

DATOS PETROLOGICOS DE LA SIERRA DE GATA (CACERES)

POR

LUIS G. GARCIA DE FIGUEROLA

(Laboratorio de Petrología y Mineralogía de la Universidad de Oviedo)

SUMMARY

This report is a first petrologic study of the metamorphic and plutonic rocks in northwest of Cáceres provincia (Spain).

On the basis of chemical analyses and thin-section studies the plutonic rocks can be grouped into tow suites: a fine to medium grained adamellite suite, and coarse grained, or porphyritic, granite suite. Field relations and textures indicate that the adamellite rocks were emplaced earlie than the granitic suite.

The mineral associations in the contact metamorphism (on pelitic series) suggests temperatures the hornblende-hornfels facies for the contact with the granite suite and pyroxene-hornfels facies with the adamellite rocks.

INTRODUCCION

La región de La Sierra de Gata, comprendiendo en ella Las Hurdes, no es muy conocida desde el punto de vista geológico. Hay sin embargo problemas importantes que merecen la pena de abordarse. Tal es por ejemplo el emplazamiento de las rocas plutónicas y sus aureolas de metamorfismo. Este es el motivo de que hayamos abordado su cartografía y el estudio de los materiales existentes. Damos aquí una primera nota con parte de los datos obtenidos en una primera campaña. El mapa que se acompaña corresponde al extremo más occidental de la región

y comprende unos 550 Km² que se sitúan sobre las hojas números 572, 573, 595 y 596 del mapa Nacional a 1/50.000. Conviene advertir que es esquemático tanto porque he dejado de representar bastantes datos recogidos como porque me propongo efectuar algunos retoques cuando conozca mejor las formaciones inmediatas. Sobre todo los límites entre los dos tipos de rocas plutónicas deben considerarse como una indicación. También los diques que aparecen en las pizarras del Oeste, creo han de aumentar en número cuando se recorra la región muy minuciosamente. Dos de los cartografiados han sido en parte explotados y aparecen hoy como trincheras de 50 o más metros de anchura y cuyo fondo está a veces cubierto de olivos. Se les conoce con el nombre de "vieiros" y son atribuidos a trabajos mineros de los romanos.

Como este es un trabajo eminentemente petrográfico no entramos en disquisiciones sobre la edad de las pizarras encajantes. Las denominamos de Campo Valverde, por la región donde están mejor representadas, y son idénticas a las existentes más al Sur (zona de Cáceres, Arroyo de la Luz, Aliseda, Brozas...) y que han sido consideradas como silúricas o cámbricas por varios autores. Personalmente las situé como precámbricas en un trabajo anterior (3).

LA CARTOGRAFIA DE CAMPO

En el mapa de la figura 1 se sitúa la zona que estudiamos en el conjunto de formaciones del W. de Cáceres-Salamanca que hemos cartografiado en rasgos generales hasta ahora. La figura 2 comprende la que estudiamos aquí. En ella se han suprimido las curvas de nivel con la excepción de las de 100 en 100 m. Aun así se puede observar que estamos en una región fuertemente accidentada que varía desde los 300 m. a los 1.490. Esta última es la cota máxima en el pico de Jálama.

Vista desde el Sur esta región aparece como una alineación montañosa de dirección E-W. Pero este carácter es solamente aparente pues se deshace en cuerdas y valles arumbados de NE a SW que es la dirección general de la morfología. Al mismo

tiempo las cuerdas van descendiendo de cotas hacia el SW. Es lo que ocurre con Sierra de Eljas-Cancho del Cuervo; Las Cumbres-Sierra Cachaza-El Cabezo; Sierra de Santa Olalla-Cerros de Villalba, e incluso con la Malvana que hace frontera con Portugal y termina de forma más tajante y elevada. La Sierra de Santa Olalla que es la más meridional de todas esas alineaciones, tiene una ladera sur muy abrupta sobre la llanura que contiene ya el Terciario y Cuaternario de Moraleja. Esta alineación es seguramente la continuación de la Sierra del Salio, fuera ya de la zona cartografiada, y separada de ella por las suaves ondulaciones de La Fatela en las que se encaja la red actual. Dichas ondulaciones tienen cotas de 400 a 440 m., que es precisamente los valores de la gran penillanura del centro de la provincia de Cáceres. También al Sur de Eljas encontramos un llano bastante extenso de cotas similares. E igualmente entre Valverde del Fresno y Matalobos se repiten cerros terminados a altitud similar. Todo ello parece indicar la existencia de "golfos" erosivos en la red fluvial que originó la gran penillanura extremeña. Hoy los cursos de agua están encajados de forma poco intensa, pero muy clara, en las zonas pizarrosas. En la extensa región del Campo Valverde las corrientes mayores presentan una clara tendencia a tener tres tramos de distinta dirección y con ángulos muy acusados entre sí (Arroyo del Castañar, Arroyo de Las Loberas, Río Sobre-ro, Río Pesquero). El tramo de mayor altitud sigue la dirección de la tectónica general: es decir caminan hacia el SW. El medio se presenta en sentido ortogonal hacia el SE y luego nuevamente se enderezan hacia el SW. Parecen indicar que el tramo medio, con cuerdas suaves de 350 a 400 entre los ríos, corresponde a una antigua rampa hacia un golfo de la penillanura de los 400 m.

Cuando se camina desde la provincia de Salamanca hacia el Sur el aspecto es muy diferente. Apenas elevaciones como Jálama o Las Torres de Fernán Centeno dan la impresión de cerros o picos aislados. Se va elevando el terreno muy suavemente con cursos de agua muy rectilíneos y perezosos. Es el borde en artesa de la llanura castellana. A los puertos de Na-

vasfrías, Santa Clara y Perales se llega desde el Norte sin apenas subida y por terreno abierto. Luego, de golpe, nos encontramos con un desnivel de unos cuatrocientos metros. Incluso en las llamadas Cabezas de la Cervigona algunos arroyos corren lentamente por cotas de los 900 a 1.000 metros para despeñarse enseguida en cascadas y torrenteras hacia la provincia extremeña. Es en este segmento del Sistema Central donde más claro se ve su carácter de simple escarpe.

Sin embargo no creo haya una línea única de fractura de E-W, si no que esta dirección general es en realidad motivada por el juego de la acción erosiva reciente y una tectónica de componente NE-SW. En el mapa señalamos algunas de las líneas tectónicas cartografiadas. Lo hacemos principalmente para limitar formaciones que terminan de forma brusca y rectilínea. De sobra es conocida la dificultad con que se siguen las fracturas y fallas en los campos pizarrosos homogéneos del Oeste Español. En las rocas plutónicas el problema es diferente y se pueden cartografiar con relativa facilidad en la mayoría de los casos. Es obvio que las indicadas deben pertenecer todas al mismo momento tectónico, y que es bastante probable existan otros sistemas. Zonas con abundantes y paralelos diques de microgranitos y aptitas parecen indicar efectos tectónicos más profundos y antiguos.

Las diaclasas dominantes siguen también la dirección NE con pocas variaciones locales. Las interpretamos como de origen tectónico e independientes del empujamiento de las masas plutónicas. En la Sierra de Santa Olalla aparecen claramente dos direcciones de diaclasado. Es esta una zona muy interesante donde la trituración de la roca parece formar arcos abiertos hacia el NE y que partieran del límite plutónico al Sur de Perales. Señalamos solamente uno en el cerro Lamereros que al mismo tiempo viene a ser el punto de contacto entre dos rocas diferentes. Un poco más al Este de los arcos se han abierto algunas minas de casiterita de pequeña importancia. En algunos puntos como el Moncalvo o el de Pontón aparece un diaclasado de tendencia horizontal que quizás se pueda atribuir al emplazamiento de las rocas plutónicas.

