

HOJA 19-20
TORRELAGUNA

MEMORIA EXPLICATIVA

DEPARTAMENTO DE
PETROLOGIA Y GEOQUIMICA
(UNIVERSIDAD COMPLUTENSE)

2.1.- Descripción de los Materiales	1
2.1.1.- Metasedimentos	2
2.1.1.1.- Metasedimentos de la Zona de --- Colmenar Viejo-Soto del Real ...	2
- Paraneises.....	3
- Marmoles y rocas de silicatos cálcicos	7
2.1.1.2.- Metasedimentos del sector oriental "El Vellón-Pedreuela".....	12
- Micacitas y paraneises biotíticos	13
- Paraanfibolitas	16
2.1.2.- Rocas ígneas Prehercínicas	18
- Ortoneises bandeados con glándulas espórádicas	18
- Ortoneises glandulares mesócratos	21
- Ortoneises glandulares metagraníticos ..	24
- Enclaves	29
- Leuconeises	30
- Ortoanfibolitas	32
2.1.3.- Rocas ígneas Hercínicas	33
2.1.3.1.- Rocas Plutónicas	34
- Leucogranitos foliados. Tipo - Los Remedios	34
- Granodioritas básicas y tonalitas	37
- Adamellitas porfidicas. Tipo - Sierra del Frances.....	38
- Adamellitas con cordierita --- porfidica. Tipo Colmenar Viejo	42
- Adamellitas con cordierita. -- Tipo Los Palancares.....	45
- Leucogranitos de grano grueso. Tipo La Pedriza.	48
- Leucogranitos de grano fino- medio	51
2.1.4.- Rocas filonianas	54
- Aplitas	54
- Microdioritas	55
- Pórfidos graníticos y adamellíticos	57
2.2.- Características del Metamorfismo	60
2.2.1.- Metamorfismo regional	61
2.2.2.- Metamorfismo de contacto	64
2.2.2.1.- Metamorfismo de Contacto asociado al Macizo Granítico de La Cabrera.....	64
2.2.2.1.- Metamorfismo de contacto asociado a la intrusión granítica de El Molar.....	65
2.3.- Geoquímica.....	66
2.3.1.- Rocas metamórficas paraderivadas	67

2.3.2.- Neises mesócratos-melanócratos	68
2.3.3.- Ortoanfibolitas	68
2.3.4.- Ortoneises glandulares	69
2.3.5.- Leuconeises	71
2.3.6.- Granitoides Hercínicos	71
3.- Bibliografía.....	74

2.1.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

2.1.1.- METASEDIMENTOS

En esta Hoja los metasedimentos se pueden agrupar en dos conjuntos distintos en base a su localización geográfica, así como a otros rasgos tales como, tipo de asociación litológica y características texturales. El primero lo denominaremos Metasedimentos del Sector Occidental (Colmenar Viejo-Soto del Real) y el segundo Metasedimentos del Sector Oriental (El Vellón-Pedrezuela). Pese a la clara individualización geográfica de ambos conjuntos dentro de la Hoja, se ha optado, al igual que en las restantes Hojas de la Sierra de Guadarrama, por no diferenciarlos en el mapa debido al desconocimiento que por el momento se tiene de sus relaciones cronoestratigráficas. En cualquier caso se describen separadamente en esta memoria.

2.1.1.1.- Metasedimentos de la zona Colmenar Viejo-Soto del Real.

Se agrupan en este epígrafe un conjunto de metasedimentos formado principalmente por paraneises con intercalaciones importantes de mármoles y rocas de silicatos cárnicos y niveles cuarcíticos de poca importancia. Afloran sólo en la parte occidental de la Hoja formando una banda irregular arqueada que se extiende desde Colmenar Viejo hasta las proximidades de Soto del Real. A techo estructural de esta banda de metasedimentos se sitúa el ortoneis de Los Remedios que es intrusivo en ellos. Por debajo el contacto es más complejo, siendo en unos casos con ortoneises glandulares metagraníticos y en otros con metasedimentos análogos a la del sector oriental (El Vellón-Pedrezuela).

- Paraneises

Son rocas feldespáticas de grano fino (0,15-0,20 mm.) y color oscuro en las que no se observan estructuras migmatíticas. Estos rasgos, junto a la presencia de una textura maculosa, visible fácilmente en el campo les dan un aspecto corneánico que les diferencia claramente de los metasedimentos del sector oriental.

Presentan un bandeado tectónico definido por la alternancia de capas milimétricas de color gris ricas en plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, y otras más finas y oscuras en las que se concentra la biotita y la sillimanita. Este bandeado define una foliación dominante hercínica y encierra una esquistosidad sigmoide anterior. Son frecuentes en estos paraneises pliegues post-foliación de escala centimétrica a decimétrica debidos probablemente a la F_3 hercínica (dirección NO-SE en esta zona). Asimismo y con carácter más local se observa una crenulación más débil cruzada con la anterior de dirección NE-SO que representa una fase de pliegues radiales tardihercínicos F_4 .

Texturalmente estos paraneises son rocas granolepidoblásticas, de grano fino y frecuentemente con textura maculosa.

La composición mineralógica es monótona y consiste en cuarzo, plagioclasa, biotita, sillimanita y feldespato potásico como minerales principales con apatito, circón y distena accesorios. Ocasionalmente se han encontrado granate y cordierita así como distena y andalucita. Además de estos minerales que constituyen la paragénesis estable en o cerca del máximo metamórfico, es muy abundante la

muscovita retrógrada. Las alteraciones retrógradas de bajo grado (sericitia y clorita principalmente) son sólo importantes en proximidad a bandas de deformación dúctil-frágil o frágil tardías.

El feldespato potásico pertenece a la paragénesis metamórfica. Es una ortosa con micropertitas en strings, a veces algo microclinizada y en la que se aprecia deformación interna (extinción ondulante) y a veces un pseudozonado. También se observa algo de feldespato potásico hidrotermal.

La plagioclasa se asocia al feldespato potásico y al cuarzo en las bandas félsicas con textura granoblástica. Es una andesina ácida (aprox. An₃₅₋₄₀) a veces con débil zonado normal a bordes de An₃₀.

La sillimanita es abundante. Domina la variedad prismática aunque también se observa fibrolita, asociada a ésta. La sillimanita se asocia principalmente a la biotita en las capas oscuras, definiendo una lineación mineral sobre la foliación predominante. No obstante también se encuentra algo de sillimanita en los dominios microlíticos definiendo una esquistosidad anterior. Es corriente que la sillimanita prismática y la fibrolítica se dispongan sobre la foliación con cierta tendencia a formar pequeños nódulos elipsoidales de 1-3 mm. orientados sobre ellas y sobre los que crece ulteriormente placas de muscovita histerógena. Estos nódulos y su retrogradación son los responsables de la textura maculosa que muestran estas rocas. Los micropliegues F₃ afectan a los haces de sillimanita. Este mineral es por consiguiente esencialmente sin-F₃, aunque algo de sillimanita debe de ser posterior a esta fase. No

obstante durante la F₂ persisten condiciones en las que el mineral sigue siendo estable.

El granate se presenta en forma de pequeños granos irregulares aislados o en archipiélagos procedentes de la resorción de primitivos porfiroblastos de mayor tamaño. Están transformándose a cuarzo, biotita, plagioclasa y cordierita con posterior nucleación de sillimanita, estos últimos veces se disponen en corona irregular entorno al granate. También puede encontrarse granate en contacto con feldespato potásico. En resumen el granate está en contacto con todos los demás minerales progradados de la roca con los que forma paragénesis aunque se encuentra en proceso de sustitución progresiva por los mismo. El mineral es probablemente anterior a la foliación visible (S₂)

La cordierita se ha encontrado sólo en las rocas con granate relictos lo que confirma una relación reaccional entre ellos. Aparte de sustituir al granate, la cordierita se presenta en cristales irregulares alargados, sobre la foliación y asociados a sillimanita. Puede estar más o menos pinnitizada. La cordierita, al igual que la sillimanita se forma principalmente durante el desarrollo de la S₂ aunque deben de persistir condiciones dentro de su campo de estabilidad hasta la F₃ inclusive.

La distena solo se ha observado en un caso, precisamente en una roca con granate y cordierita. Se presenta como granillos abundantes irregulares, blindados siempre por cordierita que los aisla del resto de la paragénesis. Se trata pues de un mineral reicto metaestable. Es posible que el periodo de cristalización sea pre-S₂.

La andalucita se ha encontrado en la misma muestra que contiene distena. Constituye agregados de cristales euhedrales que atrapan lineaciones de inclusiones rectas de la S_2 (texturas helicitas rectas). Su blastesis seria posterior a la F_2 .

Como ya se ha dicho la moscovita es abundante en estas rocas en forma de metablastos relativamente grandes (0,5-1 mm.) de bordes simplectíticos que crecen sobre los agregados de sillimanita discordantemente respecto de S_2 (Cross-Micas). En las rocas donde se observan micropliegues de F_3 las placas de moscovita fosilizan a veces las charnelas de los mismos. No obstante los metablastos muestran cierta orientación dimensional estadística en relación con las estructuras de la F_3 lo que sugiere un crecimiento tardicinemático a la F_3 . Por otro lado las placas de moscovita pueden mostrar una débil deformación superpuesta en forma de doblamientos y kinkados que puede atribuirse a una fase de deformación posterior (F_4 ? de pliegues NE-SO).

Es interesante destacar la existencia corrientes en estas rocas de turmalina accesoria en cristales post- S_2 con texturas helicíticas rectas de esta foliación. A veces se asocia claramente a las moscovitas metablásticas. Probablemente ambos minerales se relacionan con una actividad hidrotermal en condiciones metamórficas ya de grado medio, en relación con el emplazamiento del cortejo de granitoides de dos-micas de Los Remedios-Rancajales.

- Mármoles y rocas de silicatos cárnicos

Estas rocas son bastante frecuentes intercaladas en los paraneises.

Forman afloramientos de cierta extensión como el de Cerro Eugenio junto a Colmenar Viejo, constituido por mármoles y rocas de silicatos cárnicos o bien cuerpos lenticulares bastante continuos como el que se observa al oeste de Arroyo Espino. En los Rancajales los cuerpos de rocas de este tipo se reducen a lentejones pequeños (boudines) de rocas de silicatos cárnicos desconectados entre sí, se localizan generalmente jalonando la zona de cizalla a muro estructural de este conjunto de metasedimentos. Probablemente tamaño y desconexión guardan relación con la elevada deformación visible en esta zona.

Los mármoles sólo se han observado en Cerro Eugenio donde forman probablemente la charnela de un pliegue y en sus inmediaciones, al norte de la autovía y en un pequeño "roof pendant" al este de la carretera local de Colmenar Viejo a Guadalix.

Los mármoles son rocas de color blanco en las que destacan sobre la mesostasia carbonatada abundantes porfiroblastos de gran tamaño (3-4 cm.), de grosularia a idocrasa dispuestos en bandas continuas o como sartas de cristales. Estas definen una verdadera fábrica planar que como se comprueba al microscopio mimetiza un bandedo composicional anterior que podría ser una S_0 . Se observa, asimismo una esquistosidad local oblicua a esta fábrica, subvertical y norteada, probablemente en relación con las fallas de desgarre que abundan en esta zona de la Hoja, o

bien ligadas a la fase 5 de repliegues longitudinales (NO-SE) de gran radio.

Los mármoles están compuestos por calcita, clinopiroxeno, granate, idocrasa, y wollastonita como minerales principales. A estos hay que añadir feldespato potásico en proporciones que llegan a ser importantes en los tipos transicionales a rocas de silicatos cárnicos. Como minerales secundarios se encuentran calcita, cuarzo y clinozoisita.

El clinopiroxeno se concentra en bandas de espesor milimétrico a centimétricos, probablemente miméticas de una primitiva estratificación. Es un tipo incoloro de tipo diópsido.

El granate y la idocrasa crecen precisamente sobre estas bandas. El primero es de tipo grosularia observándose en la segunda un zonado óptico cerca del borde. Ambos se presentan en forma de grandes poiquiloblastos cribados de cristalitos de clinopiroxeno de tamaño inferior a los de la mesostasia. Sus bordes son muy irregulares e interpenetrados con la mesostasia, carbonatos, o cristales de feldespato potásico. En el primer caso (matriz carbonatada), los granates y en menor proporción la idocrasa muestran en los bordes crecimientos radiados de wollastonita en fibras o prismas finos que se aprecian a simple vista. La wollastonita intercrece con el granate desde el mismo núcleo de los cristales donde se presenta como prismitas de pequeño tamaño que muestran ya la disposición centro radiada. Hacia el borde del granate el tamaño de los prismas aumenta llegando a formar en la parte externa del cristal una verdadera corona de aspecto

reacional. No obstante podría tratarse también de una verdadera textura simpleteítica en la que ambos minerales crecen simultáneamente. Cuando los porfiroblastos de granate o idocrasa crecen en niveles más impuros ricos en feldespato potásico, este último aparece también como inclusión junto con el clinopiroxeno. En estos casos no se observa wollastonita lo que demuestra la existencia de un control composicional.

La wollastonita además de asociarse al granate y a la idocrasa en la forma mencionada, se presenta también en cristales aislados en la mesostasia carbonatada de las mármoles con acentuada orientación dimensional en aquellas rocas en las que se observa la esquistosidad tardía citada más arriba. En estas rocas también los cristales de carbonato y clinopiroxeno muestran orientación dimensional acusada.

La retrogradación de estas rocas es débil o moderada y consiste en la sustitución de las wollastonita por calcita y cuarzo, y la transformación del granate y de la idocrasa a cuarzo, calcita y clinozoisita en relación con microfracturas muy tardías.

La separación de efectos debidos al metamorfismo regional y del metamorfismo de contacto provocado en los mármoles por las vecinas adamellitas de tipo Colmenar Viejo, resultan difíciles de estimar dado el elevado grado (grado alto) alcanzado por el primero.

Las rocas de silicatos cárnicos son por lo general de color verdoso y con un bandeados compostional que se refleja en cambios de tonalidades, desde verde pálido a

verde oscuro.

Hay dos tipos principales de rocas de silicatos cárnicos, las piroxénicas y las anfibólicas (paranfibolitas). La textura es granoblástica y el tamaño de grano fino.

Las rocas de silicatos cárnicos de tipo piroxénico consisten en cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno como minerales principales a los que hay que añadir en algún caso granate. Los accesorios, a veces abundantes, son esfena y apatito. El bandeados compositonal es debido a variaciones en las proporciones de los minerales principales.

La plagioclasa es un tipo de composición intermedio-básica (andesina-labradorita). El clinopiroxeno varía de incoloro (diopsídico) a verde pálido (salita, Fe-salita).

La alteración secundaria es débil, reduciéndose por lo general a sericitización de la plagioclasa, sustitución del granate por clinozoisita y formación de anfíbol actinolítico a partir del piroxeno o rellenando fisuras.

Las rocas de silicatos cárnicos de tipo anfibólico están compuestas por cuarzo, plagioclasa y hornblenda como minerales principales pudiendo también encontrarse en elevada proporción feldespato potásico y clinopiroxeno. Los accesorios son esfena, apatito, opacos, círcón y flogopita, esta última en proporción a veces importante.

El anfíbol es una hornblenda verde-azulada y suele ser poiquilitico conteniendo inclusiones principalmente de

cuarzo. En las rocas con clinopiroxeno este parece de formación anterior al anfíbol.

El feldespato potásico es una ortosa algo microclinizada sin pertitas visibles. Frecuentemente muestra texturas de reemplazamiento respecto a la plagioclasa.

La alteración retrógrada se restringe a sericitización de la plagioclasa.

Un caso peculiar de roca de silicatos cárnicos se observa en la zona de Los Rancajes. Se trata de un pequeño lentejón de color blanquecino incluido en los granitos de dos micas que afloran en este área. Es una roca granoblástica con cierto bandeados composicional, formada por cuarzo, feldespato potásico, granate, clinopiroxeno, plagioclasa y wollastonita como minerales principales, con esfena y apatito como accesorios.

La wollastonita se concentra en bandas que alternan con otras en las que se localizan el resto de los minerales principales.

El clinopiroxeno, aparece junto con el cuarzo que es el mineral más antiguo ya que está incluido en todos los demás. Por otro lado la wollastonita parece el más tardío de la sucesión prograda ya que engloba al granate, aunque ambos forman parte de la paragénesis.

