de borde. Pueden englobar xenolitos de rocas encajantes y enclaves ígneos muy probablemente cogenéticos.

El cuerpo circunscrito central muestra contactos subverticales en el sector meridional y occidental (Figs. 3 y 4a), —en el último caso con un ligero buzamiento hacia el O— y corta con un ángulo alto a la estratificación de las series carboníferas del sinclinal de Curavacas; en la parte septentrional y nororiental presenta sin embargo una morfología laminar y un contacto más horizontalizado (Figs. 3 y 4b) que buza unos 55-65° al oeste y corta con un ángulo bajo a la estratificación.

Dentro de este cuerpo circunscrito, la facies central es la última en emplazarse ya que intruye en la facies de borde según contactos muy netos (Fig. 4d) y ambas cortan parcialmente a la red de diques en el sector norte. Esta facies puede englobar xenolitos centimétricos de materiales encajantes y lleva asociado un escaso cortejo filoniano. En cuanto a su estructura interna sólo se aprecia una ligera orientación de biotitas cuya disposición parece concordante con los contactos externos del cuerpo central. Es relativamente rica en enclaves microgranudos subredondeados, aislados o en acumulaciones

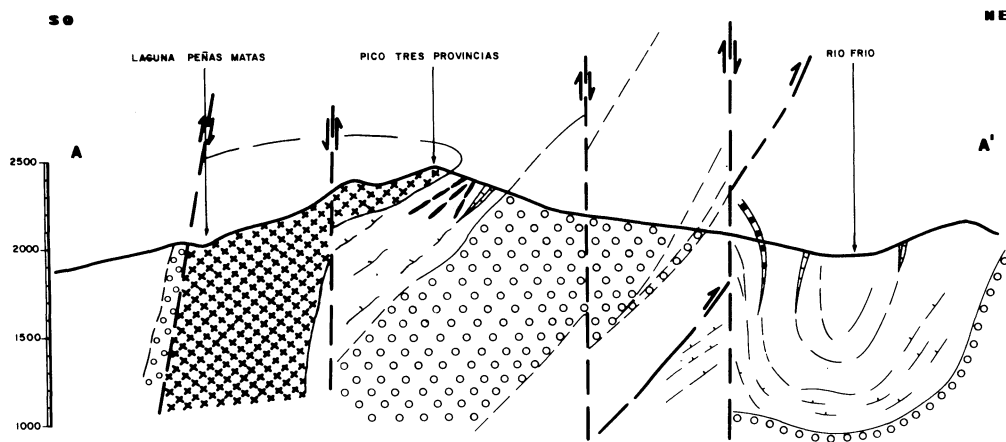


Fig. 3. Corte geológico.