LAS FORMACIONES PETROLOGICAS

Las rocas que hemos estudiado se pueden agrupar en los siguientes tipos: Sedimentos recientes, pizarras del Campo Valverde, metamorfismo del contorno, metamorfico del Serrubio, diques básicos, aplitas-pegmatitas, rocas plutónicas.

A) **Sedimentos recientes.**—En la escala que empleamos sólo aparecen como cartografiables en el ángulo SE del mapa. Son formaciones no coherentes que corresponden al Terciario y Cuaternario de Moraleja y que se continúan por un área bastante extensa en la cuenca media del Alagón. Los nuevos regadíos de los pantanos del Borbollón y de Gabriel y Galán se asientan (o se van a asentar) sobre estos sedimentos. Los depósitos Terciarios y Cuaternarios tienen mayor extensión que la zona regable y sus límites los tenemos en gran parte cartografiados según puede verse en la fig. 1. Sin duda alguna es la continuidad del Terciario portugués del Sur de Castelo Branco. Se dibuja así una depresión terciaria que en dirección SW-NE (la dirección de la tectónica general de la región) atraviesa la frontera y se dirige hacia la zona de Sequeros. Es más o menos paralela a la depresión de Fuentes de Oñoro-Ciudad Rodrigo-Salamanca rellena por sedimentos también terciarios y datados en parte como más antiguos. Los depósitos del Alagón se pueden considerar como del Vindoniense (cuando menos en parte) según H. Pacheco (4) mediante fósiles encontrados en un pequeño retazo al Sur de Placencia. Las facies más inferiores que hemos localizado hasta ahora son margas muy finas con algunas concrecciones calizas bien visibles en los niveles superiores de las mismas, pasan hacia arriba a arcosas muy variables y que en parte se encuentran compactadas y cementadas. Lateralmente y encima aparecen unas facies detríticas de gruesos elementos muy angulosos y sueltos. Aún en algunos puntos se encuentran depósitos cuaternarios en forma de terrazas bastante mal definidas.

Las facies terciarias más altas cubren la terminación SE de las rocas plutónicas. Como éstas se aguzan bastante no parece han de continuar muy lejos bajo los sedimentos pero aún así nos da

una idea de que tal formación se alarga de NW a SE al igual que las de Cuesta Araya, Alburquerque-Valencia de Alcántara o las más norteñas de la Provincia de Salamanca. De algún modo estas formaciones están condicionadas por el plegamiento Hercínico y su emplazamiento no puede ser (en su masa principal) anterior al mismo.

B) Pizarras de Campo Valverde.—Son similares a las que forman extensos pizarrales en Cáceres y Salamanca y también las que al otro lado de la frontera aparecen en la Beira Baja (región de Penamacor). Sobre ellas se desarrolla el metamorfismo de contacto del que hablaremos luego.

Su monotonía es grande y la cartografía de los distintos tramos que se pueden establecer en algunos puntos, muy dificultosa. En la ladera Sur de la Malvana y Las Barrocas, recubiertas de brezos y repobladas de pinos, puede establecerse distintos tipos de pizarras que se alternan repetidamente. Tales diferencias pueden esquematizarse en tres tipos con términos intermedios ambiguos.

a) Pizarras listadas de color gris y gris ceniza que forman bandas finas. Están constituida por cuarzo de clasificación bastante buena. Los mayores alcanzan 0,08 mm. y tienen bordes irregulares y claros signos de crecimiento. Entre estos granos aparecen agujas y pajuelas de filosilicatos que le comunican un vago aspecto lepidoblástico bajo el microscopio. Hay opacos que cuando menos en parte se trata de grafito. No se han localizado granos de feldespatos. Las bandas más o menos claras se deben a la mayor o menor proporción de cuarzo a los filosilicatos. Puede considerarse como una filita listada. Similares a ella, pero sin el fino bandeado, se encuentran pizarras grises de gran hojicidad que igualmente se clasifican como filitas.

b) Pizarras duras, ásperas al tacto y con una esquistosidad menos marcada. Son francamente detríticas con granos de cuarzo y de protocarcita muy pura. Unos y otros muestran tendencia redondeada o débilmente angulosa. También hay, aunque en menor proporción, granos de filitas y pizarras bastante redondeados. Se encuentran algunos pequeños de feldespatos indivi-

duales y no aparecen nunca ligados en el mismo grano con el cuarzo. La matriz, abundante, está constituida por dos minerales fundamentales; el cuarzo en cristales muy pequeños e irregulares y sericita en pajuelas ordenadas. Se podría considerar como un microparaconglomerado pero parece más propio el nombre de grauwacka lítica por el tamaño de los granos mayores. Hay algunos banquitos pobres en granos de cuarcita y más ricos en fragmentos pizarrosos.

Cuando estas rocas se encuentran próximas al metamorfismo de contacto se desarrollan finas laminillas de biotita que respetan el interior de los granos detríticos aunque éstos sean de composición pizarrosa. Por veces aparece la turmalina euhedral.

c) Pizarras de tipo pelítico. Son bastante variadas entre sí y en su conjunto parecen dominar sobre los otros tipos en abundancia. Contienen granos de cuarzo muy mal clasificados con tamaños que van desde 0,5 mm. a submicroscópicos, con ligera elongación y claros bordes de crecimiento. Hay plagioclasas y feldespato potásico de tipo ortosa. Sericita, algo de clorita y algunas biotitas en láminas muy pequeñas. Todos estos filosilicatos se disponen a modo de cemento bordeando los granos de cuarzo y de feldespatos. También aparecen opacos anhedrales. Algunos son de pirita o magnetita mientras que otros deben ser de grafito o materia carbonosa. También hace acto de presencia la turmalina. Se trata de pelitas arcósicas en estado filomórfico.

Todo el conjunto pizarroso aparece vertical o casi vertical en cuanto a su esquistosidad. Su dirección es variable entre N-S y NW-SE. Los valores más frecuentes que encontramos están en torno a N 40W. En la zona de Las Barrocas parece existir concordancia con la estratificación. Pero en otros puntos, como por ejemplo en La Granja, la estratificación va al NNE mientras que la esquistosidad sigue al NW.

C) El metamorfismo del contorno. Se trata de un metamorfismo de contacto y al que le damos este nombre para distinguirlo del que se superpone a las rocas plutónicas en el Serrubio y que presenta características diferentes. Pasa insensible-

mente a lo que denominamos pizarras de Campo Valverde, y va señalado en el mapa hasta el punto más alejado en el que se observa macroscópicamente algún carácter del mismo.

Su distribución es muy asimétrica pues por el Oeste queda limitado a unos centenares de metros a lo sumo, mientras que por el Este alcanza una extensión mayor e incluso se liga con el metamorfismo de contacto de las rocas de Gata-Payo. Al mismo tiempo en esta parte aparece una banda de cornubianitas no adosada a las rocas plutónicas y que puede interpretarse como un estrato de composición diferente, que en las mismas condiciones de P-T dio cornubianitas en lugar de pizarras mosqueadas, o bien por una mayor proximidad (en profundidad) de las masas plutónicas. Me inclino mejor por esta segunda hipótesis dado el paso poco neto a las pizarras mosqueadas y al hecho de que en ella aparece un apuntamiento granítico (Puerto de Perales, Km. 67). Estas cornubianitas se pueden seguir bastante bien desde las proximidades de Payo (Salamanca) por el ya citado puerto de Perales al puente de la Carretera de Gata a la Fatela sobre el Km. 6.