La alteración retrógrada consiste en reemplazamientos de las wollastonita por calcita y cuarzo, según microfracturas, así como reemplazamientos de la plagioclasa y rellenos de

fisuras por prehnita. También se observan reemplazamientos puntuales de la plagioclasa por agregados de probable clinzoisita.

La ortoanfibolita de Rancajales deriva probablemente, de rocas ígneas de afinidad toleítica ($\text{SiO}_2 = 48\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0.50\%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\%$).

2.1.1.2.- Metasedimentos del sector oriental "El Vellón-Pedreuela.

Constituyen la prolongación de las series metasedimentarias que afloran más al N (Serie de Buitrago FERNANDEZ CASALS, 1976; y anteriormente fueron estudiadas dentro de este sector por BABIN VICH, 1971; OCHOA, 1976; LOPEZ RAMOS y NAVIDAD 1981; Y GONZALEZ LODEIRO et al. 1988)

Afloran al E y N del Macizo de San Pedro, en el macizo de La Najarra y constituyen el encajante de los cuerpos ortoneísicos que inducen en algún caso (El Vellón y Pedreuela) fenómenos de hidrotermalización junto al contacto, con el desarrollo de turmalinitas anteriores a las dos fases principales de deformación sinesquistosa (S_2 , S_3), visibles en todo el área. Por el E (San Agustín de Guadalix-El Molar), estos metasedimentos son fosilizados por las formaciones Mesozoicas.

La serie metasedimentaria presenta dos tramos; el que ocupa la posición estructural superior, aflora al NE del Macizo ortoneísmico de El Vellón y está formado por micacitas con intercalaciones metasamíticas y potentes niveles de cuarcitas. Este tramo, en el sector

septentrional del macizo se encuentra desconectado del resto de la serie por una falla tardía que origina un importante salto metamórfico; probablemente corresponda a la prolongación de la Falla de Berzosa situada al N de este sector (Hoja de Buitrago) (GONZALEZ LODEIRO, et al. in press).

Hacia el oeste la serie metasedimentaria está formada por esquistos feldespáticos y metasamitas feldespáticas con niveles de escasa potencia de cuarcitas, cuarzoanfibolitas y paraneises biotíticos con pequeños boudins de rocas calcosilicatadas. Estas últimas se encuentran también como macroenclaves dentro de los ortoneises de este sector.

- Micacitas y paraneises biotíticos

Constituyen una serie de ascendencia pelítico-samítica. Son de textura porfidolepidoblástica, siendo su composición mineralógica bastante constante en todo el macizo, a excepción del Sector situado al NE del macizo ortoneisico del Vellón, donde aparecen los tipos más micacíticos.

A escala microscópica presentan dos esquistosidades (S₂-S₃), siendo la última la más evidente ya que desarrolla una foliación lepidoblástica definida por micas tardías que encierra crénulas sigmoidales de S₂.

La asociación mineral que se encuentra en estos metasedimentos está formada por: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, granate y como silicatos aluminicos: estaurolita distena y sillimanita. Como minerales secundarios de origen retromórfico figuran: clorita,

muscovita y sericita; y como accesorios: apatito, circón, rutilo, turmalina y opacos.

Paragénesis metamórficas con granate ± estaurolita sólo se han encontrado al NE del Macizo Ortoneísico de El Vellón; paragénesis donde coexisten distena y sillimanita quedan restringidas al sector comprendido entre el Macizo del Vellón y el contacto oeste del ortoneís de Pedreuela, más al oeste desaparece la distena desarrollándose paragénesis exclusivamente con sillimanita. Así pues, todo este sector, se encuentra situado dentro del grado medio.

Al S del macizo metamórfico y en la proximidad al contacto con la adamellita porfidíca de El Molar han sido citados: cordierita y andalucita en asociación metamórfica de contacto (LOPEZ RAMOS y NAVIDAD, 1981).

Las micas, biotita y muscovita forman crecimientos lepidoblásticos que definen la esquistosidad (S2). La primera de ellas aparece también en porfidoblastos, en asociación con estaurolita, y su formación es sincrónica o ligeramente anterior, a la esquistosidad S2 ya que en ocasiones presenta inclusiones rectilíneas de cuarzo (S1) y colas de presión formadas por clorita, o aparece incluida en la estaurolita.

La estaurolita aparece como mineral estable y con carácter restringido al NE del Vellón. Presenta inclusiones rectilíneas y sigmoidales de cuarzo y rutilo en continuidad con la esquistosidad general (S2); también presenta bordes idioblásticos recrecidos. Su blástesis comprende pues desde la interfase F₁-F₂ hasta después de la F₂.

El granate se encuentra como mineral estable en los esquistos orientales y metaestable en el resto del área. Al igual que la biotita presenta colas de presión definidas por clorita, también encierra inclusiones rectilíneas (S1), helicíticas restringidas al núcleo del cristal, y sigmoidales en continuidad con la S2. El período de blastesis de este mineral se extiende pues desde interfase F_1 -Fe hasta después de finalizar la F_2 . En el resto del área, este mineral aparece como:

- a.- relictio incluido en cuarzo y plagioclasa de recristalización tardía (post- F_2).
- b.- En resopción (texuras en atolón), transformado a biotita, moscovita y cuarzo. A partir del núcleo sillimanita al oeste de El Vellón.

La distena al igual que la sillimanita aparecen con carácter generalizado en el dominio central. La primera es abundante en los metasedimentos que afloran entre los ortoneises del Vellón y contacto oeste del macizo ortoneísico de Pedreuela. Aparece como mineral residual, transformado a sericitia e incluido en plagioclasa o moscovita tardía (sin a post- F_2). En algún caso se han observado secciones tabulares deformadas y desestabilizadas orientadas conforme a la esquistosidad S_2 . El período de blástesis de este mineral puede suponerse ligeramente anterior a la F_2 .

La sillimanita es un mineral frecuente y muy extendido, que incluso llega a aparecer en los micaesquistos surorientados del Vellón. Se nuclea durante la F_2 y aparece frecuentemente en madejas fibrolíticas que definen sigmoides, incluidos entre los planos "C" de la esquistosidad, generada durante la F_2 . Se nuclea a partir de

las micas que componen la esquistosidad S_2 o bien a partir de porfidoblastos de biotita o granate. Con frecuencia aparece incluida en cuarzo sin F_3 o moscovitas sintácticas F_3 . Es pues un mineral sincinético con la F_2 .

Clorita y moscovita tardía son minerales originados durante el metamorfismo retrógrado asociado a la F_3 y post- F_3 . Ambos minerales definen junto al cuarzo, una esquistosidad de cizalla (S_3) muy penetrativa en todo este área; sobre ella aparecen también cristales cruzados de ambos minerales.

- Paraanfibolitas

Aparecen ampliamente repartidas por todo el sector, incluidas entre los metasedimentos o bien como enclaves en los ortoneises.

En el primero de los casos se trata de boudins de cuarzo-anfibolitas granatíferas de procedencia calcosilicatada.

Petrográficamente son rocas granoblásticas con un bandeadío definido por anfíboles y granate. Mineralógicamente presentan una asociación formada por: cuarzo, plagioclasa, anfibol, granate y ocasionalmente desarrollan biotita.

Como accesorios aparecen esfena, círcón, ilmenita, apatito y opacos; y como minerales secundarios de origen retromórfico: anfibol tremolítico, clinozoisita-epidota, clorita y feldespato potásico.

La foliación está definida por un agregado nematoblástico formado por anfibol de tipo hornblenda y biotita. El primero de ellos se encuentra reemplazado por tremolita y minerales del grupo de la epidota y la biotita aparece sustituida por clorita con feldespato potásico residual. Esta transformación va asociada a la F_a y es generalizada en las anfibolitas que presentan texturas miloníticas.

El granate es poiquiloblástico, está orientado conforme a la foliación y es sincinemático con ella.

La plagioclasa forma junto al cuarzo un mosaico granoblástico, presenta macetas mecánicas y está sustituida por carbonatos y productos sericiticos.

Las anfibolitas que aparecen incluidas en ortoneises (p. ej. en Atalaya de El Vellón, Sifón de Guadalix) son rocas masivas muy oscuras de procedencia dudosa y con una foliación mineral definida por anfíboles.

Texturalmente son rocas granoblásticas con una foliación nematoblástica no siempre bien definida. Su asociación mineral está formada por: plagioclasa, anfibol, biotita, clinopiroxeno y esfena, como accesorios: apatito, circón, rutilo, ilmenita y opacos; y como secundarios clorita, feldespato potásico y cuarzo.

El anfibol es una hornblenda verde nucleada a partir de clinopiroxeno que aparece de manera residual y esporádica en el núcleo de ésta; a su vez se encuentra reemplazada por biotita que es sustituida por clorita con feldespato potásico residual. La plagioclasa es primaria, está zonada y

presenta un débil maclado polisintético, es fácil encontrarla como mineral residual totalmente sericitizada.

La esfena es un mineral abundante, ocasionalmente se observan núcleos de rutilo.

2.1.2.- ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS

Constituyen un importante volumen dentro de esta Hoja, forman macizos intrusivos en las series metasedimentarias, y fueron posteriormente deformados y metamorfizados durante la orogenia Hercínica.

Se engloban dentro de este capítulo:

- Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas
- Ortoneises glandulares mesocráticos
- Ortoneises glandulares metagraníticos
- Leuconeises
- Ortoanfibolitas.

- Ortoneises bandeados con glándulas esporádicas

Estas rocas afloran en la parte noroccidental de la Hoja, donde constituyen la continuación meridional de una extensa unidad muy bien representada en la vecina Hoja de Buitrago de Lozoya (484). Estos neises fueron agrupados por FERNANDEZ CASALS (1974), en el tramo B₁ de la Formación de Buitrago, asignándoles un origen esencialmente metasedimentario.

También se adscriben a este conjunto un afloramiento de neises que aparece localizado al sureste de Guadalix de la Sierra, formando un cuerpo lenticular dentro de los metasedimentos de tipo El Vellón-Pedrezuela, así como neises cartográficamente indiferenciados dentro del Macizo de San Pedro (vertiente este).

Se trata de unos neises peculiares, cuyo rasgo más significativo es la presencia de un bandeado metamórfico de tipo estromatítico originado por la concentración de capas de los minerales félidos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa), alternantes con láminas ricas en biotita y sillimanita. El espesor de las capas leucocráticas varía mucho de unos puntos a otros aunque por lo general es del orden de 0.5-1 cm. Por otro lado estos neises pueden contener de forma esporádica glándulas proterógenas de feldespato potásico de hasta 3-4 cm. de tamaño, generalmente muy dispersas y sólo localmente abundantes. Las estructuras nebulíticas tan características en los neises glandulares metagraníticos de zonas de alto grado metamórfico, son poco frecuentes. La escasez o inexistencia de glándulas y carácter aluminíco (Cap. Geoquímica) de estas rocas permite diferenciarlas de los ortoneises glandulares metagraníticos, aunque a veces la distinción puede ser difícil.

En estas rocas se observan esporádicamente enclaves de cuarzo hidrotermal y con más frecuencia de rocas oscuras de grano fino procedentes probablemente de primitivos enclaves microgranudos. En esta Hoja no se han observado enclaves de metasedimentos (rocas de silicatos cárnicos principalmente) que por el contrario son muy frecuentes en la Hoja de Buitrago de Lozoya.

La presencia de glándulas proterógenas y de enclaves de probable origen ígneo, inducen a considerar al menos a una parte de estos neises como ortoderivados en contraposición al origen sedimentario postulado hasta este momento.

En estos neises bandeados son muy evidentes los efectos de la tercera fase hercínica. Esta genera repliegues decimétricos a métricos de la foliación regional (S_1-2) vergentes al suroeste y da lugar a una lineación de microcrenulación y de intersección muy evidente que se refleja en la tendencia general de los leucosomas a adoptar la forma de varillas. Asociada a esta fase se desarrolla una importante lineación mineral marcada por la orientación de nódulos de fibrolita, muy abundantes en estas rocas, y que es coincidente con la lineación de microcrenulación, esto es paralela a la charnela de los pliegues de F_3 .

Texturalmente los neises bandeados son rocas grano-lepidoblásticas. La composición mineralógica es sencilla. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita con apatito, círcón y opacos accesorios. Los minerales secundarios retrógrados son moscovita, a veces en proporción importante, clorita, leucoxeno, sericita, esfena y feldespato potásico. En algunas rocas se ha encontrado cordierita como mineral accesorio.

El feldespato potásico presenta una textura granular alotriomorfa. Aparece en estas rocas como componente de las glándulas proterógenas y en las bandas félsicas migmatíticas de la mesostasia. Esta formado por ortosa, a veces algo microclinizada, frecuentemente micropertítica, con subestructuras internas de deformación (extinción

ondulante) y reemplazamientos en los bordes por plagioclasa mirmequítica.

La plagioclasa sólo se observa en las bandas félasicas, forma un mosaico granoblástico junto con el cuarzo y el feldespato potásico. Incluye fibras de sillimanita y gotas de cuarzo. Es una oligoclasa básica (aproximadamente An₂₀₋₃₀) en la que puede apreciarse a veces un débil zonado normal.

La sillimanita se presenta en forma de nódulos fibrolíticos elipsoidales a veces de gran tamaño (hasta 10 cm. de dimensión mayor) y de forma variable (discos, formas prolatas) dependiendo del tipo de deformación experimentado por la roca durante la F_a. Se asocia a las láminas fémicas biotíticas. Es probablemente un mineral sin-S_e a pos-F_a.

La cordierita, siempre retrogradada a productos micáceos (pinnita), es ocasional. Se presenta en cristales euhedrales pequeños probablemente relacionados con la destrucción de la biotita durante la migmatización. La cordierita se forma mayoritariamente probablemente después de la F_a.

La moscovita es un mineral retrógrado, a veces abundante, sustituye a la sillimanita y en menor proporción a la biotita y feldespatos.

- Ortöneiseses glandulares mesócratos

Constituyen afloramientos de extensión limitada localizados al N y NE de Cabanillas de la Sierra, proximidades de Soto del Real y Navalafuente y extremo SE

del Macizo de San Pedro.

.Estos macizos ortoneísicos afloran de dos maneras diferentes: a).- Aisladamente entre las series metasedimentarias. b).- Asociados a los ortoneises metagraníticos, como sucede en el Macizo de San Pedro. Aunque sus relaciones, no se conocen con precisión, allí donde han podido determinarse (Macizo de San Pedro), se trata bien de un contacto neto de tipo intrusivo deformado frecuentemente milonitizado (F_3).

Estos ortoneises constituyen un volumen importante dentro de las formaciones metamórficas del Sistema Central y fueron caracterizados por primera vez en NAVIDAD y PEINADO (1973), con la denominación de neises glandulares heterogéneos. Dentro de este sector han sido descritos por NAVIDAD, M. (1978) y BELLIDO, F. (1980), formando parte de la denominada Serie Fémica Heterogénea. Se caracterizan estas rocas por su matriz oscura, rica en biotita y por la distribución bimodal de los megacristales feldespáticos, con una población de megacristales de menor tamaño (1-3 cm.), que destaca sobre la matriz proporcionándoles el aspecto de rocas porfiroides y otra población que llega a alcanzar tamaños muy elevados (6-12 cm.), apareciendo los megacristales heterogéneamente repartidos.

La foliación se encuentra definida en estas rocas por capas biotíticas frecuentemente asociados a sillimanita.

Estos neises en la proximidad a zonas de deformación importante (bandas de cizalla de F_2) adquieren una estructura bandeadas definida por capas cuarzofeldespáticas alternantes con niveles biotíticos marcando una foliación

(Se) muy bien definida que encierra a los megacristales feldespáticos en los que se desarrollan colas de presión definiendo texturas de tipo sigmoide.

Petrográficamente estos ortoneises son de textura glandular con una matriz granoblástica y una foliación bien desarrollada.

Presentan una asociación mineral formada por: cuarzo, feldespato potásico, biotita, cordierita, sillimanita y moscovita. Como accesorios más frecuentes figuran apatito, circón, monacita, esfena, turmalina y opacos; y como minerales secundarios retromórficos, sericita, clorita, sagenita y pinnita.