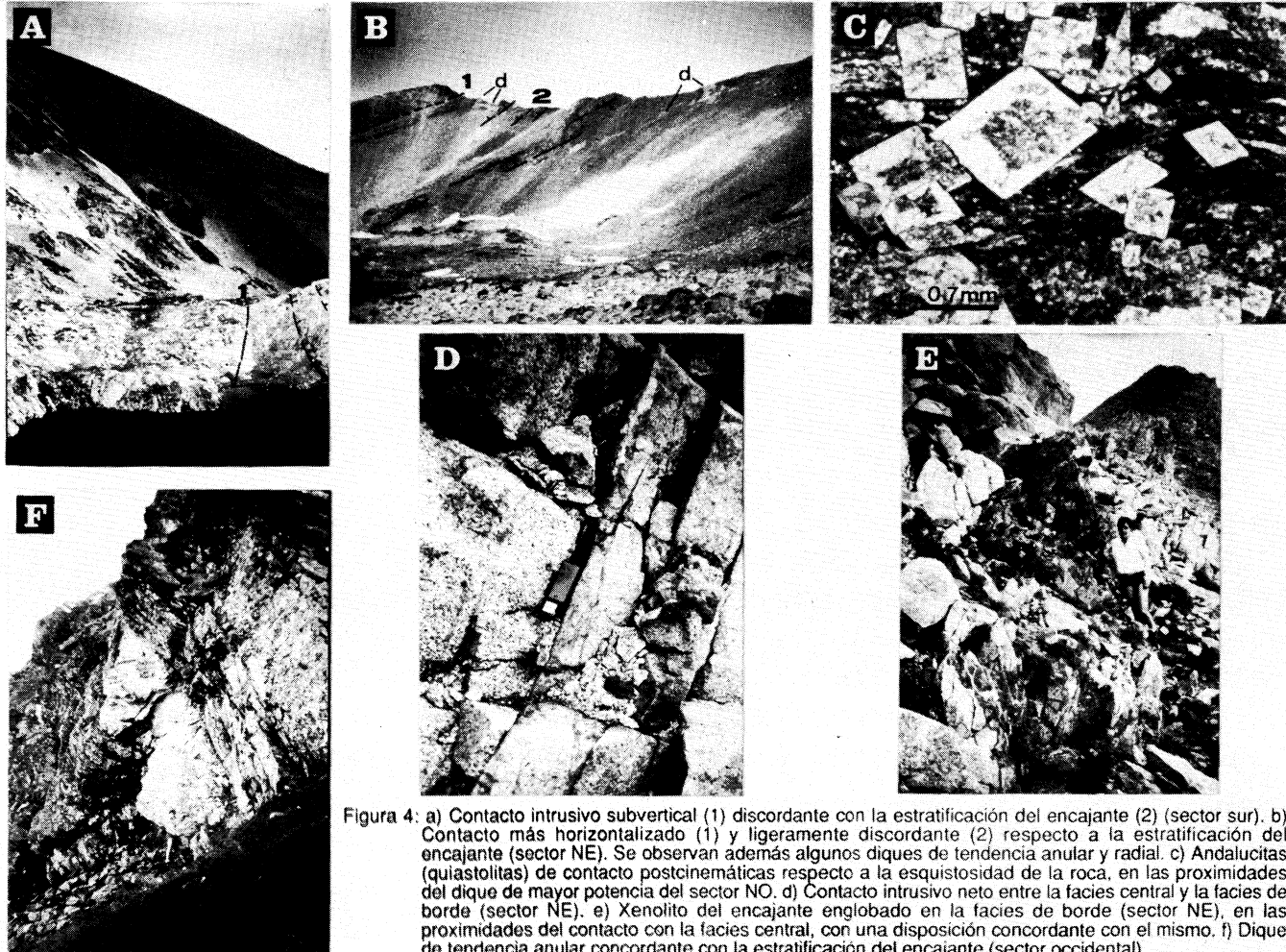


Figura 4: a) Contacto intrusivo subvertical (1) discordante con la estratificación del encajante (2) (sector sur). b) Contacto más horizontalizado (1) y ligeramente discordante (2) respecto a la estratificación del encajante (sector NE). Se observan además algunos diques de tendencia anular y radial. c) Andalucitas de contacto postcinemáticas respecto a la esquistosidad de la roca, en las proximidades del dique de mayor potencia del sector NO. d) Contacto intrusivo neto entre la facies central y la facies de borde (sector NE). e) Xenolito del encajante englobado en la facies de borde (sector NE), en las proximidades del contacto con la facies central, con una disposición concordante con el mismo. f) Dique de tendencia anular concordante con la estratificación del encajante (sector occidental).

de tamaños centimétricos o decimétricos; de forma restringida puede englobar enclaves métricos de rocas subvolcánicas.

La facies periférica más generalizada en el stock se caracteriza por englobar xenolitos métricos de rocas del encajante en las proximidades del contacto con la facies central los cuales muestran una disposición paralela o subparalela al mismo (Fig. 4e). En algunos sectores puede estar afectada por una deformación de carácter frágil que le confiere un aspecto esquitosado. Esta facies se encuentra además constituyendo parte de los diques de la red externa anular. La facies periférica del sector SO muestra contactos más difusos con la facies central, es la de composición más básica de las tres facies que constituyen el cuerpo circunscrito central, y se caracteriza por englobar una gran abundancia de enclaves microgranudos. Como ocurre con la facies periférica más generalizada, ésta se encuentra asimismo formando algunos de los diques de la red anular.

Petrografía

La gran variedad de rocas presentes en el stock impide realizar —sobre todo en lo que se refiere a la red de diques— una descripción petrográfica pormenorizada en el contexto de este trabajo, por lo que únicamente citaremos los rasgos más significativos o distintivos de cada una de las facies que lo integran.