Independiente de esta corrida existe alguna otra formación cornubianítica de mucho menor desarrollo y sin constituir una unidad lo suficientemente amplia como para cartografiarla. El resto del metamorfismo del contorno se puede considerar todo él como de pizarras mosqueadas que comienza en la parte más externa por presentar nódulos muy poco definidos, irregulares y difusos para hacerse precisos y de tamaños de un grano de arroz o mayores (algunas veces llegan a varios centímetros). Aparecen desordenados y pueden quedar en relieve por una mayor alteración del resto de la pizarra. Su número es también muy variable. Hay ejemplares en los que se amontonan y prácticamente toda la roca está constituida por ellos. Es digno de tenerse en cuenta que no se puede establecer un paralelismo entre el número de nódulos y su proximidad a las rocas plutónicas.

Bajo el microscopio las pizarras mosqueadas de la parte más externa comienzan por presentar los granos de cuarzo de mayor tamaño junto con algunas laminillas de biotita. Tanto un mineral como otro se hacen mayores en finos lentejones o nó-

dulos muy irregulares en los que la biotita aparece desordenada. También se encuentran laminillas de clorita igualmente desordenadas. Una de estas preparaciones presenta una banda constituida sólo por clorita. En otras los nódulos son de clorita y cuarzo exclusivamente mientras que en los espacios entre ellos dominan con mucho el cuarzo y pajuelas de sericita.

Cuando los nódulos se hacen más precisos la biotita aumenta fuera de ellos y no es ni con mucho un constituyente principal de los mismos. Lo mismo le ocurre al cuarzo. Se componen de clorita en láminas relativamente grandes, moscovita (casi exclusivamente localizada en ellos), poiquilítica y desordenada y mezclada con pequeños restos de un mineral que identificamos como cordierita. Fuera hay algo de turmalina euhedral en cristales relativamente grandes así como uno o dos opacos anhedrales que también se encuentran dentro de los nódulos. Los ejemplares donde mejor precisamos este tipo de nódulos proceden de Perales muy cerca de las rocas plutónicas, sobre la carretera de ese pueblo a Cilleros.

En otros ejemplares la parte nodulosa está constituida casi exclusivamente por sericita con poco o nada de cuarzo, un opaco y laminillas algo mayores de biotita. Fuera aparece mucho cuarzo con pajuelas de sericita y sobre todo clorita y biotita. No cabe duda que la sericita de los nódulos es secundaria y de alteración. Máxime cuando tenemos preparaciones en las que dichos nódulos se hacen rómbicos, o cuadrangulares muy idiomórficos, y típicos de secciones de andalucita o quiastolita. Pero completamente convertidos en un agregado de sericita. Es lo que ocurre en las inmediaciones de la llamada Mancha Peralta donde incluso se han recogido cristales de algunos centímetros de andalucita sueltos en la tierra de labor. No están precisamente muy próximos a las rocas intrusivas si no como a unos 400 m. de la misma. Entre los cristales de andalucita aparece clorita-pennina en formas de rosetas.

Las rocas más cornubianíticas, como por ejemplo las pertenecientes a la corrida del Puerto de Perales, tienen un aspecto de arenisca feldespática si bien los granos están muy mal clasificados y con bordes muy dentados tanto en los feldespatos como

en el cuarzo, y es difícil concebirlos como puramente detríticos. Los más pequeños se confunden con una masa de micas y sericita. La biotita se presenta en franco dominio sobre la clorita y es claramente automorfa. Aparece turmalina euhedral, algunos circones y opacos. Pueden presentar una estructura débilmente nodulosa con nódulos más definidos de biotita en láminas grandes y cuarzo. Dan el aspecto de protocarcitas feldespáticas.

D) **El metamorfismo del serrubio.**—Aparece a modo de una banda discontinua de dirección casi N-S y superpuesta a las rocas plutónicas de forma que el afloramiento de éstas se presenta como partido en dos zonas. Sus límites son imprecisos en general. En algunos puntos más concretos los consideramos como de falla. Creo se trata de un metamorfismo de techo con gran variedad de formaciones de contacto en disposición poco clara. En las elevaciones de Doña Elvira domina una roca fémica, gris ceniza, de grano fino y con porfidoblastos pequeños. Recuerda a ciertos gabarros que aparecen dentro del granito en algunas parte del Sistema Central. En la región inmediata de las Cumbres las rocas dominantes son las cornubianitas y pizarras muy mosqueadas. Ambas rocas se encuentran perforadas por formaciones más o menos circulares, de algunas decenas de metros, de rocas plutónicas en las que domina un diaclasado horizontal. Por efectos erosivos quedan formando montículos de algunos metros de elevación sobre la roca circundante. Dentro de estos pequeños apuntamientos arman algunos filones de cuarzo, aplitas y aplitas-pegmatitas ricas en turmalina.

Localmente hay débiles formaciones de migmatitas de tipo arterítico, o bien es la propia cornubianita la que se cuaja de cristales grandes de feldespato. Los diques de cuarzo, algunas vetas de tipo alpino (con cuarzo y feldespatos de baja temperatura) que llevan algunos sulfuros, verdaderos diques de microgranito y otros de permatitas de contornos muy irregulares se presentan sobre todo en la zona del Serrubio propiamente dicha. No aparece una dirección dominante ni en los diques ni en la pizarrosidad.

La formación de Doña Elvira presenta al microscopio una

desigualdad bastante grande en cuanto a su composición mineralógica. Hay cuarzo muy anhedral y otras zonas en las que no existe. El feldespató potásico es también anhedral y se trata de la microclina. Las plagioclasas son por el contrario subhedrales y débilmente zonadas. Están bastante alteradas. En los puntos en que dominan la roca parece una diorita. La biotita es fresca, sin alteración y en láminas bastante grandes y abundantes, y con gran número de halos pleocróicos, circones, apatito y opacos. Hay también moscovita que es de génesis posterior. Tiene tendencia poiquilítica y es abundante en algunos puntos. Ligados a pajuelas de moscovita se encuentran restos de un mineral que identificamos como cordierita.

Las cornubianitas observadas tienen como elemento dominante el cuarzo con muchas inclusiones. La clorita domina sobre la biotita pero claramente una procede de la otra y contienen numerosas agujas de rutilo. Independientemente hay moscovita que debe proceder de la cordierita. En la parte más elevada del Soto hay rocas que contienen como dominante la turmalina en su variedad chorro formando agujas junto con la biotita y óxidos de hierro (fot. 1). La roca tiene tendencia nodulosa y en los nódulos hay menos cantidad de turmalina y domina sobre todo moscovita en láminas grandes, desordenadas y ligada a restos de cordierita que presenta a veces un débil pleocroísmo amarillento bien en todo el cristal o sólo en parte de él. En otros aparecen inclusiones de silimanita que forman haces más o menos radiados. También en los nódulos, y sobre todo en su parte marginal, hay láminas de biotita pasando a clorita con la aparición de las clásicas agujas de rutilo. Estas micacitas turmaliníferas pueden estar desprovistas de nódulos y entonces tienen una clara textura lepidoblástica-acicular al mismo tiempo que aparece mayor proporción de cuarzo anhedral y con muchas inclusiones. La biotita es más abundante en unas bandas que en otras.