Plagioclasa y feldespato potásico son los constituyentes principales tanto de la matriz granoblástica como de los megacristales. El primero de estos constituye individuos maclados, con maclas de tipo albita, incluye cuarzo en ocasiones con intercrecimientos mirmequiticos. El segundo aparece frecuentemente como microclina pertítica, constituye individuos mono y policristalinos, incluye plagioclasa, cuarzo y biotita, y en ocasiones se encuentra aureolado por albita.

La foliación que rodea y envuelve los megacristales de feldespato proterógenos está formada por un agregado lepidoblástico de biotita y moscovita, esta última ausente en los dominios de alto grado metamórfico; a partir de ellas se nuclea sillimanita fibrolítica, siendo esta substituida por moscovita histerógena y en algún caso por manchas irregulares de cordierita, la cual es a su vez

sustituida por andalucita tardía en las proximidades al Macizo granítico de La Cabrera.

Clorita y sagenita residual sustituyen de forma tardía a la biotita.

Por último hay que resaltar la presencia de turmalina y apatitos muy desarrollados, que se encuentran en estos ortoneises como cristales proterógenos originados muy posiblemente por procesos deutericos ligados a la génesis de estos ortoneises.

- Ortöneises glandulares metagraníticos

Constituyen macizos de extensión variable dentro de la Hoja, siendo en conjunto, las rocas que ocupan mayor extensión.

En el sector más oriental de la Hoja, estos neises afloran entre metasedimentos de grado medio constituyendo los macizos de "El Vellón" y "Pedrezuela". Ambos macizos presentan una facies de borde formada por leuconeises con turmalina a la que se asocia, en el primero de ellos, una facies típicamente porfídica (NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1983) con enclaves microgranudos y surmicáceos. Se encuentran asimismo entre los metasedimentos próximos al contacto de ambos macizos turmalinitas, originadas probablemente por fenómenos deutericos subsiguientes la intrusión de los primitivos cuerpos graníticos.

El sector central de la Hoja, se encuentra ocupado por los macizos de "San Pedro" y "Hormigales" que constituyen

volumétricamente los cuerpos de mayor importancia; se extienden hacia el NO ocupando las cotas más altas (Cerro de la Najarra), continuándose ininterrumpidamente hacia el norte por los altos de La Morcuera y Canencia (Hoja de Buitrago del Lozoya).

Estos macizos, compuestos mayoritariamente por este tipo de ortoneises metagraníticos en sus diferentes facies y por su conjunto leuconeísico asociado, proporcionan regionalmente los mayores resaltes morfológicos, contrastando del resto de las formaciones metamórficas por sus formas alomadas.

Dentro de estos macizos se han diferenciado a gran escala distintos tipos de facies: Glandulares s.s.; bandeados con glándulas y porfídicas, si bien sus relaciones estructurales se desconocen por el momento. Contienen enclaves de naturaleza muy diferente: xenolitos procedentes de rocas de silicatos cárnicos, metapelitas, metacuarцитas y probables autolitos microgranudos. Muchos de estos han sido descritos con anterioridad; como tipos análogos a los metasedimentos que afloran en este sector. (FERNANDEZ CASALS, 1976; NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS 1983).

En general, son rocas bien estructuradas, aunque su grado de anisotropía varía dependiendo del tipo de facies; se observa en ellos una foliación (S_2) replegada que es tanto más patente cuanto menor sea la proporción en glándulas del neis. Esta foliación está fuertemente transpuesta por pequeñas bandas de cizallas posteriores a ella, a favor de las cuales aparecen removilizados tardíos de estructura granular (crociditas de DEWAARD, 1950).

Son rocas de composición esencialmente cuarzofeldespática y con un químismo análogo al de granitos, (ver Cap. Geoquímica), por lo que son tipos favorables a la migmatización y en los que frecuentemente se observan removilizados migmatíticos.

Los tipos glandulares ss, se caracterizan por una elevada proporción de megacristales feldespáticos, sin dispersión en su tamaño y con alto grado de homometria; contienen abundante biotita que se concentra en agregados o en nidos que resaltan del resto de los componentes minerales de la roca y presentan una matriz esencialmente cuarzofeldespáticas y tipo granoblástico. Son frecuentes en estos ortoneises diferenciados micropegmatíticos en pequeñas masas con concentrados de turmalina y sulfuros en y abundantes diques metaaplíticos asociados.

En los tipos bandeados las glándulas disminuyen en proporción y tamaño, y la roca adquiere un aspecto acintado, marcado a su vez por una lineación de estiramiento que es característica en estos tipos más deformados. Este tipo de facies se diferencia bien de los tipos muy glandulares y constituyen, a la escala del macizo, variaciones de estos sin límites bien definidos.

Los tipos porfidicos fueron definidos en el Macizo del Vellón (NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981), donde aparecen como una facies de borde de los glandulares s.s. Su aspecto textural es el característico de facies subvolcánicas; contienen megacristales de pequeño tamaño de feldespatos con bordes reabsorbidos, cuarzo globulosos y nidos biotíticos que destacan sobre la matriz

cuarzofeldespática. Estas facies de borde contienen abundantes enclaves microgranudos y surmicáceos.

Con respecto a la edad de estos ortoneises, actuales representantes de antiguos granitos, existen discrepancias entre los diferentes autores, sobre la situación del evento intrusivo. Dataciones absolutas realizadas en el Macizo de Pedreuela, sobre roca total mediante isocrona Rb-Sr indican una edad 476+10 m.a. (VIALETTE, et al. 1986), que concuerdan con la obtenida en otros Macizos del Sistema Central (VIALETTE, et al. 1987), correspondiendo dicho evento magmático al límite Cámbrico-Ordovicico. Datos de otros autores (BISCHOFF, et al. 1986), obtenidos por el método de U-Pb en circones procedentes de ortoneises análogos (Antoñita neis-Hiendelaencina), indican una edad más antigua 540-560 m.a.

En cualquiera de los casos los datos actuales indican que dicho evento magmático iría ligado a un ciclo anterior al Hercínico del cual no existen evidencias claras.

Texturalmente estas rocas presentan una matriz heterogranooblástica en la que destacan porfidoblastos feldespáticos de mayor tamaño. La foliación es residual en los tipos glandulares ss y bien definida en los bandedos, está constituida por biotita y moscovitas sobre las que se nuclea sillimanita.

Mineralógicamente presentan una asociación mineral formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, sillimanita y granate ocasional; como accesorios aparecen circón, apatito, turmalina, fluorita y opacos.

El feldespato potásico constituye esencialmente tanto la matriz de estas rocas y los porfidoblastos. Generalmente es microclina pertítica, los megacristales son frecuentemente policristalinos, a veces maclados en Carlsbad y en ocasiones presentan un borde albitico con cuarzo mirmequitico.

La plagioclasa primaria (An_{80-85}) constituye megacristales maclados polisintéticamente, presenta frecuentemente lamelas de moscovita orientadas cristalográficamente y ocasionalmente aparecen agregados en sinneusis. La plagioclasa neoformada es más ácida (An_{9-17}) y constituye la matriz de la roca.

La biotita y moscovita forman agregados lepidoblásticos constituyendo la foliación del neis. También existe moscovita neoformada que se nuclea sobre feldespatos o biotita.

La sillimanita es frecuente, aparece como fibrolita y es mimética con la foliación del neis, también se encuentran cristales aciculares o prismáticos incluidos en megacristales feldespáticos.

El granate es accidental y sólo se ha encontrado en los neises más biotíticos.

Las facies porfídicas del Macizo de El Vellón presentan una mineralogía similar a las anteriormente descritas. Se diferencian, sin embargo de ellas por:

- Sus texturas blastoporfídicas.

- Presencia de cuarzos subvolcánicos, agregados plagioclásicos en sinneusis y megacristales de feldespato potásico auroleado por oligoclasa ácida.
- Son también característicos los agregados policristalinos de biotita en "nidos" posibles pseudomorfos de otros ferromagnesianos, la escasa presencia de moscovita primaria y abundante apatito y esfena.
- Enclaves

Se han estudiado tipos xenolíticos del protolito original así como autolitos con textura microgranular (NAVIDAD, 1979; NAVIDAD y LOPEZ RAMOS 1981).

A) **Xenolitos:** tipos micáceos y cuarzopelíticos que presentan contactos netos con el ortoneis encajante y una foliación concordante con la de él.

Los primeros están formados por cuarzo, biotita, plagioclasa y feldespato potásico, con abundante rutilo, círcón, apatito y opacos.

Los segundos son de mayor tamaño y presentan bordes leucocráticos; son de textura granoblástica y en su composición mineralógica el feldespato potásico es predominante.

Ambos tipos son representativos de la serie metasedimentaria encajante de los ortoneises.

b) **Autolitos microgranudos.** También se han diferenciado dos tipos: feldespáticos y biotíticos. Presentan formas redondeadas y bordes variablemente netos con tamaños que oscilan entre 2 y 7 cm. de diámetro. No se ha podido precisar su petrografía.

- Leuconeises

Se engloban bajo esta denominación neises cuarzofeldespáticos de tipo aplitoide y pegmoaplicoide con frecuentes nidos de turmalina rellenando primitivas cavidades miarolíticas y con moscovita predominante sobre la biotita que define la foliación del neis. Son también características de ellos la presencia de granate a veces muy abundante y de elevado tamaño (1 cm.), y de glándulas esporádicas de feldespato.

Estas rocas que aparecen ampliamente repartidas en la Hoja, se asocian a los ortoneises glandulares constituyendo cuerpos de morfología tabular; forma contactos netos con ellos. Otras veces se disponen a borde de los macizos ortoneísicos glandulares y en transito gradual representando facies más diferenciadas de estos (p ej. Vellón-Pedrezuela). Estos tipos leuconeísicos presentan una esquistosidad (S_2) crenulada (F_3) concordante siempre con la de los ortoneises asociados, frecuentemente se observa en ellos una lineación de intersección (L_2) importante, que se traduce por un fuerte acintado y el desarrollo de varillas de cuarzo.

Texturalmente son rocas granoblásticas con texturas de deformación frecuentes, poligonización del cuarzo y desarrollo de morfologías "discoídicales"; microclinización y albitización de feldespatos con desarrollo de mirmequitas y

macias mecánicas en plagioclasa y texturas en mortero a borde de los cristales ed.

Mineralógicamente los componentes principales de estas rocas son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, como accesorios más abundantes aparecen apatito, circón ilmenita, turmalina y granate, este último no siempre presente pero a veces muy abundante.

El feldespato potásico es comúnmente microclina a veces pertítico, forma junto a la plagioclasa, de composición albitica y al cuarzo un mosaico granoblástico frecuentemente poligonizado y recristalizado. También aparece formando porfidoblastos de mayor tamaño incluidos en la matriz.

La biotita al igual que la moscovita no siempre están presentes. La primera define la foliación del neis, forma cristales tabulares al igual que la moscovita, sin embargo, esta última también aparece neoformada con carácter retrógrado a partir del feldespato potásico y sobre la plagioclasa.

El granate aparece de manera esporádica aunque es frecuente y en algunos tipos muy abundante; comúnmente constituye cristales esqueléticos de pequeño tamaño con un composición predominantemente almandínica y menos frecuentemente, forma poiquiloblastos de mayor tamaño con textura cribosa.

La turmalina es también frecuente y abundante. Se asocia a biotita cloritizada, circón y opacos.

- Ortoanfibolitas

Estas rocas no figuran en la columna del mapa dado que su presencia en la Hoja se reduce a afloramientos de muy pequeño tamaño. Su importancia obliga sin embargo, a describirlas en esta Memoria. Las únicas rocas adscribibles a este grupo se han observado en la parte occidental de la Hoja: al NO junto al Puerto de La Morcuera y al N de Colmenar Viejo en el paraje Los Rancajales.

En el primer caso se trata de paleo-diques o filones básicos dentro de los ortoneises glandulares graníticos y afectados por la deformaciones que muestra este. Se observan varias intercalaciones delgadas de hasta 0.5 m., subparalelas y que pueden pertenecer a un sólo dique plegado o a más de uno. En cualquier caso la extensión lateral y transversal de la zona donde afloran estas rocas es pequeña.

En los Rancajales las ortoanfibolitas forman también un pequeño cuerpo lenticular situado dentro de los paraneises con intercalaciones cuarcíticas análogos a los del sector oriental.

En el primer caso la roca tiene textura blastoporfidica con fenocristales de plagioclasa de hasta 3-4 mm. en una matriz muy fina foliada nematoblástica. En el segundo la textura es grano-nematoblástica. En ambos casos la foliación es concordante con la de los neises encajantes (S_e).

La composición mineralógica es parecida en ambos casos, y consiste en hornblenda y plagioclasa como minerales principales, con opacos en Morcuera y opacos (en parte

sulfuros), rutilo, apatito y esfena como accesorios en Rancajales.

El anfíbol es una hornblenda verde-azulada. La plagioclasa es andesina-labradorita. En Morcuera los fenocristales relictos muestran un zonado normal continuo desde aproximadamente An₅₀₋₆₀ a An₄₀ en el borde. Esta última composición coincide con la de los cristales granobláticos de la mesostasia.

La alteración retrógrada se traduce en la formación de pequeñas cantidades de sericita, clinozoisita, clorita y anfíbol actinolítico. Asimismo hay microfracturas con rellenos de feldespato potásico hidrotermal. La diferencia en ambas rocas en la mineralogía accesoria sugiere probables diferencias geoquímicas pese al parecido petrográfico en los minerales principales.

2.1.3.- ROCAS IGNEAS HERCINICAS

Se incluyen bajo esta denominación las rocas plutónicas y filonianas que se localizan preferentemente en la parte occidental de esta hoja constituyendo la prolongación de los macizos distinguidos en la vecina Hoja de Cercedilla. Las primeras, se han subdividido en diferentes unidades intrusivas basándose en criterios estructurales, petrológicos y geoquímicos ordenándose secuencialmente en la leyenda según dichos criterios, y considerando las dataciones absolutas realizadas dentro de las mismas unidades en sectores vecinos a este (IBARROLA, et al., 1986).

Las rocas filonianas aparecen como enjambres de diques que se distribuyen dentro de la Hoja, siguiendo las pautas características de la fracturación tardihercínica. Se han establecido diferentes tipos en función de las relaciones estructurales que presentan y de su composición mineralógica.

2.1.3.1.- Rocas Plutónicas

- Leucogranitos foliados. Tipo Los Remedios.

Estas rocas sólo afloran en la parte suroeste de la Hoja, dentro de una banda de dirección aproximada N-S, limitada al Este por la falla del arroyo de La Tejada y por el Oeste por la carretera de Colmenar Viejo a Miraflores de la Sierra. Por el norte, estos cuerpos de leucogranitos desaparecen prácticamente contra la orla cretácica de Soto del Real-Guadalix, aunque se observa todavía algún cuerpo aislado al norte de la misma, dentro ya del bloque de Hormigales. Por el sur, los leucogranitos de este grupo terminan contra las adamellitas porfidicas de tipo Colmenar Viejo. De hecho no hemos encontrado cuerpos claramente asimilables a estos leucogranitos atravesando a las adamellitas.

Constituyen cuerpos lenticulares de tamaño muy variable (desde decamétricos a kilométricos con anchuras desde algunos metros a hectométricas), generalmente con una dirección entorno de NE-SO. Los más grandes de estos cuerpos afloran en el paraje denominado Peñas Cerro al norte de la base militar de Los Remedios y en la zona del Charcón, junto a la orla cretácica al sur de Soto del Real. También junto al propio Colmenar Viejo.

Estos granitoides han sido descritos anteriormente por GONZALEZ DEL TANAGO y BELLIDO (1981) Y GONZALEZ DEL TANAGO (1985).