La facies central, está constituida por una granodiorita-tonalita (Fig. 5a) biotítico-anfibólica equigranular, de grano medio, y textura hipidiomórfica (Fig. 6a), cuyos componentes mayoritarios son: plagioclasa (oligoclasa-andesina) en agregados o *synneusis*, con zonados concéntricos múltiples y marcado «*patchy zoning*». Biotita que aparece según dos tipos texturales: biotitas idiomorfas con marcado pleocroismo y tamaños algo superiores al resto de los componentes de la roca, y biotitas deformadas ge-

neralmente más alteradas y corroídas. Anfíbol verde (Magnesio-hornblenda y hornblenda actinolítica) de tendencia idiomorfa que muestra unas relaciones de cristalización complejas respecto a la biotita. El cuarzo y Fto. K son más tardíos, muestra un reparto irregular y un carácter intersticial, aunque el Fto. K puede aparecer como grandes cristales poiquilíticos que engloban al resto de los componentes. Entre los accesorios además de opacos, apatito y circón, caben destacar allanitas idiomorfas, cuya presencia es común a la mayor parte de las rocas que integran el stock.

Los enclaves microgranudos englobados en esta facies están constituidos mayoritariamente por plagioclasas y anfíbol verde (Magnesio-hornblenda) pero muestran una composición modal variable (monzogabrodioritas, cuarzogabrodioritas y cuarzomonzodioritas) debido sobre todo a las diferentes proporciones en que se encuentra el Fto. K y el cuarzo (más tardíos y generalmente poiquilíticos) en los mismos. Geoquímicamente se clasifican como cuarzodioritas (Fig. 5a). Los enclaves métricos subvolcánicos son de composición diorítica y se caracterizan por mostrar texturas hipidiomórficas débilmente microporfídicas (Fig. 6f) o porfiríticas con mesostasis fluidal evidenciada por la orientación de plagioclasas (andesinabytownita) y anfíboles (principalmente *Tschermakita*) que se amoldan a los microfeno-cristales; ocasionalmente destacan en estas rocas pequeños cuarzos de afinidad volcánica con coronas de reacción.

La facies periférica más generalizada corresponde a una granodiorita-cuarzomonzodiorita (Fig. 5a) microporfídica, mineralógicamente muy similar a la facies central de la que se distingue además de por su textura microporfídica, con microfeno-cristales de plagioclasa, biotita, anfíbol y cuarzos de afinidad volcánica (Fig. 6b), por un mayor porcentaje de plagioclasas que, si bien presentan las mismas características ópticas que en la facies central, son de composición más básica (andesina-bytownita). Otro rasgo di-

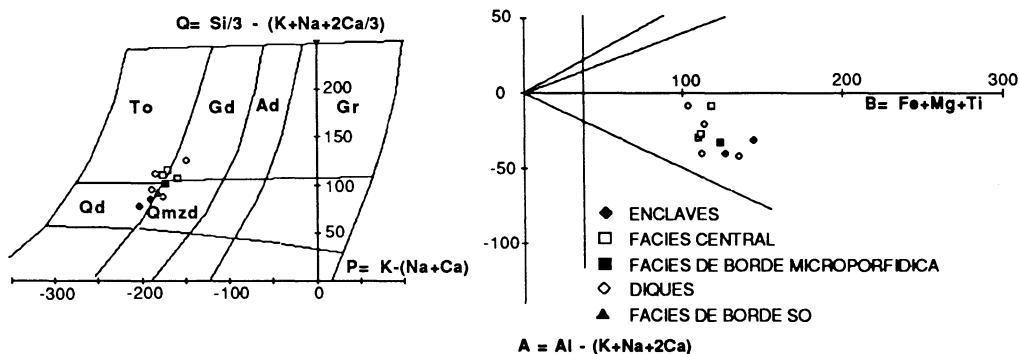


Fig. 5 a y b. Proyección de las muestras en los diagramas propuestos por DEBON y LE FORT (1983). a) diagrama «P-Q». b) diagrama «A-B».

ferenciador de esta facies es la presencia de xenocristales de granate con coronas de reacción los cuales han sido observados asimismo en algunos diques de la red externa asociada al stock. La facies periférica del sector SO está constituida por una cuarzdiorita (Fig. 5a) de textura microporfídica en la que únicamente las plagioclasas desarrollan microfocristales y aunque zonadas concéntricamente no presentan los zonados múltiples de las facies antes descritas; la mesostasis es muy rica en fémcicos (anfíbol y biotita) y en plagioclasa mientras que el cuarzo muestra un reparto irregular y forma cristales poiquilíticos de tamaño superior al resto de los componentes de la misma; el Fto. K es muy escaso e intersticial.