Algunos diques de granito encajado en estas rocas presentan unas características mineralógicas interesantes. Son desde luego de textura fuertemente porfiroide con fenocristales muy euhedrales. Estos son de microclina pertitzada y los hay con una

banda concéntrica de sericita y caolín no situada precisamente en el borde que le da un carácter zonado como si el cristal hubiera crecido de dos veces, pero en el período entre ambos se hubiera producido una alteración del primeramente formado. La microclina incluye plagioclasas, biotita, cuarzo y algo de turmalina así como largas agujas de apatito que pueden ser concordantes con la banda de alteración y en la parte más interna de ella. Fuera de estos grandes cristales de feldespato potásico no aparecen plagioclasas. Si hay cuarzo, biotita con sus correspondientes halos, apatito, opacos, turmalina, silimanita y cordierita que por veces pasa a moscovita. La cordierita puede tener agujas cortas de silimanita que también se encuentran en los bordes de algunos cristales de cuarzo.

E) **Aplitas y pegmatitas.**—No ofrecen mucha variación en cuanto a su composición mineralógica. Algunas aplitas son muy leucocráticas y casi exclusivamente contienen moscovita como filossilicato. Como único mineral fémico de relativa importancia se encuentra la turmalina. Las pegmatitas son también moscovíticas. No aparecen en grandes masas sino mejor en bolsadas de tamaño pequeño y límites muy irregulares. Difícilmente se le observa un carácter zonado con mayor cantidad de cuarzo hacia el centro. Una estructura observada varias veces es el crecimiento acicular, radiado o palmeado de la moscovita con el cuarzo. Así, al Sur de Hoyos se pueden recoger ejemplares de esta asociación. Entre los espacios que dejan las láminas de moscovita sólo se encuentra cuarzo que puede constituir un cristal único, o mejor varios sin ninguna orientación óptica al parecer, y con bordes en competencia. Las láminas de moscovita se terminan o detienen en los bordes de los cristales de feldespato.

Tanto las aplitas como las pegmatitas se encuentran por todas partes. Hacia el centro de la formación plutónica parecen abundar menos o son formaciones en vetas muy pequeñas. Por el borde, y aún fuera, en el metamorfismo de contacto, son frecuentes diques y apuntamientos de algunos metros de potencia pero de longitud relativamente pequeña.

Como apéndice de estas dos rocas podemos citar los di-

ques de cuarzo que aparecen abundantemente y de tamaño más bien pequeño. Algunos llevan mineralizaciones de sulfuros (Arsenopiritas y piritas) así como de casiterita y wolframita. En Los Pinos, al Norte de Cilleros, se explotó con alguna intensidad un filón de dirección NE rico en galena. Quizás el dique de cuarzo mayor sea el de Val de la Sierra, al NE de Valverde del Fresno que se puede seguir en unos 200 m. Es de cuarzo masivo y la única mineralización que hemos localizado en él es de piritas alteradas a limonitas. Es sin embargo interesante indicar que este dique parece continuación de otro muy fino, alterado y de carácter fémico. También en Las Cabezas de la Cervigona nos encontramos una masa de cuarzo junto a la que aparece una arcilla roja como de alteración de un dique básico. Fuera del granito hay cuando menos dos casos similares en los que masas de cuarzo se encuentran ligadas a diques de este tipo. Es lo mismo ya indicado para otros puntos del Oeste Español en un trabajo anterior (3), y que parecen indicar una relación de dependencia entre el cuarzo y los diques básicos.

La facie aplítica encajada en el granito, al Sur de Santa Olalla, es un tanto especial puesto que presenta de vez en cuando algunos fenocristales de faldespato. En su extremo más meridional contiene gabarros dentro de su masa así como filoncillos de cuarzo. Su diaclasado dominante es bastante concordante con el general de la región. Concretamente es vertical y con $D, = N 60^{\circ} E$.

f) **Los diques básicos.**—Forman principalmente una serie de diques paralelos encajados en las pizarras de Campo Valverde. Su longitud es grande y se siguen muy mal por originar un suelo de alteración similar al de las pizarras. A primera vista no parecen entrar en las rocas plutónicas ni en su aureola de metamorfismo. Sin embargo en el alto del Cabezo, dentro de la aureola metamórfica, localizamos una anfíbolita que al principio no la relacionamos con estos diques pero al estudiarla al microscopio encontramos una gran semejanza. Dentro de las rocas plutónicas los filones fémicos ya citados junto a masas de cuarzo, así como otro localizado en Las Cumbres, parecen representar restos de los mismos diques de fuera.

Su dirección es NW y no son exactamente concordantes con la pizarrosidad del campo. Su potencia es difícil de señalar pero es frecuentemente superior a los cincuenta metros. Algunos tienen pequeñas apófisis, y otros como el de la Granja da una disyunción en bolas que permite su mejor localización. En un principio consideré los afloramientos localizados como parte del cortejo filoniano del batolito. Hoy, dada su enorme longitud y alejamiento, así como el hecho de que dentro de las plutónicas su existencia es mucho más precaria, le debemos dar otro significado.

En el microscopio los ejemplares mejor conservados presentan una textura que se adivina diablastica o bien acicular. En el primer caso la composición mineralógica que se puede reconocer es de plagioclasas convertidas en gran parte a una masa isótropa, o sustituidas por clorita. Un anfíbol muy alterado y deshecho en agujas, y con pleocroismo muy débil. Cloritas, que es quizás el mineral dominante, y que puede formar nódulos de pennina atravesados por agujas de anfíbol asbestiforme probablemente de la serie tremolita-actinota. Es muy abundante la presencia de un opaco que se dispone en granos ordenados en líneas paralelas o radiadas y que no respetan los límites entre la clorita y los anfíboles (fot. 2). Nos da idea de que tanto la clorita como el anfíbol son minerales secundarios y procedentes de otro más fémico y rico en titanio ya que estos granos opacos son de leucoxeno e limenita en su mayor parte.

Los ejemplares que presentan una textura acicular están constituidos principalmente por anfíbol, cuarzo, pequeños restos de plagioclasas, opacos y apatito. El anfíbol es pleocróico en verde amarillento-verde azulado-azul oliva, con extinción a 30° cuando más. Algunas laminillas se ven basales pero la mayoría aparecen longitudinales, desflecadas y asbestiformes. Llegan a presentarse como aciculares radiales. El cuarzo es muy abundante y tiende a formar nódulos por la agrupación de varios cristales en competencia de crecimiento. Tienen inclusiones fibrosas. Los opacos son abundantes en concrecciones grandes e irregulares. Los restos de plagioclasas se encuentran entre productos secun-

darios no reconocibles y el apatito aparece en agujas largas e idiomórficas.

G) **Las rocas plutónicas.**—Se pueden agrupar en dos tipos fundamentales: las de grano fino y las de grano grueso. El tránsito entre ellas es impreciso y dentro de cada uno hay distintas facies.

Las rocas de grano fino se disponen hacia el centro de la formación. En parte están ligadas al metamorfismo del Serrubio o bien en zonas altas próximas a éste. Los afloramientos típicos (El Pontón, dehesa de San Pedro) tienen un diaclasado de red bastante apretada que origina bloques de tamaño pequeño. En muchos casos las diaclasas dominantes son de componente horizontal que dá lugar a la formación de lajas. En el Peraldón buzan unos 60° al Norte y contienen frecuentes filoncillos de cuarzo.