Son cuerpos de granitoides muy leucocráticos y muy heterogéneos en cuanto a tamaño de grano y composición mineral, variando en pequeñas distancias desde tipos aplíticos a pegmatitas siempre moscovítico-biotíticas. Son intrusivos en los distintos tipos de paraneises y ortoneises que afloran en la región, mostrando una cierta concordancia con la foliación metamórfica, aunque a la escala de afloramiento los contactos son en detalle discordantes. Son frecuentes en estos granitoides las fábricas planares debidas a bandeados composicionales o de tamaño de alargamiento del cuerpo intrusivo y buzan por lo general hacia el noroeste, paraconcordantemente con la foliación del encajante. Es de destacar, asimismo, el desarrollo observado en algunos casos, de una verdadera estructuración tectónica. Este es el caso del macizo de Peñas Cerro, que muestra en su parte basal una marcada foliación subsolidus. Asimismo algunos cuerpos están afectados por una de las fases de replegamiento que afectan a la foliación regional S_{1-e} . La posición cronológica de estos granitoides respecto a los demás granitos que afloran en esta Hoja es por el momento incierta. Parecen por un lado anteriores a las adamellitas porfídicas de tipo Colmenar Viejo cuyo emplazamiento puede relacionarse con una fase tardía de replegamiento de dirección NO-SE (probablemente la F_4). Por otro lado son al menos en buena parte posteriores a la fase tangencial mayor F_2 . Por el momento los consideramos en la columna como las rocas intrusivas hercínicas más antiguas de la Hoja.

Texturalmente son rocas hipidiomorfas con tamaño de grano variable desde fino a muy grueso. Algunos cuerpos como el de Peñas Cerro, es mayoritariamente de grano medio a grueso; otros llegan a ser exclusivamente pegmatíticos.

Mineralógicamente son, por lo general, muy monotonos. Están formados por cuarzo, microclina, plagioclasa (albita-oligoclase ácida), moscovita y biotita. La moscovita es por lo general deutérica y se forma a expensas de los feldespatos y de la biotita. Como accesorios se encuentra corrientemente circon, apatito, berilo, topacio, granate, opacos y turmalina. Esta última llega a ser muy abundante, contribuyendo por su color oscuro, su tendencia a concentrarse en bandas a resaltar la fábrica de flujo ígneo característica de estos granitoides. Como minerales secundarios, además de la moscovita, destaca la clorita, fluorita y albita, esta última como sustituciones del feldespato potásico.

Las pegmatitas asociadas a este conjunto de granitoides pueden ser simples o complejas. Estas últimas son las más interesantes, dado su variedad mineralógica y su potencial importancia económica. Han sido descritas en detalle por GONZALEZ DEL TANAGO (1985). Muestran zonalidad textural de borde a núcleo. A los minerales citados anteriormente hay que añadir en estas rocas fosfatos poco comunes como la isokita y la triplita. También niobiotantalita, wolframita, uraninita y pirita. Estas pegmatitas son el resultado de complejos procesos de sustitución subsolidus durante una etapa hidrotermal supercritica.

Estos granitoides son desde el punto de vista geoquímico rocas muy peraluminicas. Como tales y teniendo también en

cuenta su mineralogía, han sido consideradas por VILLASECA (1985) como granitoides de tipo S, procedentes de la fusión durante el metamorfismo regional de rocas mesocrustales, principalmente de los ortoneises glandulares.

- Granodioritas básicas y tonalitas

Estas rocas sólo se han observado formando un pequeño cuerpo al sur de Colmenar Viejo. El afloramiento se encuentra atravesado por diques subhorizontales de leucogranitos bandeados y pegmatitas y es probablemente anterior a las adamellitas de tipo Colmenar Viejo, aunque las relaciones con ellas no son claramente visibles.

El rasgo estructural más sobresaliente es la presencia de una foliación débil que podría relacionarse por su disposición, con una fase de deformación regional débil (probablemente con la fase de pliegues de gran radio NNE-SSE). Texturalmente son rocas de grano medio bastante homogranulares e hipidiomorfas.

Están compuestas por plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda verde y feldespato potásico como minerales principales y allanita, apatito, circón y opacos como accesorios. La alteración secundaria es débil a moderada en intensidad. Está representada por clorita, clinozoisita, sericita y leucoxeno.

El anfíbol se presenta en agregados microcristalinos que conservan un contorno externo prismático por lo que representa probablemente la recristalización de un anfíbol más antiguo de tipo hornblenda marrón, de la que se conservan restos en algún núcleo.

El feldespato potásico es en parte primario y en parte hidrotermal. El primero es una ortosa pertítica alotriomorfa respecto a todos los demás minerales ígneos, incluidos el cuarzo. Es por lo tanto el mineral de cristalización más tardía. El feldespato potásico hidrotermal es adularia y rellena microfracturas junto con un epidota.

El cuarzo está totalmente recristalizado y muestra, al igual que las placas de biotita indicios de deformación.

La plagioclasa es euhedral y muestra zonados poco profundos normales, desde An₅₀₋₅₅ en el núcleo a An₄₅ en el borde).

Los indicios de recristalización manifestados sugieren que estas rocas han experimentado un metamorfismo de contacto, provocado probablemente por las adamellitas de tipo Colmenar Viejo, de aquí la cronología relativa propuesta en la columna.

Las rocas de esta unidad son petrográficamente tonalitas, pero químicamente pueden clasificarse como granodioritas básicas (SiO₂ aprox. 60%).

- Adamellitas porfidicas. Tipo Sierra del Francés.

Este tipo de adamellitas fue definido en la vecina Hoja de Cercedilla donde ocupan una importante extensión como parte del macizo plutónico de La Pedriza. En esta Hoja, las rocas de este tipo afloran sólo en el cuadrante noroeste, como parte de la continuación oriental del macizo de La Pedriza, en el macizo de Navalafuente y como pequeños cuerpos muy deformados localizados al norte de Soto del Real.

entre los dos macizos plutónicos anteriormente citados.

En el macizo de La Pedriza las adamellitas porfídicas de este tipo constituyen la parte externa del macizo bordeando por el norte y por el este a los otros tipos graníticos que forman parte del mismo: leucogranitos de grano grueso y las adamellitas con cordierita. El contacto externo de las adamellitas porfídicas es siempre con los metasedimentos y los ortoneises glandulares del Dominio de la Cuerda Larga.

En el macizo de Navalafuente, las adamellitas de tipo Sierra del Francés, ocupan por el contrario una posición central respecto a los otros tipos graníticos representados también aquí por un leucogranito de grano grueso tipo Pedriza y pequeños cuerpos de leucogranitos de grano fino-medio. Las importantes fallas de dirección NE-SO principalmente que afectan a este macizo modifican considerablemente las relaciones originales entre las distintas unidades plutónicas.

Las adamellitas que afloran en esta Hoja pertenecen a la llamada facies fundamental en la vecina Hoja de Cercedilla (508) y se caracterizan por la abundancia de fenocristales de feldespato potásico de gran tamaño (2-4 cm. y excepcionalmente de hasta 7 cm.) de cuarzo globulosos, más escasos, de aproximadamente 1 cm., inmersos en una matriz de grano medio en la que se incluye la biotita. Asimismo en estas rocas son frecuentes los enclaves microgranudos oscuros de composición tonalítica.

Las estructuras de flujo son bastante acusadas y se manifiestan en bandeados composicionales y texturales, "schlieren" micáceos y disposiciones planares y plano-

lineares de los fenocristales de feldespato potásico. Hacia el contacto con el encajante metamórfico se aprecia un aumento de la heterogeneidad siendo más abundantes los "schlieren" micáceos y más irregular la distribución de los fenocristales, así como su tamaño, que tiende a disminuir al igual que el tamaño de grano de la matriz.

Las trayectorias de las foliaciones ígneas son variables. Así en la parte norte del macizo de La Pedriza, las orientaciones son frecuentemente E-O aproximadamente con buzamientos moderados al norte ($20-50^\circ$), aunque existen bandas o corredores locales donde la foliación es norteada y subvertical. Por el contrario en la parte este del macizo, la disposición de la foliación ignea es sistemáticamente norteada con buzamientos elevados al este próximos con frecuencia a la vertical. Esta misma disposición de la foliación es la dominante en la parte occidental del macizo de Navalafuente.

Es de destacar que esta última disposición de la foliación coincide con una esquistosidad visible en el encajante metamórfico, en la banda situada al norte de Soto del Real entre ambos macizos plutónicos. Esta esquistosidad es de tipo milonítico, subvertical y va acompañada de acusadas lineaciones de estiramiento subhorizontales. Los pequeños cuerpos de adamellitas porfídicas localizados dentro de esta banda, muestran una acusada foliación tectónica con deformación visible de los fenocristales y de los enclaves microgranudos, coincidente con la esquistosidad milonítica del encajante.

Estos datos sugieren que las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés se emplazaron durante la etapa de

deformación que genera la esquistosidad milonítica quedando su fábrica controlada por la geometría de una probable banda de cizalla subvertical de tipo desgarre, al menos, en las proximidades a la misma.

Mineralógicamente estas rocas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales y apatito, circón, opacos y ocasionalmente monacita como accesorios. Los minerales secundarios más corrientes son moscovita, siempre en muy pequeñas cantidades, clorita, rutilo, esfena, opacos, prehnita y sericitas.

El cuarzo se presenta de tres maneras: 1) como fenocristales globulosos de tamaño centimétrico, 2) en la matriz, variablemente recristalizados y conservando contornos idiomorfos frente al feldespato potásico, 3) como pequeñas inclusiones en plagioclasa y en los fenocristales de feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta como componente principal de la población de fenocristales y también como componente de la matriz, aunque en este caso con textura alotriomorfa respecto a la plagioclasa y al cuarzo. En el primer caso los cristales, corrientemente con maceta de Carlsbad, muestran abundante pertitización en venas, así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos frecuentemente con zonado normal, oscilatorio, (entre Anisio aproximadamente) y bordes mirmequiticos en contacto con el feldespato potásico. Suele presentar inclusiones de biotita y a veces de cuarzo.

La biotita es relativamente abundante como láminas individualizadas o pequeños agregados elipsoidales. Se encuentra normalmente transformada en grado variable a minerales deutéricos: clorita, esfena, opacos, rutilo y prehnita.

Como se ha dicho, estas adamellitas se emplazan probablemente durante una fase tectónica menor hercínica que condiciona la fábrica de flujo ígnea y que genera también estructuras y texturas subsolidus claramente tectónicas más o menos acentuadas. La deformación subsolidus observada varía entre protocataclastítica y protomilonítica según que se genere o no una fábrica orientada. En las rocas con deformación cataclastítica se observan cuarzos con extinción ondulante, poligonización y recristalización en grado variable, biotitas dobladas con recristalización en los bordes y feldespatos con texturas en mortero recristalizados y fracturas de cuarzo, así como microclinización del feldespato potásico. Las texturas protomiloníticas se observan cerca del metamórfico o en los pequeños cuerpos dentro del mismo. La biotita se reorienta mecánicamente transformándose en los bordes a moscovita e ilmenita. Posteriormente se altera con cierta intensidad a clorita, feldespato potásico y esfena. La recristalización del cuarzo es muy intensa, así como la microclinización del feldespato potásico. La plagioclasa pese a la deformación conserva el zonado ígneo.

- Adamellitas con cordierita porfidicas. Tipo Colmenar Viejo.

Constituyen la unidad intrusiva más extensa de la Hoja. Comprende varios afloramientos localizados en su parte este

(Colmenar Viejo y NE Guadalix de la Sierra) y un pequeño asomo en la parte occidental, que limita, con las formaciones mesozoicas del sector de El Molar.

En general, todos los afloramientos presentan contactos discordantes netos con los materiales metamórficos preordovícicos, tratándose de ortoneises glandulares en el sector E de la Hoja y esquistos de grado medio en la parte O (El Molar); en este último sector se observa una aureola de contacto alrededor del plutón granítico.

El contacto con el resto de las unidades graníticas (Tipos leucograníticos) es por falla, si bien, incluyen pequeños asomos de carácter aplogranítico.

Morfológicamente, estos granitos dan formas alomadas de escaso resalte; debido a su tamaño de grano (medio-grueso) y a su variable porfidismo son de fácil alteración. Frecuentemente presentan una tonalidad rojiza asociada a las zonas de fractura.

Son rocas de color gris con un tamaño de grano medio-grueso y un grado de porfidismo muy variable de unos sectores a otros.

Son característicos en estas adamellitas la biotita que forma pequeños agregados con cordierita y pequeñas concentraciones de sulfuros; los enclaves microgranudos de composición tonalítico-monzonítica y de tipo surmicáceo y frecuentes pegmatitas rellenando cavidades miarolíticas.

Los fenocristales feldespáticos alcanzan tamaños entre 3-5 cm. marcando con frecuencia, estructuras de flujo de

tipo linear y plano-linear junto a "schlierens" micáceos.

Sobreimpuesto a estas estructuras primarias se observa una fracturación tectónica con dirección E-O, que favorece el diaclasado y la incipiente cataclasis.

Mineralógicamente están formados por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muy frecuentemente cordierita. Como accesorios figuran: círcón, apatito, monacita esporádica y opacos.

Estos granitos adamellíticos presentan una alteración hidrotermal en grado variable como consecuencia aparecen minerales secundarios, clorita y sagenita procedentes de biotita, pinnita de alteración de cordierita y moscovita.

El feldespato potásico, ortosa, constituye fenocristales subidiomorfos con maclas frecuentes de Carlsbad, muestra pertitas en venas e incluye al resto de los componentes minerales a excepción de la cordierita; es frecuente su microclinización así como los bordes con textura en mortero y un fuerte zonado en parches.

La plagioclasa es por lo general idiomorfa, presenta maclas polisintéticas y un zonado concéntrico normal con núcleo básico sericitizado y borde albítico con cuarzo mirmequítico, forma intercrecimientos con feldespato potásico.

El cuarzo forma parte de la matriz junto con el feldespato potásico y la plagioclasa. Es alotriomorfo y en general aparece poligonizado y con extinción ondulante; aparece incipientemente recristalizado.

La cordierita es abundante, en general se encuentra pinnitizada.

La biotita forma cristales subidiomorfos a veces en agregados en sinneusis; se encuentra incluida en el resto de los componentes principales de la roca y transformada a clorita, epidota y cristales aciculares de rutilo sagenítico.

La moscovita aparece como mineral secundario, se nuclea sobre biotita, pinnita y feldespato potásico.

Por lo que respecta a los enclaves de los granitos adamellíticos, se trata de tipos cuarzo-monzoníticos con una mineralogía formada por plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y mica verde, y como accesorios apatito, circón y opacos. Son de textura porfídica, formada por una matriz equigranular constituida por cuarzo y feldespato micrográfico en el que destacan fenocristales de tamaño mayor de plagioclasa zonada (\pm An₄₀) y cuarzo. La biotita aparece tanto como fenocristal como en la matriz, siendo frecuentes los hábitos aciculares.

- Adamellitas con cordierita. Tipo Los Palancares.

Estas rocas constituyen una unidad intrusiva dentro del Complejo de La Pedriza. Afloran en una banda aproximadamente E-O, limitada al sur por la falla del Valle Hondo, que sigue la misma dirección, y al norte por las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés. Solamente por el este contacta esta unidad, en un pequeño tramo, con las rocas metamórficas del Dominio Najarra-Cuerda Larga.

Son rocas de grano fino a medio (1-4 mm.) en las que destacan fenocristales de feldespato potásico, cuarzos globulosos y placas de biotitas. Los primeros son generalmente escasos y con tamaños comprendidos entre 2-3 cm y excepcionalmente mayores (hasta 5 cm.). Los cristales de cuarzo tienen aproximadamente un tamaño de 1 cm., y son frecuentes. Son además rocas de coloración más clara que las adamellitas de tipo Sierra del Francés, lo que se refleja también en una proporción muy escasa de enclaves microgranudos. Destaca en estas rocas la presencia de cordierita y algo de moscovita bien visibles en el campo.

Se ha podido constatar cierta zonalidad en la distribución de tamaños de grano y probablemente también en la composición hacia el contacto externo de esta unidad con las adamellitas porfídicas tipo Sierra del Francés. En la parte más interna se localizan las rocas de tamaño de grano más grueso (3-4 mm.), algo más ricas en biotita y más pobres en fenocristales de feldespato potásico. En la parte externa las rocas son de grano más fino (1-2 mm.), algo más leucocráticas y los fenocristales de feldespato potásico más abundantes. El paso de un tipo al otro es rápido y no se puede descartar la existencia de un contacto interno. Esta zonación sugiere que esta unidad adamellítica es intrusiva en las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés. La relación temporal con los leucogranitos de grano grueso no puede establecerse en esta Hoja, al estar ambas unidades separadas por la falla del Valle Hondo.