Por su parte, en la red de diques están representadas una gran variedad de rocas; además de algunos diques similares a la facies central, a las facies periféricas, y a algunos de los enclaves englobados en ellas, se encuentran rocas principalmente microporfídicas (Fig. 6c) y en menor proporción porfíricas (Fig. 6d), glomeroporfídicas, seriadas, hipidiomórficas (Fig. 6e) y doleríticas o intersertales, generalmente de grano más fino que las facies que componen el cuerpo circunscrito central. Algunos diques muestran afinidades subvolcánicas y mesostasis fluidales que se amoldan a los microfocristales. Su composición es muy variable y

comparable a todas las rocas presentes en el stock (cuarzobrodioritas, cuarzomonzodioritas, granodioritas, tonalitas), encontrándose también diques constituidos por granitos y microgranitos de dos micas, en ocasiones debilmente porfídicos, y diques de cuarzo con mineralizaciones de cobre asociadas. Mineralógicamente también son muy próximos a las facies principales y enclaves del stock. Destacan únicamente en algunos diques del sector sur, cantidades accesorias de clinopiroxeno, en la mesostasis o formando coronas alrededor de agregados de cuarzo, y xenocristales de granate con coronas de reacción que pueden alcanzar 1 cm de tamaño y mostrar dos etapas de crecimiento marcadas por inclusiones de plagioclasa.

Características geoquímicas

Desde el punto de vista geoquímico, esta serie de rocas definen una serie calcoalcalina caracterizada por una variedad de términos de composición principalmente intermedia que incluyen cuarzdioritas, cuarzomonzodioritas, tonalitas y granodioritas (según el diagrama de clasificación geoquímica de DEBON y LE FORT, 1983) (Fig. 5a) con una considerable proporción de minerales máficos. En el diagrama A-B (DE-

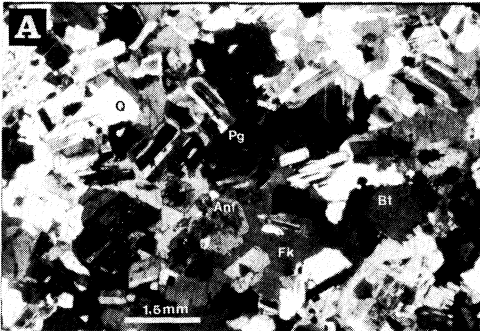


Figura 6a: Textura hipidiomórfica de la facies central. Se observan Pg zonadas, biotita, anfíbol, cuarzo y Fto. K poliquilítico (N.C., x10, 1x/1,6).

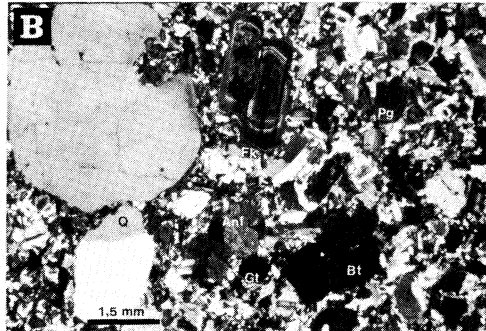


Figura 6b: Aspecto textural de la facies de borde en la que destacan microfenocristales de Pg zonadas, biotita, anfíbol y cuarzos de afinidad volcánica. Se observa también un xenocristal de granate (N.C., x10, 1x/1,6).

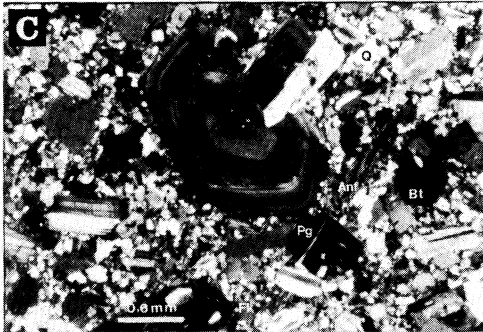


Figura 6c: Textura microporfídica en un dique de la red anular en el que destacan microfenocristales de Pg con zonados concéntricos múltiples e irregulares (patchy zoning), biotita y anfíbol (N.C., x10, 3,2x/0,06).