Los ejemplares recogidos en el Km. 9 de la carretera de Villamiel a Payo son de grano relativamente grueso, textura hipidiomórfica granular y constituídos por feldespato potásico muy anhedral en cristales grandes y bastante alterados. Se trata de microclina poco o nada peritizada que incluye cuarzo y otros componentes. Las plagioclasas son menores, bastante bien conservadas y con algún paso a sericita. Las medidas efectuadas por la señorita Suárez dan maclas normales de albita, 2V de 68-88 y un contenido de An = 24 por 100. No se observa biotita pero sí clorita claramente procedente de ella y que conserva sus halos pleocróicos. Aparece también la cordierita en cristales irregulares con muchas inclusiones, a veces aciculares. Está ligada a la moscovita que puede presentarse en láminas grandes. Hay muy poco apatito.

La composición mineralógica calculada con el contador de puntos es la siguiente:

Cuarzo	28,8
Microclina	23,3
Plagioclasas	31,5
Moscovita y cordierita	12,4
Clorita	3,8
Apatito, circón y otros	0,2
	<hr/>
	100,0

En la que quizás algo de lo calculado como plagioclasas sea cordierita maclada polisintéticamente. Pero aún así su tendencia es monzonítica. Se trata de una adamellita próxima a granodiorita.

Las muestras del Peraldón presentan unas características similares. Por veces el cuarzo se hace casi intersticial, y la microclina, igualmente sin pertitzar, es también muy irregular incluyendo las plagioclasas que en cristales menores son bastante euhedrales. Prácticamente no tiene biotita ni clorita y el único filosilicato es la moscovita. Las plagioclasas medidas presentan maclas de la albita y de la albita-ala, y es una oligoclasa alta ($An = 28$). En algunas preparaciones de este punto la poca biotita que aparece está pasando a clorita al mismo tiempo que tiene un mayor dominio del feldespato potásico sobre las plagioclasas. Son pues términos que tienden a pasar a verdaderos granitos de grano fino si bien de tendencia siempre moscovítica.

Todavía algo más al Sur (cerro de Majada Urera) aparecen ejemplares que presentan nuevamente restos de cordierita ligada a la moscovita y quizás con agujas de silimanita. Las plagioclasas dan valores de $An = 25-26$ con maclas de Albita-ala. El recuento mineralógico es como sigue:

Cuarzo	38,7
Feldes. potásico	15,3
Oligoclasa	24,4
Moscovita y cordierita	11,5
Biotita y clorita	8,3
Apatito, circón y otros	1,8
	100,0

Que consideramos igualmente como adamellita.

Cerca del vértice de Coscorrón la misma roca se hace más biotítica al mismo tiempo que bajo el microscopio se presenta un poco nodulosa. Tiene microclina que incluye a los otros componentes y está muy ligada a las plagioclasas en el sentido de que tiende a envolverla constituyendo una aureola entorno a los cristales euhedrales de plagioclasas. Las laminillas de biotita domi-

nan sobre la moscovita y en parte está cloritizada. Hay ilmenita, apatito y circones. No aparecen restos de cordierita pero puede que la moscovita, o parte de ella, proceda de la misma.

Las muestras recogidas en las proximidades de la Mina de Perales se pueden considerar un tipo intermedio entre los dos que establecemos por el tamaño del grano. Este es relativamente grueso pero no porfídico. La microclina aparece en cristales grandes muy anhedrales y sin pertitizar. Las plagioclasas son bastante frescas incluyendo pajuelas de moscovita que a veces se ordenan de forma palmeada. Su contenido en anortita es del 28 por 100, macladas según la ley de albita-ala. La clorita es abundante y sustituye casi íntegramente a la biotita con formación de agujas de rutilo. Incluye apatito y circón. También encontramos moscovita y quizás algún resto de cordierita. Hay cristales bastante grandes de turmalina. La composición calculada en volumen es como sigue:

Cuarzo	36,9
Feldes. potásico	15,3
Oligoclasa	28,0
Clorita (y biotita)	9,3
Moscovita (y cordierita?)	8,8
Turmalina y otros	1,7
	100,0

Que presenta una proporción de feldespato potásico a total de feldespatos de casi 1/3 por lo que se puede considerar como una adamellita de dos micas de tendencia granodiorítica.

Las rocas de grano grueso presentan aun mayor variabilidad de facies. Se encuentran tipos bastante melanocráticos como por ejemplo en las inmediaciones del antiguo Preventorio Antituberculoso. Otros son leucocráticos de grano grueso pero uniforme mientras también los hay de grano grueso y además porfídicos con fenocristales de varios centímetros de longitud. Y por último facies en las que dominan más los fenocristales que el resto de los componentes. En cuanto a los elementos fémcicos los

hay biotíticos y también moscovíticos. En su conjunto dominan los de dos micas. Las facies moscovíticas y las de muchos porfiroblastos aparecen hacia el borde de la formación de modo que partiendo de las adamellitas de grano fino centrales podríamos establecer la siguiente sucesión:

Granito biotítico → Granito de grano grueso → granito de dos micas → granito porfídico de dos micas → granito moscovítico y porfídico.

Los fenocristales son de microclina que incluyen plagioclasas, el cuarzo e incluso pajuelas de moscovita o biotita. No se observa que esta microclina se encuentre peritizada. También es frecuente la presencia de la misma en cristales menores mezclada con otros componentes. El cuarzo está siempre en cristales muy anhedrales sobre todo en los ejemplares muy porfíricos. Tiene caracteres de crecimiento en competencia.

La composición volumétrica en una roca porfídica establecida bajo el contador de puntos es así:

Cuarzo	33,0
Plagioclasas	20,5
Feldes. potásico	33,7
Moscovita	8,5
Biotita y clorita	3,8
Otros (apatito, etc.)	0,5
	100,0

En la que se ve que la cantidad de feldespato potásico es casi los 2/3 del total feldespático evidenciando así su proximidad a los verdaderos granitos y éstos con tendencia alcalina.

DATOS QUIMICOS

Contamos con 14 análisis de distintas rocas de esta región. De ellos dos ya han sido publicados con anterioridad como ejemplo del cálculo de diferenciación metamórfica en un caso que se debe considerar como teórico: ambas rocas no tienen el mismo

origen. Son las que aquí numeramos con los números 3 y 7 (2). A estos 14 análisis añadimos dos de formaciones próximas como términos de comparación y que también han sido publicados ya hace tiempo. Son los números 5 y 16 (1). Todos han sido efectuados personalmente con la excepción de los números 14 y 15 en los que colaboró el señor Fuster.

Los análisis sobre las pizarras del Campo Valverde y el metamorfismo de contacto no tienen un interés muy grande y son:

	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,38	59,10	61,65	69,09	63,18
TiO ₂	2,32	0,78	0,65	0,70	0,35
Al ₂ O ₃	31,85	19,07	17,42	13,65	19,91
Fe ₂ O ₃	0,91	4,61	3,95	1,84	1,02
FeO	0,88	3,56	4,67	3,59	5,62
MgO	2,10	1,58	1,70	2,45	1,75
MnO	0,01	0,02	0,02	0,05	0,01
CaO	Ind.	0,26	0,58	0,30	Ind.
Na ₂ O	3,61	1,75	0,94	1,15	2,98
K ₂ O	8,34	4,80	3,98	3,61	4,19
P ₂ O ₅	Ind.	Ind.	Ind.	Ind.	Ind.
H ₂ O ⁺	3,94	4,19	3,98	3,21	1,20
H ₂ O ⁻	0,21	0,22	0,29	0,25	0,08
Total	100,08	99,95	99,83	99,89	100,32

N.º 1.—La Granja. Pizarras satinadas sin metamorfismo de contacto aparente.