Estructuralmente estas rocas presentan estructuras de flujo planares debidas principalmente a la disposición de los fenocristales de feldespato potásico. Estas estructuras son sistemáticamente E-O y con buzamientos moderados al

norte en casi toda la unidad, excepto en el extremo oriental donde giran bruscamente a prácticamente N-S con elevados buzamientos al este. La organización estructural de esta unidad de adamellitas con cordierita es parecida a la de las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés, aunque más regulares, de hecho las direcciones E-O parecen truncar las direcciones locales N-S de las segundas a lo largo del contacto norte, confirmando así la cronología relativa deducida más arriba. El parecido estructural con las adamellitas porfídicas induce a situar las adamellitas con cordierita inmediatamente por encima en la columna y por debajo de los leucogranitos de grano grueso, estructuralmente isotropos.

Texturalmente las adamellitas con cordierita son rocas inequigranulares hipidiomorfas y porfídicas. Están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales, con cordierita, apatito y círcón como accesorios y cantidades variables de moscovita, sericitita, clorita, biotita verde y fluorita como minerales secundarios.

El cuarzo se presenta en cristales grandes globulosos con extinción ondulante y en cristales pequeños en la matriz, con bordes euhedrales respecto al feldespato potásico.

El feldespato potásico es una ortosa variablemente microclinizada y se presenta como fenocristales euhedrales muy pertitizados y en la matriz, en esta última con texturas intersticiales respecto a los demás minerales principales. Es pues el mineral de cristalización más tardía al igual que en los demás granitoides.

La plagioclasa es subhexagonal. Muestra a veces zonados normales continuos relativamente profundos, desde andesina ácida en el núcleo a oligoclasa (aproximadamente An₁₅₋₂₀) en el borde con rebordes discontinuos y netos de albite. En algún caso, se han observado albitizaciones tardías que destruyen el zonado ígneo.

La biotita aunque mineral principal es escasa, lo que imprime a las rocas una coloración más clara que otras adamellitas de la región. Por alteración deutérica se transforma en agregados de clorita, feldespato potásico y minerales opacos.

La cordierita es un mineral característico en estas rocas donde es relativamente abundante y visible a simple vista aunque varía mucho en contenido y tamaño de unos puntos a otros. Se presenta en cristales euhedrales y a veces intersticial en la matriz. Siempre está totalmente alterada a agregados diablásticos de biotita verde y moscovita deutéricos.

La moscovita es también un mineral corriente en estas rocas. Es claramente deutérica formándose por reemplazamiento del feldespato potásico, de la plagioclasa y de la cordierita. Por lo general su proporción en la roca es inferior al 5% aunque localmente puede ser mayor.

- Leucogranitos de grano grueso. Tipo La Pedriza.

Estas rocas aparecen formando parte tanto del macizo de La Pedriza como del de Navalafuente y La Cabrera. En el primero ocupan una posición interna respecto a las adamellitas tipo Sierra del Francés y a las adamellitas con

cordierita tipo Los Palancares. En Navalafuente los granitos de grano grueso ocupan por el contrario una posición externa respecto a las adamellitas porfídicas aunque las relaciones originales entre ambas están trastocadas por las importantes fallas de dirección NE-SO que afectan al macizo. En el caso del macizo de La Cabrera este tipo de granitoides está bien representado en los afloramientos del sector oriental de la Hoja y más localmente en la parte occidental. En ésta última, el leucogranito de grano grueso es local y varía transicionalmente en el borde del macizo a tipos leucograníticos de grano fino a medio y porfídicos, más ricos en moscovita.

Los leucogranitos de grano grueso son por lo general rocas estructuralmente isótropas en las que sólo localmente se observan estructuras de tipo "schlieren" y bandeados composicionales. Son posteriores a las adamellitas porfídicas de tipo Sierra del Francés, cuyas estructuras internas se cortan, como puede verse bien en la vecina hoja de Cercedilla (508). La edad relativa respecto a las adamellitas con cordierita de tipo Los Palancares, en el Macizo de La Pedriza, no se pueden establecer en esta Hoja, debido a que ambas unidades intrusivas están separadas por la importante falla del Arroyo del Valle Hondo de dirección E-O.

Los leucogranitos de tipo Pedriza son mayoritariamente tipos biotíticos, aunque a veces muestran cantidades apreciables de moscovita (p.e. al S del macizo de Navalafuente). Generalmente son rocas de grano grueso, aunque también pueden llegar a ser de grano muy grueso (más de 1 cm.). Muestran una coloración clara y destacan en ellos la ausencia casi total de enclaves microgranudos o de origen

metamórfico.

Texturalmente son rocas heterogranulares, en las que se observan excepcionalmente fenocristales de feldespato potásico. Con frecuencia presentan subestructuras a la escala mineral de deformación débil, subsolidus, acompañadas de mayor o menor grado de recristalización.

Mineralógicamente están constituidas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, así como localmente cantidades más subordinadas de moscovita y cordierita. Los minerales accesorios son apatito, circón, y opacos. Los minerales secundarios más corrientes son clorita, sericita, rutilo, epidota, opacos, esfena, prehnita, pinnita y ocasionalmente fluorita.

El cuarzo suele presentarse en cristales globulosos de aproximadamente 1 cm. de tamaño. La recristalización corriente de los mismos genera mosaicos granoblásticos con tendencia poligonal.

El feldespato potásico es una ortosa ligeramente microclinizada con textura alotriomorfa respecto a los demás minerales principales de la roca, lo que indica una cristalización tardía. Presenta abundantes pertitas en venas y parches así como inclusiones de cuarzo, plagioclasa y biotita. Ocasionalmente se presenta en fenocristales idiomorfos de hasta 2-3 cm. de tamaño, con extinción ondulante.

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos con zonados normales continuos entre un núcleo de oligoclasa ácida y un borde albítico. Con frecuencia, muestra

deformación mecánica de los planos de macla así como granulación de los bordes de los cristales (textura en mortero).

La biotita se presenta en láminas a veces kinkadas, o bien en agregados policristalinos subesféricos. Por lo general se altera en los bordes a clorita, rutilo sagenítico, esfena y epidota en proporciones variables.

La moscovita es mayoritariamente deutérica y proviene del reemplazamiento de los fenocristales, la biotita y la cordierita.

La cordierita es un mineral accidental en estas rocas. Se presenta en primas totalmente transformados a biotita verde y moscovita-sericita (pinnita).

Las escasas inclusiones microgranudas existentes en este tipo de rocas son composicionalmente granodioritas-tonalitas y están constituidas en su mayor parte por plagioclasa, biotita y cuarzo. Ocasionalmente pueden contener cantidades subordinadas de feldespato potásico.

- Leucogranitos de grano fino-medio

Conforman pequeños macizos circunscritos, localizados al SO de la Hoja y cuerpos de menor extensión con geometría tabular y cupuliforme, incluidos tanto en la unidad adamellítica como en materiales metamórficas.

Constituyen intrusiones tardías de magmas muy diferenciados. Su edad Estefaniense-Pérmico, ha sido determinada por métodos radiométricos en otros sectores del

Guadarrama Central (291 ± 6 m.a. IBARROLA et al. 1986; 287 ± 5 m.a. VIALETTE et al. 1987; 286 ± 18 m.a. BRANDEBOURGER, 1984).

Se caracterizan estos cuerpos porque desde un punto de vista estructural presentan facies muy variadas; los cuerpos tabulares, son generalmente aplitoïdes en los que resaltan nidos de cordierita y en los que la biotita es de hábito acicular a veces en "ala de mosca".

Los macizos con mayor extensión no siempre presentan dos micas (Cabeza Illescas). En general son de grano medio-fino pero también incluyen facies porfidicas, este porfidismo que se hace característico en los bordes de los macizo, donde se encuentran facies de textura subvolcánica típica que incluyen pequeños enclaves microgranudos.

Morfológicamente estos leucogranitos dan los resaltes topográficos, ya que debido a su textura son más resistentes a la erosión.

Mineralógicamente están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, pudiendo estar presentes biotita, moscovita y cordierita. Como accesorios figuran, circón, apatito y opacos.

Presentan una alteración hidrotermal en grado variable que se acompaña de neoformación de minerales secundarios: clorita y rutilo sageníticos procedentes de biotita, y sericita procedente de plagioclasa y moscovita.

Son rocas con textura holocristalina pero con frecuente carácter hipoabísal: se observan en ellos mirmequitas, y micropegmatitas que alcanzan gran desarrollo en los tipos porfidicos.

El cuarzo en general, se presenta con caractéres subvolcánicos, formas ameboïdes, y frecuentemente poligonizado y con fuerte extinción ondulante.

La plagioclasa presenta maclas polisintéticas, se encuentra zonada y con abundantes inclusiones en su núcleo ("Clouded"), incluye moscovita.

El feldespato potásico a veces microclina, presenta maclas de tipo Carlsbad, pertitas en venas, en ocasiones aparece zonado observándose entonces un borde albítico con macla en damero, forma con el cuarzo intercrecimientos micropegmatíticos.

La biotita se presenta en cristales tabulares y aciculares con un hábito frecuente en "punta de flecha". Se encuentra intercrecida con moscovita y al igual que ésta presenta corrosiones, lo que indica, unas condiciones de cristalización metaestables.

La cordierita no siempre está presente, siendo lo más frecuente encontrarla pseudomorfizada por pinnita.

2.1.4.- Rocas filonianas

Las rocas filonianas presentes en esta Hoja son de cuatro tipos: aplitas, microdioritas, pórfidos granítico-adamellíticos y filones de cuarzo.

Los tres primeros se agrupan en haces compuestos de los que en esta Hoja se pueden distinguir dos: el de Navalafuente-Pedriza, la norte, de dirección NE-OSO a E-O, y el más importante de San Pedro-Colmenar Viejo al sur. La dirección de este último haz gira de NE-OSO en el macizo de San Pedro a ONO-ESE al O de Colmenar Viejo.

El primer haz está dominado en esta Hoja por diques microdioríticos, seguidos de los aplíticos y escasos pórfidos. Por el contrario, en el segundo dominan los pórfidos siendo muy escasas las microdioritas (no representables cartográficamente) y las aplitas.

El orden de antigüedad de estas rocas es problemático y se describen seguidamente según el orden de antigüedad decreciente más probable.

Una amplia revisión de las rocas filonianas de la Sierra del Guadarrama se puede encontrar en HUERTAS (1985).

- Aplitas.

Los diques de aplitas en esta Hoja constituyen un único haz de dirección ENE-OSO que discurre al norte de Soto del Real. El recorrido de estos diques suele ser kilométrico y su anchura no superior a los 3-4 m.

Texturalmente son rocas holocristalinas, a veces microporfídicas, alotriomorfas a hipidiomorfas, de aspecto sacaroideo, de grano fino y matriz frecuentemente granofídica.

Los minerales principales son feldespato potásico, albita (An_{5-10}) y cuarzo a los que se puede añadir ocasionalmente algo de moscovita. Los accesorios más importantes son biotita verde rica en Al_2O_3 , apatito y turmalina.

La moscovita se presenta en plaquitas de bordes irregulares y es de origen deutérico, formada por reemplazamiento de los feldespatos.

La biotita verde muestra hábitos esqueléticos aciculares.

Los fenocristales tienen tamaños milimétricos y son de cuarzo y feldespato potásico.

- Microdioritas.

Las microdioritas se asocian a los dos haces filonianos compuestos que aparecen en la Hoja.

Los diques suelen tener recorridos largos, kilométricos con espesores desde decimétricos a 1-2 m. máximo. En algunos casos parecen anteriores a los pórfidos, y otras veces parecen sincrónicos con ellos.

Suelen presentar contactos netos y bordes de enfriamiento afaníticos, así como enclaves del material encajante granítico y otros más oscuros y de grano más fino.

Texturalmente son rocas holocristalinas más o menos porfídicas con fenocristales esporádicos de tamaño milimétrico de plagioclasa, anfibol y biotita, incluidos en una matriz subafanítica o microgranular con textura intergranular.

Composicionalmente son dioritas y cuarzodioritas constituidas por plagioclasa (andesina-labradorita), hornblenda y biotita como minerales principales, y cuarzo, opacos, feldespato potásico y clinopiroxeno como accesorios.

Es destacable en estas rocas la presencia de dos tipos de cuarzo. Uno de ellos consiste en xenocristales subredondeados con tamaños de hasta 1 cm. y bordes de reacción con un espesor medio de 1 mm. Los bordes de reacción están formados por un intercrecimiento radial de anfíboles hornbléndicos y actinolíticos, epidota, clorita, opacos y a veces piroxeno (cuando este mineral forma también parte de la asociación ígnea). El segundo tipo de cuarzo consiste en pequeños cristales intersticiales y de cristalización tardía restringidos a la matriz de la roca.

El grado de alteración en estas rocas, es por lo general, elevado. Son abundantes los siguientes minerales secundarios: actinolita, clorita, clinozoisita-epidota, prehnita, esfena, sericitita y carbonatos.

- Pórfidos graníticos y adamellíticos.

Son con mucho, las rocas filonianas más abundantes en la Hoja.

Se presentan por lo general en diques de espesor muy variable (entre 0.5 y 15; excepcionalmente hasta 100 m.) y recorridos por lo general no superiores a los 5 km. También en esta Hoja los pórfidos constituyen pequeños cuerpos intrusivos subvolcánicos de variada morfología.

Asimismo al norte de Colmenar Viejo, entorno al Cerro Eugenio, se puede cartografiar una masa de pórfido de aspecto laminar, instalado entre el encajante metamórfico y la adamellita de tipo Colmenar Viejo cuyo contacto en esta zona es subhorizontal.

Las características petrográficas de estos pórfidos son semejantes a los filonianos por lo que se describen conjuntamente.

Los contactos de los pórfidos con las rocas encajantes son netos y muestran bordes de enfriamiento rápido que puede llegar a los 0.3 m. de espesor.

Son corrientes las estructuras de flujo magmático consistentes en orientaciones planares de los fenocristales paralelas al trazado del dique.

Son frecuentes los enclaves de naturaleza variada. Por un lado los de la roca encajante con aureolas feldespáticas o biotíticas y fenómenos de contacto térmico (vitrificación). Por otro inclusiones de pórfidos de

naturaleza más básica que el encajante, así como enclaves microgranudos oscuros. También se pueden encontrar enclaves, que pueden ser muy abundantes, de material metamórfico, muy biotíticos.

Texturalmente los pórfidos graníticos-adamellíticos son rocas por lo general holocrystalinas e hipidiomorfas que presentan fenocristales idiomorfos de feldespatos, cuarzo y a veces biotita, inmersos en una pasta microgranular o criptocrystalina, a veces con intercrecimientos micrográficos y granofídicos (estos últimos en los diques adamellíticos que llegan a ser verdaderos granofídos). En las facies de borde son corrientes texturas esferulíticas o protoesferulíticas (p.e. el dique situado a unos 2 km. al noroeste del Cerro de San Pedro).

Composicionalmente están formados por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Los accesorios frecuentes son apatito acicular o en granos subredondeados, círcón, opacos y esporádicamente allanita.

Los fenocristales de plagioclasa son de composición oligoclasa en los diques más ácidos y andesina en los más básicos. Presentan corrientemente zonado normal oscilatorio.

Los fenocristales de feldespato potásico son ortosas por lo general muy pertíticas con exoluciones marginales albíticas. En la matriz este mineral constituye una segunda generación más tardía pues se presenta siempre como granos intersticiales.

La biotita presenta textura seriada y a veces microagregados con textura decusada procedentes de la

transformación (recristalización) probablemente de otra biotita previa.

El cuarzo puede presentarse también como fenocristales con morfologías de alta temperatura y con texturas de deformación-recristalización superpuestas.

En general todos estos diques han experimentado una alteración deutérica moderada que se manifiesta en: sericitización de los cristales de plagioclasa (principalmente los núcleos más básicos, transformación en los bordes de la biotita a un agregado de clorita, rutilo y esfena, y abundancia relativa de moscovita, epidotas y carbonatos diseminados en la roca).

Al sureste de Guadalix de la Sierra, entorno al campo filoniano del Arroyo Valdemoro, los diques muestran una intensa alteración hidrotermal de tipo greisen con sustituciones de la roca por moscovita, biotita verde y cuarzo acompañados por cantidades variables de fluorita.