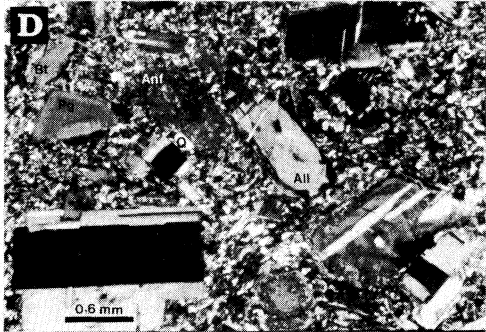


Figura 6d: Dique de textura porfirítica y mesostasis fluidal en el que destacan microfenocristales de Pg, biotita, anfíbol y allanita (N.C., x10, 3,2x/0,06).

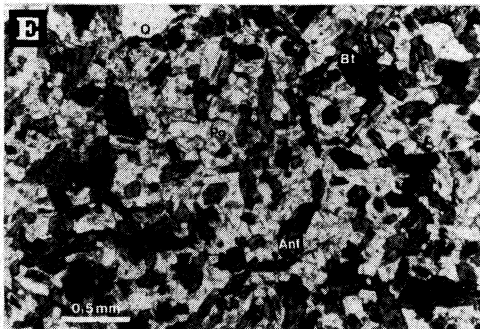


Figura 6e: Dique de textura hipidiomórfica constituido mayoritariamente por Pg, anfíbol y biotita (L.N., x10, 3,2x/0,06).

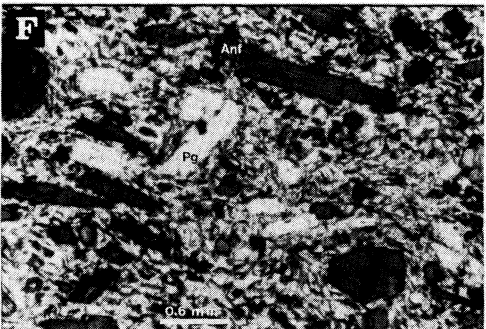


Figura 6f: Aspecto textural de las rocas subvolcánicas englobadas en la facies central, con una matriz fluidal de grano muy fino en la que destacan plagioclasas y anfíboles zonados (L.N., x10, 3,2x/0,06).

BON y LE FORT, 1983) (Fig. 5b) todas las muestras se proyectan en el campo hipoaluminoso y deben incluirse por tanto en una asociación típicamente cafémica totalmente comparable, en cuanto a su génesis y evolución al resto de las rocas presentes en la UPC, y cuyo carácter hipoaluminoso debería ser aún más marcado si se tiene en cuenta la deriva hacia el campo aluminoso provocada por la alteración hidrotermal que afecta a las diferentes rocas del stock.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

La geometría que muestra el stock de Peña Prieta, la ausencia de deformación (salvo la provocada en las proximidades de algunas fallas), y la presencia de facies con claras afinidades subvolcánicas permiten considerarlo como una intrusión postectónica, discordante con su encajante y de emplazamiento muy superficial. En este sentido hay que considerar que la Formación Lechada en la que se encuentra emplazado, cuya potencia es de unos 1.500 m, tiene una edad Westfaliense B-D y por encima sólo aparecen, de forma discontinua, sedimentos cantabrienses con una potencia de unos 500 m. Teniendo en cuenta el nivel de emplazamiento del stock dentro de la Formación Lechada, se puede suponer una cobertura sedimentaria de 1.300 m, como máximo, que se reduce a 700 m si no se consideran los depósitos cantabrienses probablemente ausentes en el sector estudiado.

En cuanto al mecanismo de emplazamiento, las evidencias de carácter cartográfico y estructural de que se dispone, parecen apoyar un emplazamiento en condiciones permitidas que, además parece común al que tiene lugar en los stocks de Pico Jano y Pico Iján, quienes no muestran ningún tipo de deformación o estructura interna y se emplazan discordantemente sin provocar deformación en sus respectivos encajantes. Asimismo éste sería el mecanismo más plausible para otros stocks de menor tamaño que

aparecen en la UPC. Una excepción en cuanto a modalidad de emplazamiento lo constituye la granodiorita de Carracedo (0,8 Km²) que se emplaza discordantemente y para la que CORRETGE *et al.* (1990) proponen un mecanismo de inyección forzada.