N.º 2.—En lo alto del Cabezo (Villamiel). Pizarras con metamorfismo de contacto débil.

N.º 3.—En lo alto del Cabezo (Villamiel). Pizarras con metamorfismo de contacto algo mayor.

N.º 4.—Metamorfismo del Serrubio. Cornubianita no cordierítica.

N.º 5.—Cornubianita de Perosín (Salamanca). Término de comparación.

En general las formaciones de contacto presentan una tendencia más silíceas y bastante menos alcalinas. Los valores de la base son como sigue:

	<u>Kp</u>	<u>Ne</u>	<u>Cal</u>	<u>Fs</u>	<u>Fo</u>	<u>Fa</u>	<u>Ru</u>	<u>C</u>	<u>Q</u>
Roca n.º 1	29,9	19,8	—	1,0	4,5	1,1	2,2	19,3	22,2
Roca n.º 2	19,4	10,6	0,7	5,5	3,7	4,8	1,2	7,2	46,9
Roca n.º 3	15,2	5,4	1,8	4,3	3,8	5,9	1,0	13,1	49,5
Roca n.º 4	13,8	6,6	0,9	2,0	5,5	4,5	1,1	8,7	56,9
Roca n.º 5	15,3	16,7	—	1,1	1,7	6,7	0,2	11,7	46,6

En la que se ve que el aumento de cuarzo es progresivo según crece la intensidad del fenómeno metamórfico. Parte de este aumento puede atribuirse a las reacciones que originan minerales de más alto grado. Pero no todo él puesto que los análisis del cuadro primero dan mayor proporción de sílice. La explicación puede ser: a) un aporte de sílice a partir de la intrusión. Lo que es poco probable puesto que quedaría formando filones de cuarzo mejor que uniformemente repartida por toda la roca de la misma intensidad. b) que los sedimentos primitivos tuvieran mayor cantidad de sílice. Aunque localmente así puede suceder, el hecho de que aparezca más cuarzo en las cornubianitas del Puerto de Perales induce a pensar que se debe a la intensidad del fenómeno metamórfico. c) Que el aumento de sílice sea debido a la disminución de otros componentes. En este sentido son los álcalis los que deben haberse movilizado ya que los félicos crecen simultáneamente a la sílice.

Independientemente de esto el metamorfismo es esencialmente térmico con una mayor intensidad en el techo de la formación.

Las aplitas y micropegmatitas.—Son rocas que se prestan bien a los análisis químicos con la excepción de los pasos a pegmatitas y de la formación con porfidoblastos al Sur de la Sierra de Santa Olalla.

	6	7	8	9
SiO ₂	74,07	73,19	71,94	72,58
TiO ₂	Ind.	Ind.	Ind.	0,26
Al ₂ O ₃	16,66	16,08	13,72	12,85
Fe ₂ O ₃	0,48	0,14	0,81	1,62
FeO	0,49	0,68	0,84	0,43
MgO	Ind.	Ind.	0,15	0,13
MnO	0,06	0,05	0,01	0,01
CaO	0,61	0,52	0,82	0,39
Na ₂ O	1,67	4,92	3,95	4,98
K ₂ O	4,46	3,40	5,58	5,91
P ₂ O ₅	0,67	0,33	0,93	Ind.
H ₂ O ⁺	1,57	0,85	0,80	0,85
H ₂ O ⁻	0,04	0,06	0,24	0,20
	100,11	100,22	99,79	100,21

Valores de Niggli

	6	7	8	9
si	471	416	404	398
al	62	54	45	41
fm	5	4	8	9
c	4	3	5	2
alk	28	39	41	47
k	0,6	0,3	0,5	0,4
mg	—	—	0,1	0,1
ti	—	—	—	1,0
p	1,5	1,9	2	—
c/fm	0,7	0,7	0,6	0,2
2alk/al + alk.	0,6	0,8	0,9	1,1

N.º 6.—En el metamorfismo de contacto. Dentro de las pizarras mosqueadas. En un dique pequeño.

N.º 7.—En el metamorfismo del contacto. Dentro de las pizarras mosqueadas. En un dique muy potente.

N.º 8.—En el granito de grano grueso, cerca del contacto. Carretera de Valverde a Navasfrias.

N.º 9.—En el granito marginal, cerca del contacto. Navasfrias (Salamanca) a pocos metros de la frontera.

Que muestran marcadas diferencias entre dos grupos: las 6 y la 7 por un lado y la 8 y la 9 por otro. Las primeras, encajadas en el metamorfismo de contacto, y las segundas localizadas en el granito de grano grueso con mayor tendencia alcalina. Ambos caracteres quedan bien patentes en los valores de Niggli que incluimos. Este hecho lo podemos comparar con el mismo proceso del metamorfismo en el que la auerola es más pobre en álcalis que el propio granito de grano grueso.

Los diques básicos.—El material se presta mal para el análisis. Se han analizado no obstante dos muestras, una correspondiente a un dique dentro del metamórfico y otro dentro de las rocas plutónicas.

	Valores de Niggli				
	10	11	10	11	
SiO ₂	54,14	41,35	si	142	97
TiO ₂	1,15	1,54	al	15	15
Al ₂ O ₃	9,52	10,48	fm	48	51
Fe ₂ O ₃	5,11	9,90	c	23	26
FeO	11,49	4,67	alk	14	9
MgO	3,28	7,25	k	0,02	0,6
MnO	0,15	0,22	mg	0,3	0,5
CaO	8,18	10,30	ti	2,2	2,6
Na ₂ O	5,20	1,28	p	—	0,4
K ₂ O	0,20	3,95	c/fm	0,5	0,5
P ₂ O ₅	Ind.	0,40	2alk/al + alk	1,0	0,8
S	Ind.	—			
H ₂ O ⁺	0,95	7,68			
H ₂ O ⁻	0,20	1,08			
Total	99,57	100,15			

N.º 10.—En el metamórfico de Santana (Villamiel). Ligado a un dique de cuarzo.

N.º 11.—Dentro de la adamellita. Las Cumbres (Acebo).

El cálculo de la base de Niggli dá los valores siguientes:

	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo+Fa	Ru	Q	Ap	Ox. de Fe
Nº 10	0,7	29,1	1,2	12,0	5,6	21,1	0,8	29,5	—	—
Nº 11	11,6	5,6	5,5	8,9	7,7	56,8	0,8	—	0,9	2,2

Se ve inmediatamente que el valor de **Kp** es muy bajo en la 10 frente a la 11, mientras que con el de **Q** ocurre lo contrario. Como la 10 se encuentra dentro del metamorfismo de contacto y la 11 alejada tenemos el mismo caso que con las pizarras de Campo Valverde lo que nos obliga a admitir que los diques básicos sufrieron el mismo proceso metamórfico que las pizarras.