2.2.- CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO

2.2.1.- METAMORFISMO REGIONAL

Los metasedimentos y las rocas ígneas prehercínicas (ortoneises y ortoanfibolitas) pertenecientes a esta Hoja han experimentado junto al resto de los materiales metamórficos del Sistema Central, una evolución metamórfica durante el ciclo orogénico Hercínico.

Debido a su situación geográfica, el área correspondiente a esta Hoja constituye la prolongación meridional de las formaciones metamórficas que afloran en la región de Buitrago-Somosierra por lo que presenta caracteres metamórficos análogos.

De Este (Sector del Vellón-Pedrezuela) a Oeste (Colmenar Viejo-Soto del Real), se observa una zonación metamórfica prográda y las paragénesis minerales encontradas caracterizan un metamorfismo que evolucionaría desde una etapa inicial que se desarrolla en condiciones de P intermedia hasta una etapa final en condiciones de baja presión (FUSTER et al., 1974).

Así pues, y en orden a establecer una correlación con otros sectores metamórficos de la cadena definiremos las características de las diferentes etapas metamórficas reconocibles (M_1 , M_2 , M_3), situandolas dentro de la evolución polifásica del ciclo Orogénico Hercínico (BELLIDO, et al., 1981; CASQUET Y TORNOS, 1981; VILLASECA 1983; CASQUET Y NAVIDAD, 1985).

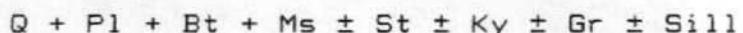
La etapa de metamorfismo inicial M_1 comienza durante la primera fase de deformación (D_1) que tiene lugar bajo un régimen compresivo. Esta etapa metamórfica M_1 se prolonga

durante la segunda fase (D_2) que se desarrolla dentro de un ambiente de tectónica tangencial finalizando simultáneamente con ella (desarrollo de cabalgamientos).

El metamorfismo M_1 comienza con el desarrollo de paragénesis que incluyen: granate, clorita y biotita en condiciones metapelíticas:



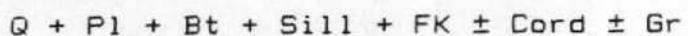
Evolucionando al finalizar esta etapa (interfase D_1-D_2) a paragénesis de mayor temperatura con nucleación de estaurolita y distena, y blastesis de sillimanita sincrónica con la segunda fase de deformación D_2 .



Asimismo y durante todo este periodo sigue ininterrumpidamente la formación de granate almandínico.

Así pues, la etapa metamórfica M_1 se desarrolla en condiciones de P/T intermedias (distena-sillimanita) y con temperaturas progresivamente en aumento; los gradientes geotérmicos medios estimados oscilan alrededor de 25°C/Km para esta etapa (LOPEZ RAMOS, C. & NAVIDAD, 1981; GONZALEZ LODEIRO et al., 1988).

La etapa de metamorfismo M_2 puede definirse como de descenso de la presión litostática y corresponde en líneas generales al comienzo de descompresión y levantamiento de la cadena. El comienzo de esta etapa M_2 coincide con el final de la segunda fase de deformación D_2 y es en esta etapa cuando se alcanza el clímax metamórfico con el desarrollo, en el sector más profundo (Colmenar-Guadaluix), de paragénesis del tipo:



Al mismo tiempo tiene lugar la blastesis de fases minerales

de bajo presión, andalucita, cordierita y sillimanita mineral este último cuyas condiciones de formación perduran durante todo el periodo de deformación D₃.

Existe sin embargo, un desfase temporal entre el sector oriental (El Vellón-Pedrezuela) y occidental (Colmenar-Guadalix) con respecto a las condiciones de estabilidad del granate y sillimanita. La blastesis de estos minerales se interrumpe al finalizar la D₂ en el sector oriental cuyas condiciones metamórficas permanecen siempre dentro del ámbito de estabilidad e la moscovita (grado-medio). Por el contrario, en el sector occidental donde se superan estas condiciones (grado alto), la blastesis de sillimanita persiste durante la fase D₃. Generándose también fundidos parciales que son controlados por composiciones litológicas favorables (tipos cuarzofeldespáticos).

Por lo tanto, la etapa M₂, se desarrolla en este sector en condiciones de baja presión y temperaturas medias a altas (T 550°C a 700°C) desarrollándose durante ella una zonalidad metamórfica característico (GONZALEZ LODEIRO et al., 1988).

El metamorfismo M₃ es, en líneas generales, coincidente con la deformación D₃ en el sector oriental (El Vellón-Pedrezuela), mientras que en el sector occidental (Colmenar-Guadalix), se produce principalmente al finalizar esta fase con posterioridad a ello. Es un metamorfismo de carácter retrógrado que conlleva la formación de paragénesis con moscovita, clorita y albita típicas de condiciones de grado, medio-bajo en el que la introducción de agua en la roca ha jugado un papel primordial. Estas características son típicas de segmentos de cadena sometidos a una tectónica de tipo extensional. Esta etapa de metamorfismo M₃ perduró

hasta la finalización del Ciclo Hercínico

2.2.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO

En el área metamórfica de Torrelaguna, los únicos procesos metamórficos de contacto quedan circunscritos a la aureola desarrollada por la intrusión granítica de La Cabrera que se localiza al norte de la Hoja, y a los fenómenos de contacto producidos por la intrusión del granitos de El Molar situado en los alrededores de esta localidad.

2.2.2.1.- Metamorfismo de Contacto asociado al Macizo Granítico de La Cabrera

Este metamorfismo ha sido detalladamente estudiado por BELLIDO, F. (1980) si bien, con anterioridad a este autor, esta problemática ha sido tratada repetidas veces (HEIM 1952; FUSTER, y FEBREL, 1959; LOPEZ RUIZ et al 1975) dentro de ésta área.

Tanto las paragénesis metamórficas que se desarrollan en la aureola de contacto, como las transformaciones que los producen, son ampliamente tratados por BELLIDO, 1981. Dicho autor caracteriza a ésta aureola por el desarrollo de una zona externa con andalucita y otra mas interna con sillimanita. Asimismo resume las transformaciones mineralógicas en:

- Desestabilización de moscovita, biotita en las zonas próximas al contacto.
- Desestabilización de estaurolita y granate regional

2.3.- GEOQUIMICA

Los análisis químicos realizados para el estudio de esta hoja y los existentes en la bibliografía previa (NAVIDAD Y LOPEZ RAMOS, 1981, BRANDEBOUGER, 1984) están compilados en las tablas 1 a 4 junto a la norma CIPW. Los valores de Fe_{eO_3} y FeO se han homogenizado a los valores moleculares $\text{Fe}_{\text{eO}_3}=20\%$ de Fe total con objeto de realizar comparaciones válidas con los valores normativos.

Para las rocas de composición granitoide, sean prehercínicas o hercínicas, se han elaborado diagramas (Fig. 1 a 6) usuales en las asociaciones igneas granitoides, calculando los valores A, B, R-1 y R-2 de DE LA ROCHE (1976, 1980) y utilizando las tipologías de DEBON y LE FORT (1983) de BATCHELOR y BOWDEN (1985) para establecer las relaciones entre el químismo y el contexto geodinámico de la evolución magmática.

Los elementos menores más significativos en rocas granitoides (Rb, Sr, Ba) se han recalculado a 100 de acuerdo con el trabajo de EL BOUSEILY y EL SOKKARY (1975).

2.3.1.- ROCAS METAMÓRFICAS PARADERIVADAS

Hay solamente dos análisis de rocas de este grupo (Tabla 1) lo cual es insuficiente para realizar comparaciones generales. Uno de ellos (9206) forma parte de bandas de cizalla, donde pueden haber existido modificaciones de su composición inicial. Ambos son rocas moderadamente silíceas con contenidos en corindón por encima del 5%. También son más ricos en sodio que en

potasio con relaciones Or/Ab normativas inferiores a la unidad. En el diagrama A-B (Fig. 1) (donde se les ha situado únicamente para compararles con los neises ortoderivados) quedan fuera del campo normal de proyección de rocas ígneas, dentro de la zona composicional de las grauvacas.

2.3.2.- NEISES MESOCRATOS-MELANOCRATOS

Hay un sólo análisis químico (9125, Tabla 1) de rocas de este grupo. Como es usual en otros sectores del Sistema Central, tiene un contenido en silice inferior al 70%, un exceso considerable de alúmina libre (C), una relación ortosa-albita normativas inferior a la unidad y un contenido en minerales normativos oscuros en torno al 10%. En los diagramas utilizados para los ortoneises glandulares (Fig. 1 a 3) esta roca queda proyectada en el campo de los granitoides ígneos, aunque en el A-B se aleja considerablemente del resto de las rocas de este último grupo.

2.3.3.- ORTOANFIBOLITAS

Una roca básica asociada a las rocas metamórficas prehercínicas, transformada en anfibolita (Tabla 1-910B) tiene una composición basáltica o gabroide. La proporción moderada de olivino y el contenido elevado en hiperstena normativa es característico de las toleitas olivínicas, tipo magmático poco frecuente en el Sistema Central pero que ha sido descrito en otras áreas de esta región por VILLASECA (1981). La roca básica inicial, se emplazó probablemente como dique en algún periodo distensivo

subsiguiente al emplazamiento de los ortoneises.

2.3.4.- ORTONEISES GLANDULARES

Se dispone de una serie de análisis relativamente numerosa de las rocas de este grupo especialmente de los sectores de El Vellón y Pedrezuela (Tabla 2) que han sido estudiados por NAVIDAD y LOPEZ RAMOS (1981). Todas las rocas de estas unidades, y también (Tabla 3) las de Hormigales (9086), Morcuera (9126) y un tipo bandeado del Macizo de San Pedro (9196) son rocas muy ácidas con contenidos en silice superiores al 70%.

En la mayor parte de estos tipos, las relaciones Or/Ab son superiores a la unidad, especialmente en la serie de análisis de Pedrezuela; por el contrario los tipos de El Vellón son más ricas en albita que en ortosa normativas y deben proceder de granitoides inicialmente diferentes. El contenido en componentes ferromagnesianos es siempre bajo, superando pocas veces el 5%. De toda la serie, el ortoneis de Miraflores (9009) y el de Los Remedios (9051) son las rocas menos siliceas y más fémicas con valores de SiO₂ comprendidos entre 65 y 70% de sílice (Tabla 3).

En resumen se puede concluir que los ortoneis glandulares proceden de rocas de composición primaria granítica a adamellítica.

Todos los ortoneises glandulares son prealuminicos, aunque con contenidos en corindón normativo por lo general moderados, siempre inferiores al 5%. Algo más aluminicos son los de dos neises bandeados (9007 y 9196) quizas

debido a los procesos de migmatización incipiente que afectan a estos tipos. También son relativamente aluminícos los neis de Miraflores (9009), Los Remedios (9051) y Hormigales (9086).

Desde el punto de vista de su evolución magmática, no es fácil establecer seriaciones entre los distintos grupos de rocas analizadas, dada la dispersión de los valores paramétricos en muchos de los diagramas normalmente utilizados en geoquímica de rocas granitoides. Así, en el diagrama A-B (Fig. 1) las rocas de El Vellón parecen iniciar una tendencia aluminica pero hay dos rocas, las más leucocráticas, se acercan o penetran en el campo metaluminico. Los neises de Pedrezuela también quedan proyectados en la zona de asociaciones aluminosas, pero hay tres rocas, con valores excesivamente elevados de A, que se acercan incluso al campo donde se proyectan las rocas de composición grauváquica. Algo parecido ocurre con los neis de Hormigales, Los Remedios y Miraflores. Se requeriría una información geoquímica mayor para explicar esta distribución.

En cuanto a la distribución de las rocas por los elementos Rb-Sr-Ba (Fig. 3) también existe una dispersión notable de los puntos de proyección, aunque muchos se proyectan en el sector correspondiente a rocas granitoideas moderadamente evolucionadas. La roca de Miraflores y una de Pedrezuela quedan cerca del campo de los granitoides ricos en Ca de EL BOUSEILY y EL SOKKARY. Las de Pedrezuela tienen, aunque menos exageradamente, contenidos en Sr relativamente elevados.

El diagrama R_i - R_e (Fig. 2) agrupa a todas las rocas metagraníticas en el sector típico de composición de los granitos colisionales dentro de una banda relativamente estrecha, en donde existe una correlación negativa entre ambos parámetros R_i - R_e .

2.3.5.- LEUCONEISES

Los cinco análisis químicos de rocas de este grupo (Tabla 3) responden, como era de esperar, a tipos muy siliceos (más del 75% SiO_2) con proporciones no muy diferentes de ortosa y albita, y contenidos en corindón normativo apreciables si se tiene en cuenta su acidez elevada.

Desde el punto de vista de las seriaciones magmáticas, aparecen relacionadas con los ortoneises glandulares, proyectándose (Fig. 1) en el campo peraluminico y también (Fig. 2) en la zona característica de los granitoides formados en ambientes colisionales. Sus contenidos elevados en Rb (Fig. 3) son característicos de los granitoides muy diferenciados.

2.3.6.- GRANITOIDES HERCINICOS

De los dos grupos principales de granitoides establecidos en esta HOJA (Colmenar Viejo y Pedriza-Navalafuente) los primeros (Tabla 4) tienen composiciones características de leucoadamellitas: contenidos elevados en sílice, proporciones equivalentes de ortosa albita normativas con un ligero predominio de la

plagioclasa, contenidos bajos en minerales ferromagnesianos y exceso de aluminio (C normativo) cercano o superior a la unidad.

En el diagrama A-B (Fig. 4) están situados en el campo de las asociaciones aluminicas; por sus elementos traza (Fig. 6) destaca el enriquecimiento relativamente elevado en rubidio, caracteristico de procesos algo avanzados de diferenciación por fraccionamiento cristalino.

Las fonolitas (9025) que aparecen como inclusiones entre las adamellitas porfidicas de este grupo, son lógicamente rocas pobres en OR y más ricas ferromagnesianos. Aunque quedan proyectadas en el campo metaaluminico (Fig. 4) tienen todavía un ligero exceso de corindón. Al no existir análisis de rocas intermedias entre esta roca y las adamellitas asociadas es arriesgado establecer relaciones de parentesco.

Los leucogranitos de grano grueso de los macizos de Navalafuente y Pedriza de Manzanares (Tabla 4) son también rocas bastante siliceas y pobres en minerales normativos fémicos y tienen también proporciones bajas de corindón normativo. En el diagrama A-B (Fig. 4) se proyectan a la derecha de las adamellitas porfidicas en el campo de las asociaciones aluminosas aunque parecen iniciar una débil tendencia aluminoso-cafémica. Por su contenido en elementos menores (Fig. 6) se alinean claramente por debajo de las adamellitas de Colmenar, antes descritas, con valores de relativos de Rubidio inferiores al 40% para un valor relativo de Sr prácticamente constante (10 a 15%) .

El representante de los leucogranitos de grano más fino (9291, Tabla 4) que es una muestra de Cabeza Illescas y está asociado a los de la Pedriza, se sitúa (Fig. 6) en el tramo de granitos fuertemente diferenciados (80% de Rb) y también en la zona de los granitos aluminicos.

Todos los granitoideos hercínicos analizados en esta Hoja se proyectan (Fig. 5) en el campo de los granitos formados en ambientes colisionales y postorogénicos, estando acentuado más éste último carácter para los granitos de la Pedriza-Navalafuente que son más tardios de acuerdo con la información geocronológica existente.

3.- BIBLIOGRAFIA

BABIN VICH, R.B. (1971).

Estudio meso y micro tectónico del macizo de El Vellón.
Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.) 67, 5-27

BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P. (1985).

Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48, 43-55.

BELLIDO, F. (1980).

Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español). Estudios Geol. 36, 85-92.

BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986).

Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain. Abstract of the Internat. Conf. on Iberian Terranes and their Reg. Correlation. Oviedo pag. 39 Libro de Abstract.

EL BOUSEILY, A.M. y EL SOKKARY, A.A. (1975).

The relation between Rb, Ba, and Sr in granitic rocks. Chemical Geology 16, 207-219.

BRANDEBOURGER, E. (1984).

Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central, España). These Doctoral, Univ. Lorraine. 209 pp.

CASQUET, C y TORNOS, F. (1981).

Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el Alto valle del Lozoya (Sistema Central Español). Cuad. Geol. Ibérica 7, 135-150.

CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. VILLASECA, C. (1988).

Extensional tectonics and granite emplacement in the spanish central system. A Discussion. 5th EGT WORKSHOP. Estoril, Portugal.

CASQUET, C y NAVIDAD, M. (1983).

El metamorfismo en el Sistema Central, comparación entre el sector central y oriental en base al zonado del granate. Rev. Acad. de Ciencias T 79, 4, 523-548.

DEBON, F. y LE FORT, (1983).

A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci. 73, 135-149.

FERNANDEZ CASALS M.J. (1976).

Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico metamórfica de Somosierra (Sistema Central Español) Tesis doctoral. Univ. Complutense. Madrid.

FUSTER, J. y FEBREL, T. (1959).

Explicación de la Hoja Geológica nº 509 (Torrelaguna). Inst. Geol. Min. de España.

FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974).

Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del sistema Central. Bol. Geol. Mine. 85, 83-88.

GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTIN PARRA, L.; NAVIDAD, M. (1988).

Estructura y metamorfismo del macizo de El Vellón-Pedrezuela (Dominio Occidental de la Sierra del Guadarrama).

Rev. Est. Xeol. Lab. Xeológico de Laxe, (en prensa)

GONZALEZ DEL TANAGO, J. (1981).

Estudio del Macizo de San Pedro y de sus manifestaciones pegmatíticos. Tesis de Licenciatura Univ. Complutense de Madrid.

GONZALEZ DEL TANAGO, J. y BELLIDO (1981).

Estudio de los granitoides de dos micas de Los Remedios y las pegmatitas asociadas, Macizo de San Pedro (Madrid). Cuad. Geol. Iberica 7, 295-308.

HEIM, R. (1952).

Metamorphism in the Sierra de Guadarrama. Min. Geol. Inst. Tijks Utrecht. (Holland). 66 pp.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987).

Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System) En "Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico", editado por F. BEA, et al. Edit. Rueda, págs. 377-383.

LOPEZ RAMOS, C. y NAVIDAD, M. (1981).

El metamorfismo del sector El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central Español). Acta Geol. Hisp. 16, 4, 225-261.

LOPEZ RUIZ, J.; APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1975).

El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. Memoria I.G.M.E. 86, 127 pp.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1973).

Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central

(Sistema Central Español). Studia Geol. Salmat. 12, 137-159.

NAVIDAD, M. (1979).

Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). Estudios Geol. 35, 31-48.

NAVIDAD, M. y LOPEZ RAMOS, C. (1981).

Los ortoneises de "El Vellón-Pedrezuela" (Sistema Central Español). Estudios Geol. 37, 97-107.

OCHOA, G. (1976).

Estudio geológico del Macizo metamórfico de San Pedro.
Tesis doctoral. Univ. Zaragoza.

LA ROCHE, H. DE (1976).

Sur la contribution des données chimiques à une systématique générale des roches ignées. Avec, en appendice "A diagram for a chemical classification of igneous rocks referred to their mineral content". Scie. de la Terre 21, 17-35.

LA ROCHE, H. DE (1980).

Granites chemistry through multicationic diagrams.
Scie. de la Terre Ser. Inf. Geol. 13, 65-88.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986).

Orogenic granitic magmatism of preordovician age in the Spanish Central System. (S.C.S.) Iberian Hercynian Belt.
Terra Cognita 6, 143.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.;

NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987).

Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Neues Jb. Miner. Mh. Jg. 1987, H-10, 465-479.

VILLASECA, C. (1983).

Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama, Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 331 pp.

VILLASECA, C. (1985).

Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia. Estudios Geol. 41, 11-15.

WAARD, D. De (1950).

Palingenetic structures in augen gneiss of the Sierra de Guadarrama, Spain. Bull. Con. Geol. Finlande 23, 51-66.

TABLE 1

	9050	9206	9125	9108
SiO ₂	63.21	67.42	66.80	48.09
Al ₂ O ₃	17.78	15.53	16.31	14.11
Fe ₂ O ₃	0.93	0.79	0.71	2.28
FeO	4.64	3.97	3.57	11.39
MgO	2.53	1.80	1.71	6.18
CaO	1.46	1.12	0.98	8.79
Na ₂ O	3.02	3.12	3.71	3.04
K ₂ O	3.54	3.16	3.65	0.54
MnO	0.07	0.06	0.06	0.18
TiO ₂	0.81	0.63	0.65	2.83
P ₂ O ₅	0.17	0.18	0.15	0.43
H ₂ O	-	-	1.72	-
Q	22.72	30.00	24.74	-
DR	20.92	18.67	21.57	3.19
AB	25.56	26.40	31.59	25.72
AN	5.13	4.38	3.88	23.26
DI	-	-	-	14.49
HY	12.73	10.19	9.27	17.62
OL	-	-	-	3.89
MT	1.35	1.15	1.03	3.31
IL	1.61	1.20	1.23	5.37
AP	0.39	0.42	0.35	1.00
C	6.73	5.37	4.83	-

Paragneisses: 9050, 9206

Neige mesocrate: 9125

Orthoamfibolite: 9108

TABLA 2

	9115	9118	9114	9112	9113	9122	9225	9124	9120	9116	9117	9224	9207
SiO ₂	73.80	76.22	70.50	71.50	70.73	76.36	70.71	74.90	74.35	74.18	74.94	74.92	70.53
Al ₂ O ₃	12.84	12.03	14.58	13.95	14.38	13.08	14.52	12.53	12.95	12.98	13.03	12.65	14.91
Fe ₂ O ₃	0.43	0.33	0.31	0.37	0.30	0.16	0.54	0.27	0.36	0.34	0.25	0.30	0.55
FeO	2.14	1.67	1.53	1.85	1.51	0.82	2.69	1.36	1.82	1.72	1.24	1.49	2.75
MgO	0.31	0.11	0.70	1.11	1.01	0.17	0.93	0.40	1.40	0.57	0.25	0.34	1.03
CaO	0.56	0.62	1.26	1.26	1.26	0.82	0.77	0.84	0.79	0.84	0.51	0.48	0.87
Na ₂ O	2.88	3.02	3.77	4.18	4.39	5.69	3.09	2.94	2.59	3.05	2.96	3.15	3.04
K ₂ O	5.61	5.25	4.50	3.56	3.85	2.24	4.56	5.05	4.89	5.47	5.54	5.09	3.62
MnO	0.03	0.02	-	-	0.01	-	0.05	0.01	0.02	-	0.01	0.05	0.05
TiO ₂	0.36	0.24	0.37	0.47	0.43	0.17	0.40	0.24	0.26	0.29	0.11	0.19	0.38
P ₂ O ₅	0.15	0.11	0.12	0.14	0.12	0.24	0.15	0.10	0.16	0.14	0.27	0.12	0.19
H ₂ O	0.69	0.50	1.94	1.58	1.47	0.63	-	1.12	0.92	0.50	0.91	-	-
Q	32.95	36.27	27.06	28.55	25.76	32.86	30.88	35.49	36.03	32.15	34.94	34.89	34.28
OR	33.15	31.03	26.59	21.04	22.75	13.24	26.95	29.84	28.90	32.33	32.74	30.08	21.39
AB	24.37	25.56	31.90	35.37	37.15	48.15	26.15	24.88	21.92	25.81	25.05	26.66	25.72
AN	1.80	2.36	5.47	5.34	5.47	2.50	2.84	3.51	2.88	3.25	0.77	1.60	3.08
HY	3.81	2.71	3.69	5.08	4.35	1.52	6.24	2.89	6.14	3.82	2.53	3.11	6.63
MT	0.62	0.48	0.45	0.54	0.43	0.23	0.78	0.39	0.52	0.49	0.36	0.43	0.80
JL	0.68	0.46	0.70	0.89	0.82	0.22	0.76	0.46	0.49	0.55	0.21	0.36	0.72
AP	0.35	0.25	0.28	0.32	0.28	0.56	0.35	0.23	0.37	0.32	0.63	0.28	0.44
C	1.37	0.52	1.50	1.25	0.99	0.38	3.46	0.94	2.34	0.85	1.88	1.37	4.86

Ortomeises glandulares: El Vellón: 9115, 9118, 9114, 9112, 9113, 9122.

Pedreuela: 9225, 9124, 9120, 9116, 9117, 9224, 9207.

Navidad y López Ramos.

Tabla 3

	9009	9051	9086	9126	9196	9119	9121	9123	9111	9221
SiO ₂	66.60	68.30	73.52	70.50	72.65	76.80	75.71	76.50	75.71	75.33
Al ₂ O ₃	17.21	15.84	13.79	15.03	14.39	11.96	12.70	12.94	12.75	13.78
Fe ₂ O ₃	0.58	0.69	0.40	0.38	0.39	0.13	0.19	0.14	0.23	0.14
FeO	2.91	3.43	2.01	1.90	1.94	0.66	0.94	0.69	1.14	0.69
MgO	1.46	1.41	0.71	1.11	0.61	0.40	0.72	0.20	0.21	0.17
CaO	1.52	0.96	0.57	1.54	0.66	0.84	1.13	1.30	0.48	0.41
Na ₂ O	4.45	3.09	2.92	3.05	3.02	3.32	2.61	2.91	3.37	4.04
K ₂ O	3.21	4.18	4.29	5.25	4.70	4.00	4.96	4.82	5.01	4.19
MnO	0.05	0.06	0.04	0.04	0.06	-	0.01	0.01	-	0.05
TiO ₂	0.47	0.49	0.22	0.22	0.21	0.12	0.30	0.16	0.06	0.05
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.22	0.16	0.21	0.01	0.22	0.23	0.25	0.20
H ₂ O	-	-	-	0.79	-	1.21	0.90	0.53	0.82	-
Q	21.60	21.33	37.06	26.85	33.99	39.40	38.17	39.28	35.47	34.70
OR	18.97	24.70	25.35	31.03	27.78	23.64	29.31	28.49	29.61	24.76
AB	37.66	26.15	24.71	25.81	25.56	28.09	22.07	24.62	28.52	34.19
AN	6.37	3.72	1.39	6.60	1.90	4.10	4.17	4.95	0.75	0.73
HY	7.82	8.54	4.84	5.65	4.52	1.90	2.87	1.40	2.33	1.59
MT	0.84	1.00	0.58	0.55	0.57	0.19	0.28	0.20	0.33	0.20
IL	0.89	0.93	0.42	0.42	0.40	0.23	0.57	0.30	0.11	0.09
AF	0.42	0.37	0.51	0.37	0.49	0.02	0.51	0.53	0.58	0.46
C	4.08	4.87	3.83	1.91	3.64	0.67	1.51	1.12	1.51	2.33

Ortomeis glandulares: 9009, 9051, 9086, 9126, 9196.

Leucomeises: 9119, 9121, 9123, 9111, 9221.

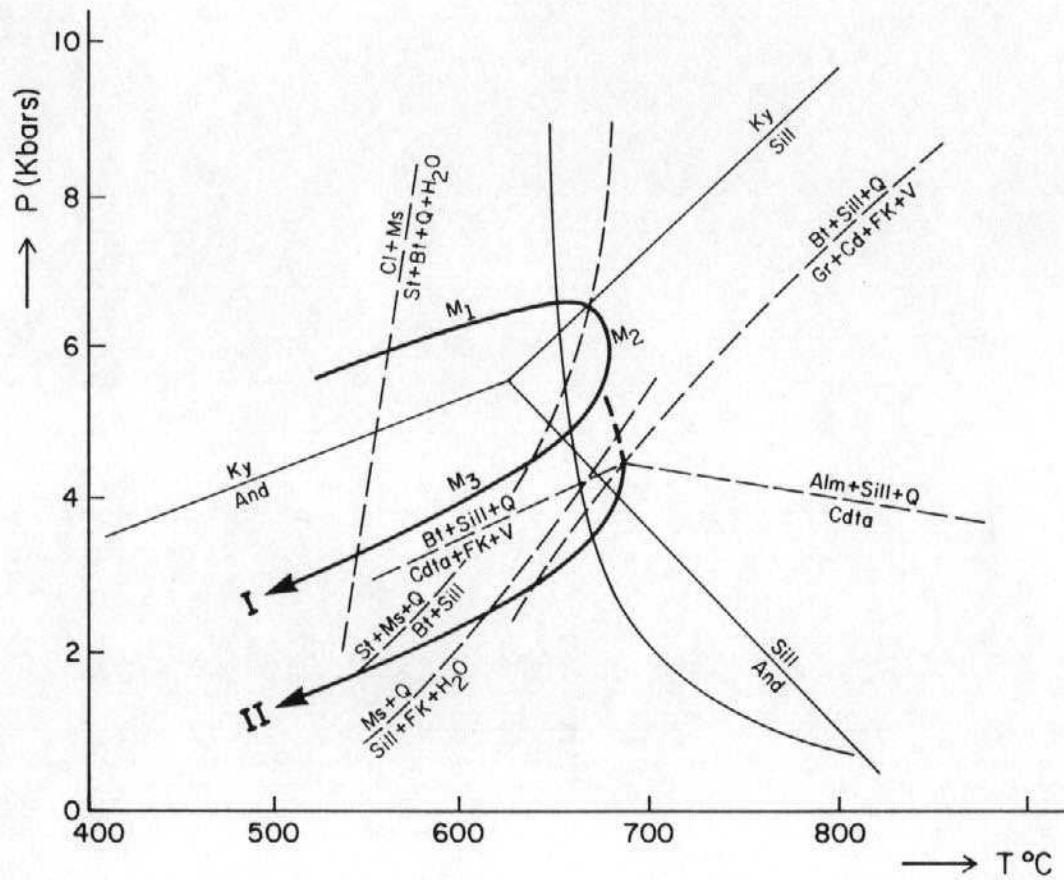
TABLA 4

	9138	9144	9145	9222	9025	9140	9141	9142	9143	9162	9011	9219
SiO ₂	73.62	75.58	74.44	72.95	60.22	73.50	73.38	70.72	69.42	70.43	70.56	75.23
Al ₂ O ₃	14.04	12.58	13.08	14.29	17.19	13.22	14.13	14.35	15.00	14.98	15.16	13.07
FeO	0.29	0.14	0.20	0.30	1.06	0.30	0.24	0.38	0.54	0.48	0.46	0.23
FeO	1.38	0.72	0.99	1.50	5.29	1.50	1.19	1.89	2.70	2.42	2.32	1.15
MgO	0.50	0.58	0.68	0.49	2.96	0.84	0.66	0.84	1.01	0.80	0.72	0.36
CaO	1.06	0.52	0.93	1.22	5.37	1.33	0.81	1.74	1.97	2.00	1.75	0.49
Na ₂ O	3.40	3.11	3.15	3.62	3.44	3.04	3.46	3.26	3.25	4.11	4.27	3.75
K ₂ O	4.65	5.22	4.88	4.39	1.90	4.70	4.74	5.06	4.94	3.58	3.24	4.68
MnO	0.05	0.04	0.05	0.06	0.11	0.04	0.04	0.05	0.07	0.06	0.06	0.05
TiO ₂	0.18	-	0.05	0.20	0.72	0.25	0.29	0.43	0.47	0.34	0.32	0.10
P ₂ O ₅	0.14	0.01	0.03	0.12	0.20	0.05	0.15	0.07	0.17	0.15	0.21	0.05
H ₂ O	0.71	0.57	0.62	-	-	0.49	0.83	0.54	0.66	-	-	???????
Q	32.47	34.98	33.76	31.05	14.00	32.88	32.09	26.45	24.60	26.13	27.51	33.22
DR	27.48	30.85	28.84	25.94	11.23	27.78	28.01	29.90	29.19	21.16	19.15	27.66
AB	28.77	26.32	26.66	30.63	29.11	25.72	29.23	27.59	27.50	34.78	36.13	31.73
AN	4.35	2.51	4.42	5.27	25.34	6.27	3.04	8.18	8.66	8.94	7.31	2.10
HY	3.34	2.73	3.36	3.51	15.23	4.26	3.23	4.63	6.38	5.59	5.26	2.75
MT	0.41	0.20	0.29	0.43	1.54	0.43	0.35	0.55	0.78	0.70	0.67	0.33
IL	0.34	-	0.09	0.38	1.37	0.47	0.55	0.82	0.89	0.65	0.61	0.19
AP	0.32	0.02	0.07	0.28	0.46	0.12	0.35	0.16	0.39	0.35	0.49	0.12
C	1.82	0.89	1.00	1.65	0.19	0.83	2.17	0.51	1.13	1.07	1.95	1.06

Adamellitas Perfidicas (tipo C, Viejo): 9138, 9144, 9145, 9222, 9025.