En el caso concreto de Peña Prieta existen evidencias cartográficas y estructurales que apoyarían un modelo de emplazamiento similar con los que en la literatura geológica se describen como subsidencia de caldera. En ese sentido deben destacarse algunos caracteres relevantes:

- Ausencia de deformación inducida sobre el encajante como consecuencia del emplazamiento de la masa intrusiva. El efecto causado sobre el encajante inmediato es estrictamente térmico.

- Estructura interna de la masa granítica muy débil o casi inapreciable marcada por cierta disposición orientada de las biotitas.

- Presencia de una red de diques intrusivos de disposición «anular», genéticamente relacionados con la intrusión principal.

- Confirmación de un nivel de emplazamiento superficial justificado por la presencia de facies subvolcánicas.

Respecto a la edad de emplazamiento del stock de Peña Prieta, puede deducirse que es post-Estefaniense B, ya que corta claramente a todas las estructuras, incluida la última esquistosidad que se desarrolla en la UPC como consecuencia del emplazamiento hacia el sur de la Unidad de Picos de Europa durante el Estefaniense B. Por otra parte el stock de Pico Iján, se encuentra emplazado en materiales de edad Estefaniense B y claramente fosilizado por el Triásico Inferior. Podemos concluir pues que el emplazamiento de estos stocks se produce en un lapso temporal comprendido entre el Estefaniense B y el Pérmico.

Por último y como hipótesis a confirmar, a escala regional, esta actividad mag-

mática podría estar relacionada con las últimas etapas del cierre del Arco Astúrico, a partir del Estefaniense B, en las que los problemas de espacio en el núcleo del Arco, ocupado por la UPC, adquieren gran importancia. En este momento finaliza la tectónica tangencial «Thin skinned» y el acortamiento se produce a través de grandes fracturas de desgarre, que en muchos caso

aprovechan estructuras anteriores e involucran al basamento (tectónica de «Thick skinned») (RODRIGUEZ FERNANDEZ y HEREDIA, 1988). Estas fracturas podrían facilitar el ascenso de los magmas básicos profundos, muy probablemente del manto superior, que sufrirían diferentes grados de contaminación cortical en su ascenso dando lugar al conjunto intrusivo de la UPC.