Las rocas plutónicas.—Contamos con cuatro análisis, más el de Perosin, que ordenamos de la siguiente forma:

	12	13	14	15	16
SiO ₂	63,46	60,34	60,11	71,74	70,17
TiO ₂	0,31	0,34	1,17	0,34	0,20
Al ₂ O ₃	12,61	6,33	13,72	13,91	16,60
Fe ₂ O ₃	3,32	13,11	2,34	1,64	0,07
FeO	2,15	3,11	4,39	1,49	1,18
MgO	1,89	2,07	5,46	0,60	0,30
MnO	0,03	0,06	0,09	0,03	0,01
CaO	5,22	2,01	3,19	0,48	0,91
Na ₂ O	2,12	4,20	3,84	3,31	3,07
K ₂ O	4,20	3,97	4,90	5,41	6,53
P ₂ O ₅	0,70	0,70	0,12	0,24	Ind.
H ₂ O ⁺	2,82	3,00	1,09	0,54	0,68
H ₂ O ⁻	1,14	0,68	0,10	0,21	
	99,77	99,92	100,52	99,94	99,72

Valores de Niggli

	12	13	14	15	16
si	254	215	188	386	362
al	29,9	13,3	25,2	43,9	50,4
fm	28,7	55,5	42,7	17,7	7,7
c	22,4	7,7	10,7	2,9	5,0
alk	19,0	23,5	21,4	35,5	36,9

	12	13	14	15	16
k	0,6	0,4	0,5	0,5	0,6
mg	0,4	0,2	0,6	0,3	0,3
ti	0,9	0,8	2,8	1,3	0,8
p	1,2	1,0	0,2	0,6	—
c/fm	0,8	0,1	0,3	0,1	0,6
2al/al + alk.	0,8	1,3	0,9	0,9	0,8

N.º 12.—Adamellita de grano medio bajo el metamórfico del Serrubio. Carretera de Villamiel a Payo.

N.º 13.—Adamellita de grano fino junto a un dique básico Las Cumbres (Acebo).

N.º 14.—Granito de dos micas. El Preventorio.

N.º 15.—Granito biotítico de grano grueso. Al Sur de Eljas.

N.º 16.—Granito del batolito de Perosin (Salamanca) (Término de comparación).

Tanto por los valores de Niggli como directamente de los análisis se observa un marcado carácter cuarzodiorítico en las dos muestras de adamellitas y de granito verdadero en las otras tres.

Comparemos las bases de las normas equivalentes:

	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo+Fa	Ru	C	Q	Ap
N.º 12	16,0	12,1	8,0	2,7	3,7	6,9	0,2	—	48,8	1,6
N.º 13	14,9	22,3	3,3	—	6,0	8,4	0,3	0,8	42,2	1,8
N.º 14	17,2	20,6	3,4	2,7	2,3	16,5	0,8	—	36,3	0,2
N.º 15	25,6	17,6	1,0	—	1,7	3,3	0,2	—	50,3	0,2
N.º 16	23,5	16,7	2,8	—	0,1	2,0	0,2	3,2	51,5	—

En el que algunos valores permanecen bastante constantes mientras varían otros. Aunque cuatro determinaciones no son suficientes para una comparación de medias (máxime cuando una de las muestras, la 14, representa una roca bastante "básica" no muy abundante en el campo) nos arriesgamos a presentar la medida de las dos primeras frente a las dos siguientes:

	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fo+Fa	Ru	C	Q	Ap
Media 1. ^a	15,4	17,2	5,2	0,9	4,8	7,6	0,2	0,4	45,5	1,7
Media 2. ^a	21,4	19,1	2,2	0,9	2,0	9,9	0,5	—	43,3	0,2

Sólo el **Kp** el **Ne** y **Fo — Fa** crecen en la segunda respecto a los otros. El resto de los valores disminuye o permanece constante, e incluso el corindón no aparece. Está claro que la diferencia es hacia una feldespatización alcalina de los granitos frente a las adamellititas.

El cálculo mineralógico no lo realizamos si no para los números 13, 15 y 16 ya que son las que conocemos su composición cualitativa por estudio de muestras próximas.

	13	15	16
Apatito	1,7	—	—
Oxidos y Magnetita	4,0	1,7	0,1
Rutilo	0,2	0,2	0,2
Cordierita	2,2	—	—
Moscovita	—	—	4,2
Biotita	14,8	4,6	3,0
Feldes. potásico	15,4	42,0	20,4
Albita	36,6	28,6	28,0
Anortita	5,5	1,1	4,5
Andalucita	—	—	3,0
Cuarzo	18,6	22,4	23,0
	100,0	100,0	100,0

CONCLUSIONES

Son varias y diversas las conclusiones que se pueden obtener directamente de los datos expuestos. Algunas ya se han indicado, otras son importantes de resaltar.

Nos encontramos ante un afloramiento plutónico compuesto por dos tipos de rocas que a su vez contienen distintas facies. Fenómenos similares se encuentran en muchas partes sobre todo desde que Tyrrell describió la intrusión granítica de Arran (6). Igual que en aquel caso, ya célebre, las formaciones de grano fino aparecen hacia el centro de la formación, y que fueron interpretadas como una intrusión más reciente. En nuestro caso los datos recogidos nos inclinan a la suposición contraria, de forma

que el verdadero granito de grano grueso y porfídico se desarrolló posteriormente a la adamellita central. La mayor intensidad en el metamorfismo del Serrubio (ligado principalmente a la adamellita), con buen desarrollo de cornubianitas e incluso alguna migmatita local que contrasta con el débil del contorno indican para el primero una mayor temperatura y probablemente profundidad. Por otra parte la no pertitización de la microclina del granito indica igualmente una temperatura de formación no muy alta.

Tendríamos una génesis plutónica que a grandes rasgos sería: Emplazamiento de una adamellita con un diámetro superior al que representa hoy, y que desarrolló un metamorfismo de contacto potente. Posteriormente sobrevendría un emplazamiento más o menos circular de un granito que sustituyó parcialmente a la adamellita y también parcialmente a la aureola de contacto. Este segundo proceso genético puede ser considerado también como una granitización marginal principalmente debido al desarrollo de la microclina en niveles de menor profundidad y temperatura. Debemos suponerlo ya simultáneo o posterior al Hercínico. Este dato último está claro si tenemos en cuenta la asimetría de la aureola metamórfica que nos hace pensar en la ligazón de este afloramiento plutónico con las masas que viniendo de Portugal por Casillas de Flores llega a Gata y quizás a Montehermoso y Plasencia con una clara dirección de NW a SE.

Respecto al metamorfismo de contacto en sí vemos que se ha desarrollado sobre una secuencia de dominio pelítico (la filita listada pudiera proceder de una cinerita o similar), pobre en calcio y de tendencia cuarzo feldespática. Sólo en parte del Serrubio aparece la ortosa como mineral de neoformación y podemos considerar que aquí se llega a las facies de las cornubianitas piroxénicas en asociaciones con exceso de sílice. En general se admite para estas facies presiones bajas y Turner y Verhoogen establecen el campo de temperaturas entre los 550° y 900° (5). Pero las temperaturas más altas se requieren para una P_{co_2} (se-

dimentos carbonatados) que no es nuestro caso, si no el de procesos de tipo

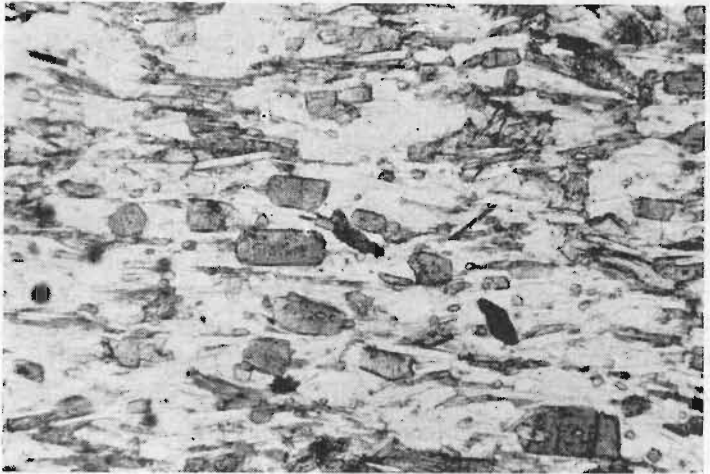


que supone una T de cuando más 700°.