Leucogranitos de g. grueso (tipo Pedriza-Navafuente): 9140, 9141, 9142, 9143, 9162, 9011.

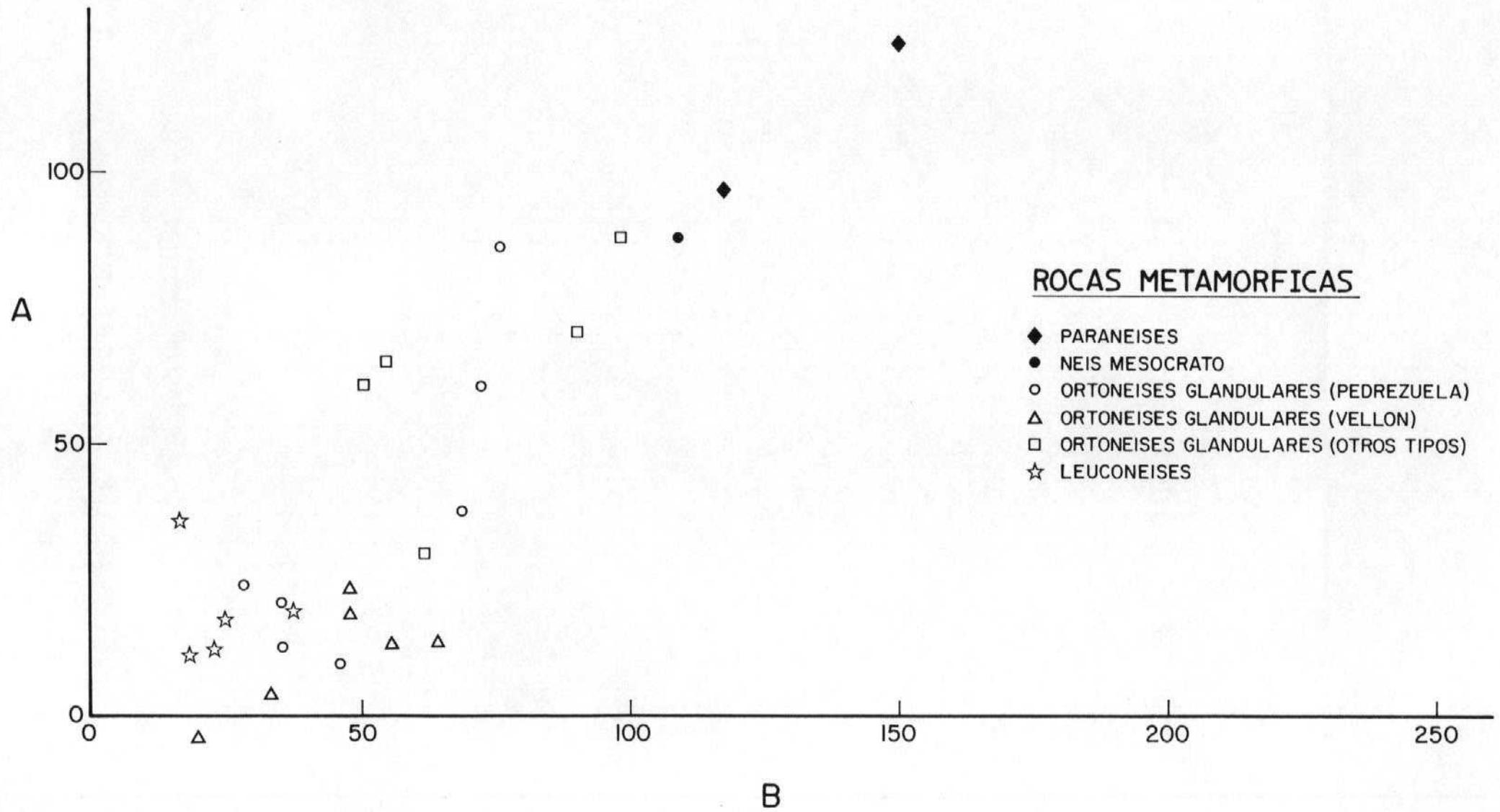
Leucogranitos de g. fino: 9219.

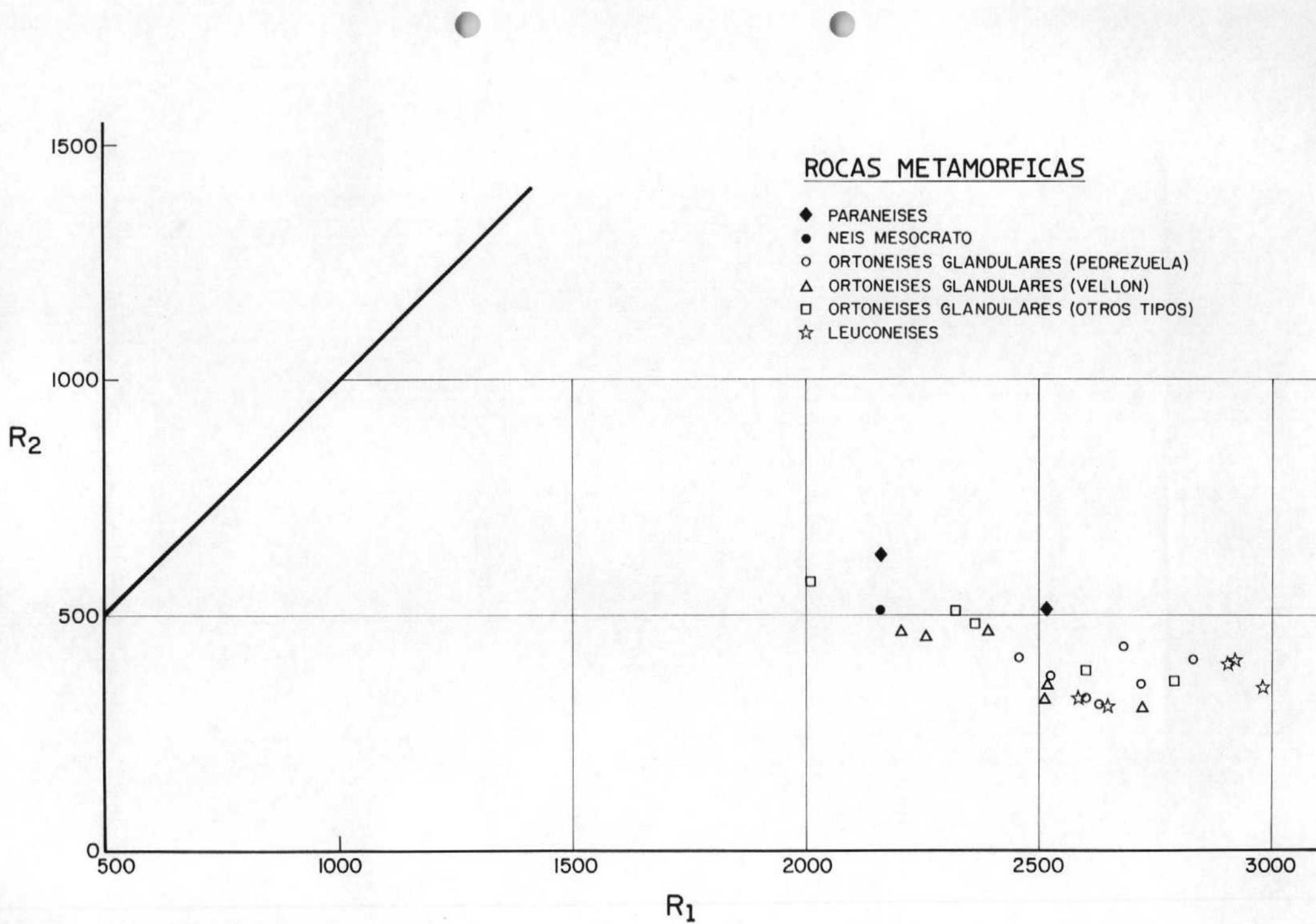


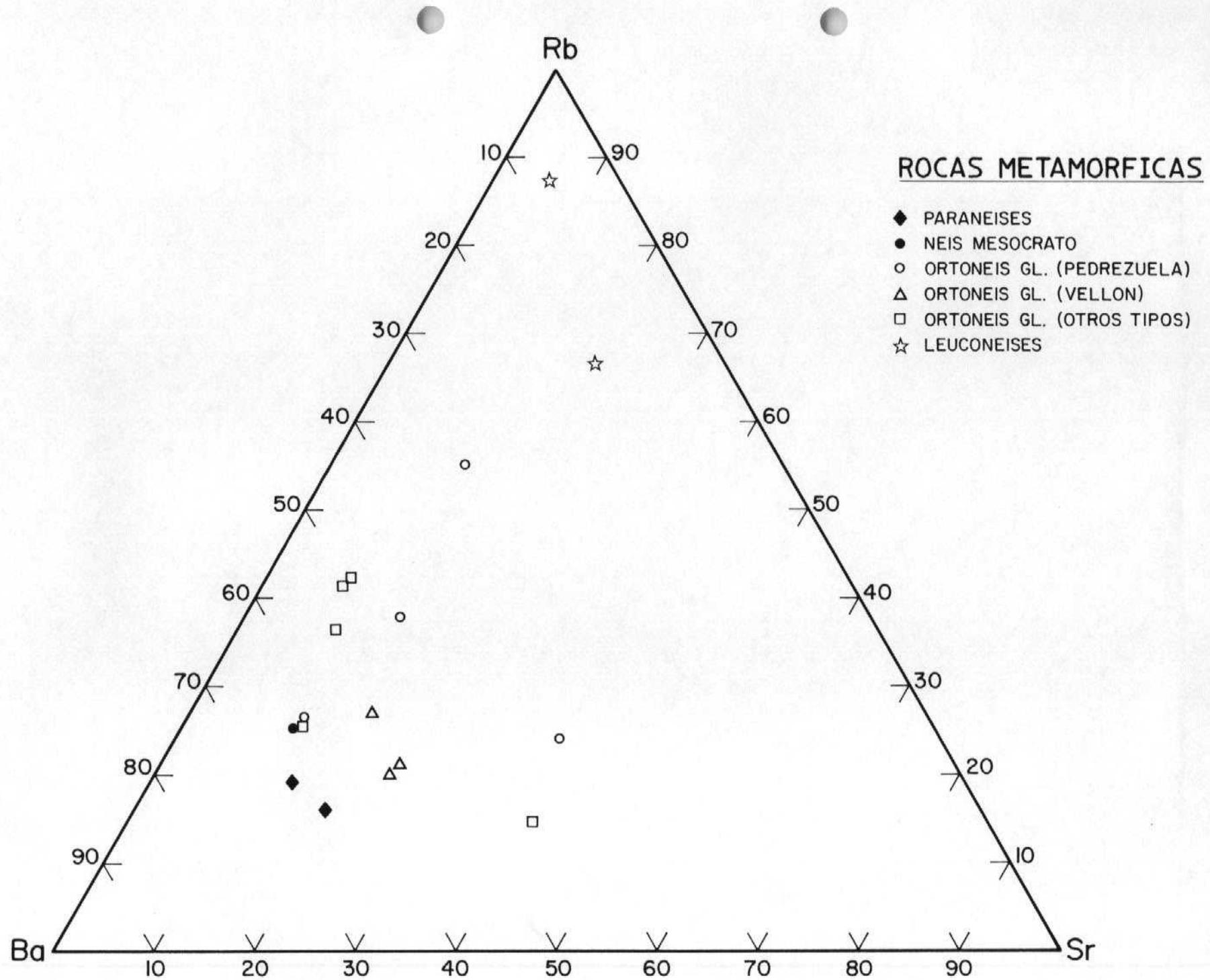
I – Trayectoria metamorfica deducida en el sector oriental (El Vellón-Pedreuela)

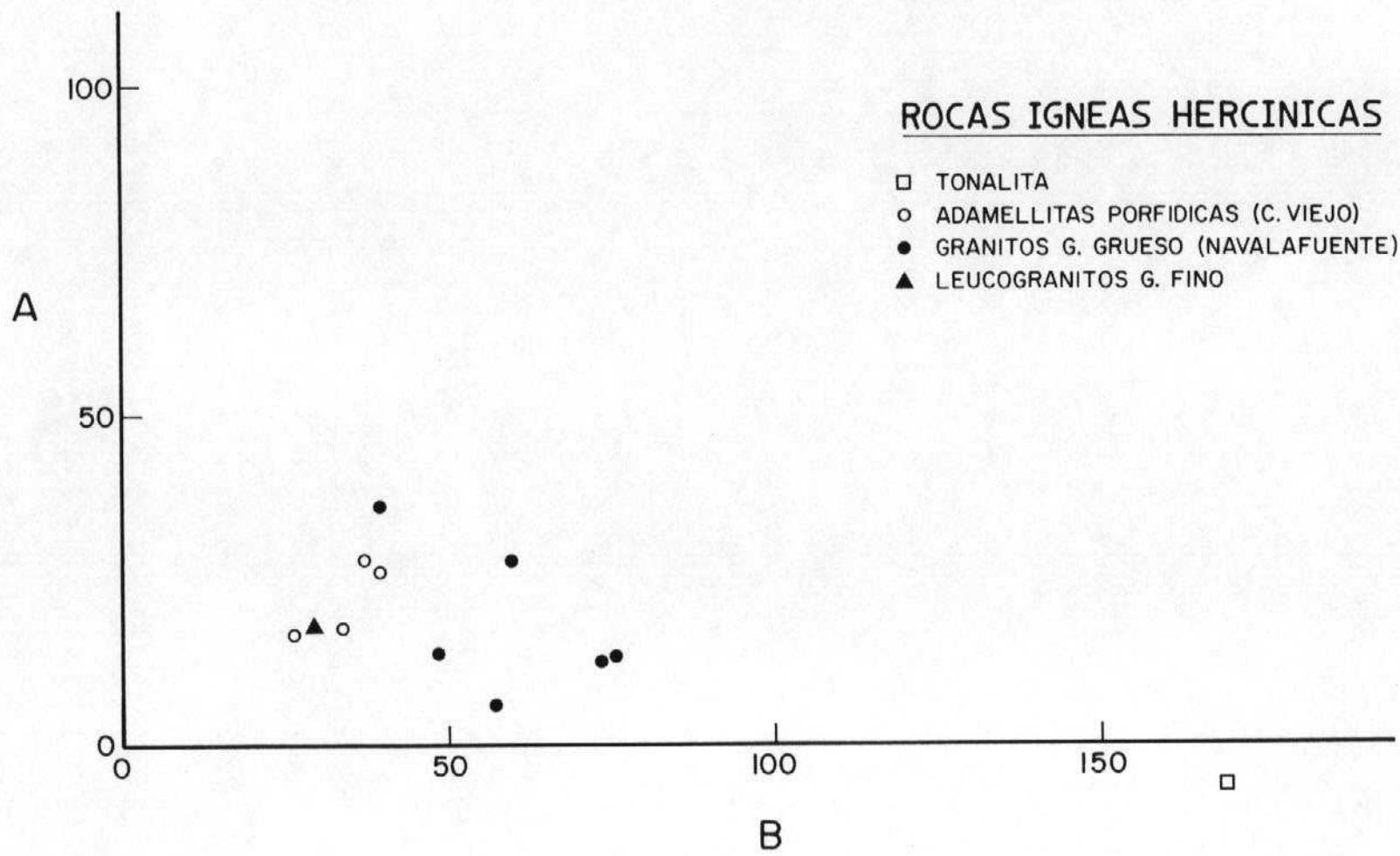
II – Trayectoria metamorfica deducida en el sector occidental (Colmenar-Guadalix)

Punto triple And-Sill-Ky según Richardson et al 1969









ROCAS IGNEAS HERCINICAS

- TONALITA
- ADAMELLITAS PORFIDICAS (C. VIEJO)
- GRANITOS G. GRUESO (NAVALAFUENTE)
- ▲ LEUCOGRANITOS G. FINO