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. (1985). Estructura y evolución tectonoestratigráfica del manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España). *Tesis de Doctorado*, Univ. Oviedo, 212 pp.
- BOSCHMA, D. (1968). Provisional geological map of the southern mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.* 43: 217-220.
- BROUWER, S. A. (1964). Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques Méridionales. *Breviora. Geol. Astúrica*, 8 (1-4): 3-10.
- CORRETGE, L. G., CIENFUEGOS, I., CUESTA, A., GALAN, G., MONTERO, P., RODRIGUEZ PEVIDA, L. S., SUAREZ O. y VILLA, L. (1987). Granitoides de la Región Palentina (Cordillera Cantábrica, España). Actas e Comunicações, IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular (Porto, 1985). *Memórias N.º 1, Univ. Do Porto*, 469-478.
- CORRETGE, L. G., GONZALEZ-MONTERO, P. y SUAREZ, O. (1988). Las trayectorias de las variables termodinámicas en la sucesión paragenética del skarn de Carracedo (Palencia, España). *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, 11-1, 81-88.
- CORRETGE, L. G., FERNANDEZ-SUAREZ, J.; SUAREZ, O. y GALLASTEGUI, G. (1990). Tipología de circón en granitoides de la Cordillera Cantábrica. Implicaciones petrogenéticas. *Geogaceta*, n.º 7, 43-47.
- CORRETGE, L. G. y SUAREZ, O. (In Press). Igneous rocks of the Cantabrian/Palentine Zone. In: Pre Mesozoic Geology of Iberia. R. D. DALLMEYER & MARTINEZ GARCIA, E. (Ed.). *Springer-Verlag*. Berlin-Heilderberg-New York-Tokyo.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Trans. R. Soc. Edimburg: Earth Sc.*, 73: 135-149.
- GONZALEZ-MONTERO, P. (1986). Los stocks intrusivos de la Región Palentina: Estudio de las rocas metasomáticas de contacto de Carracedo. Tesis Licenciatura. Univ. Oviedo. 137 pp.
- GONZALEZ-MONTERO, P., CORRETGE, L. G., SUAREZ, O. y CUESTA, A. (1989). Las rocas ígneas de Estalaya (Palencia) y los Skarns asociados. *Geogaceta*, 6, 23-25.
- HEREDIA, N., NAVARRO, D., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., WAGNER, R. H., PUJALTE, V. y GARCIA MONDEJAR, J. P. (1986). Hoja del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n.º 82 (Tudanca). *Segunda serie MAGNA*. Primera edición. IGME. Madrid.
- JULIVERT, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. Jour. Science*, 270 (1): 1-29.
- KANIS, J. (1956). Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21 (2): 377-445.
- KOOPMANS, B. N. (1962). The Sedimentary and Structural History of the Valsurvio dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leise Geol. Meded.*, 26: 121-232.
- LOBATO ASTORGA, L. (1977). Geología de los Valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE León, NO Palencia y SO de Santander). Inst. Fr. Bernardino de Sahagún, C. S. I. C., León, 133 pp.
- LOBATO ASTORGA, L., RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R., HEREDIA, N., VELANDO F. y MATAS, J. (1985). Hoja geológica del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n.º 106 (Camporredondo de Alba). *Segunda serie MAGNA*, Primera edición. IGME. Madrid.
- LOESCHKE, J. (1982). Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. JB. Geol. Paläont. Abh.*, 163, 2: 260-271.
- MAAS, K. (1974). The Geology of Liébana, Cantabrian Mountains. Depositions and deformation in a Flysch Area. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 379-465.
- MARTIN IZARD, A., PALERO FERNANDEZ, F. J., REGUILON BRAGADO, R. y VINDEL CATENA, E. (1986). El skarn de Carracedo (San Salvador de Cantamuda). Un ejemplo de mineralización piro-metasomática en el N de la provincia de Palencia. *Studia Geológica Salmanticensis*, 23, 171-192.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1981). El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11: 95-127.
- PANIAGUA, A., RODRIGUEZ-PEVIDA, L. S. y GUTIERREZ, J. L. (1988). Mineralizaciones As-Sb-Au asociadas a rocas ígneas filonianas del NE de León: Las minas de Burón. *Bol. Soc. Española de Mineralogía*, II-1, 35-46.
- PANIAGUA, A., GUTIERREZ, J. L. y RODRIGUEZ-PEVIDA, L. S. (1989). Geological characteristics and mineralogical evolution of the As-Sb-Au (Pb-Zn-Cu-Ag) menalizations related to mafic intermediate subvolcanic rocks in the Cantabrian Zone, North Spain. «Gold 89 in Europe». International Symposium in Europe, on gold metallogeny, exploration and beneficiation. Toulouse, France. *Blackwell Scientific Publications. Terra Abstracts*, 1.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. y HEREDIA, N. (1988). La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 207-231.
- RUPKE, J. (1965). The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 32: 1-74.

- SAVAGE, J. F. (1967). Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso Basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39: 193-247.
- SITTER, L. U. de y BOSCHMA, D. (1966). Explanation of the Geological Map of the Paleozoic of the Cantabrian Mountains, Sheet 1, Pisuegra. *Leidse Geol. Meded.*, 31: 192-238.
- SUAREZ, O. y CORRETGE, L. G. (1987). Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa. 13-25. In: Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro Homenaje a L. C. García de Figueroa. *Ed. Rueda*. Madrid. 542 pp.
- SUAREZ, O. y GARCIA, A. (1974). Petrología de la granodiorita de Peña Prieta (León, Santander, Palencia). *Acta Geol. Hispánica*, 9, 5: 154-158.
- VEEN, J. van (1965). The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35: 43-103.
- WAGNER, R. H., CARBALLEIRA, J., AMBROSE, T. y MARTINEZ GARCIA, E. (1984). Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 n.º 17 (Barruelo de Santullán). 113 pp., *Segunda serie MAGNA*, Primera edición. IGME. Madrid.

Recibido, 7-VI-90

Aceptado, 15-VII-90