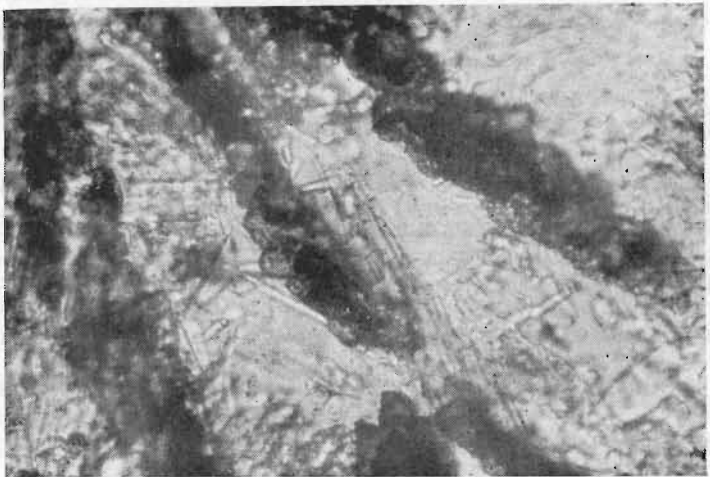
En el metamorfismo del contorno, la pobreza de calcio y la escasez de álcalis ha impedido el desarrollo de minerales mejor estudiados en cuanto a su equilibrio. Los que hemos encontrado tanto pueden representar las facies con albita y epidota como las cornubianitas hornblendicas. La presencia de andalucita y cordierita son más frecuentes en estas últimas. Winkler (7) realizó experimentos sobre sistemas pobres en calcio y para $P_{\text{H}_2\text{O}}$ de 2000 bars estableció el límite inferior (aparición de silimanita o andalucita) a 525°, o bien de la cordierita junto al feldespató potásico entre 660° y 670°. Como el feldespató potásico se origina en parte a expensas de las micas y en este metamorfismo siguen existiendo podemos admitir no se pasa de esos valores. Según Turner y Verhoogen (5) las presiones no hacen cambiar grandemente la temperatura de forma que si $P_{\text{H}_2\text{O}}$ queda reducida sólo a 500 bars la temperatura variaría 50 grados.

REFERENCIAS

1. GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.—*Contacto entre el granito y facies de los esquistos verdes de Perosin (Peñaparda, Salamanca)*. Not. y com. del Inst. Geol. y Min. de España. núm. 33 (1954).
2. ————El cálculo de la "celdilla tipo" de Barth y su aplicación a un caso de diferenciación metamórfica. Est. Geol. núm. 25 (1955?)
3. ————La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres). Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, núm. 77 (1965).
4. HERNANDEZ-PACHECO, F.—*El Terciario continental de Extremadura*. Bol. R. S. E. de His. Nat. (Ser. Geol.) t. LVIII. núm. 2 (1960).
5. TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J.—*Igneous and metamorphic petrology*. Segunda Ed. (1960).
6. TYRRELL, G. W.—The geology of Arran. Scotland Geol. Sur. Men. (1928).
7. WINKLER, H. G.—*Experimentelle Gesteinsmetamorphose* I. Geochim. et Cosmochim. Acta. v. 13 (1957).

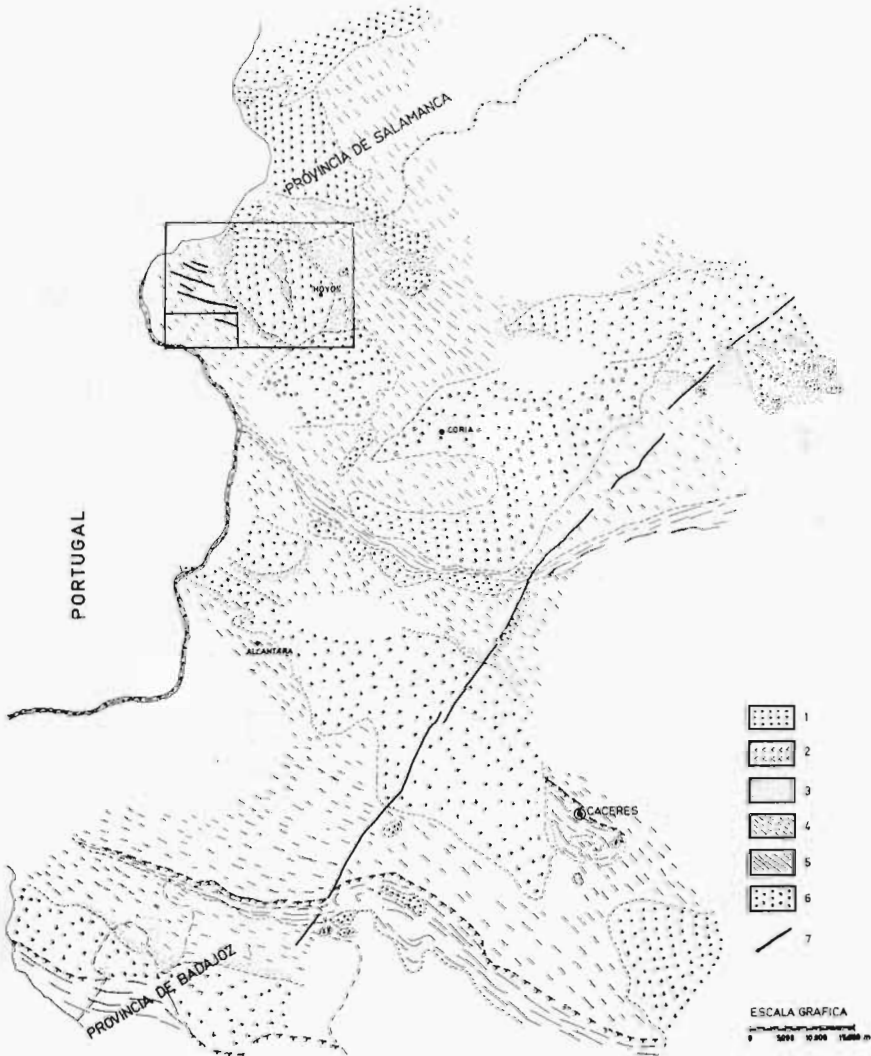


Microfotografía de una micacita turmalífera del metamorfismo del Serrubio L. N. 35 D.



Microfotografía de una roca filoniana básica del Campo Valverde. Granos ordenados en líneas de ilmenita y leucosiderita. L. N. 450 D.

MAPA Nº 1



Situación del área estudiada 1. Rocas plutónicas de carácter ácido. 2, rocas básicas. 3, aureolas de metamorfismo. 4, pizarras en general. 5, cuarcitas con algunas filitas, caolinitas, etc. 6, sedimentos recientes. 7, diques básicos.



Cartografía general. 1, pizarras de Campo Valverde. 2, metamorfismo del contorno. 3, Cornubianitas. 4, metamorfismo del Serrubio. 5, Facies graníticas. 6, facies adamelliticas. 7, granito aplítico. 8, sedimentos recientes. 9, diques básicos. 10, fracturas y fallas.