

Sobre el stock adamellítico de La Granja y el sector metamórfico encajante (Guadarrama Central).

RUBIO, J. I. (*); VILLASECA, C. (*)



RESUMEN

El stock adamellítico de La Granja (Guadarrama Central) intruye en materiales metamórficos de alto grado (con cordierita-sillimanita-ortosa), provocando neof ormación de andalusita. Se describen asimismo, algunas facies litológicas de «contacto» como son los gneises porfidoclásticos o los cinturones aplograníticos de borde del granitoide. Se describen los materiales metamórficos haciendo especial hincapié en los rasgos texturales de los mismos y en el fuerte control geoquímico que ejerce el medio petrológico a las diferentes blastesis minerales. El estudio geoquímico aunado al estructural nos define un carácter ortoderivado a las formaciones glandulares sálicas y leucogneísicas con las que forman Unidad. Además se apuntan pautas de variación geoquímica de los gneises porfidoclásticos de «contacto».

El stock se define como adamellita de grano grueso porfídica de tendencias calco-alcalinas y como apéndice de los materiales de grano grueso leucocráticos de la vertiente meridional de la Sierra. Se describen las redes filonianas características del stock encontrando ciertas diferencias composicionales entre ambos materiales. Finalmente encontramos una variación geoquímica, clara en elementos menores, entre las facies de borde e interior del dique.

ABSTRACT

La Granja granitoid stock in Centrat Guadarrama (Spain) intrudes in high grade metamorphic rocks (cordierite-sillimanite-ortose) inducing neof ormation of andalusite. There are lithological «contact» facies, such as porphyroclastic gneiss or aplogranitic belts of chilled margin. We describe here the metamorphic materials, in special the textural features and the geochemical control of mineral blastesis by the lithology. The geochemical and structural studies determine an orthogenesis for augen and leucocratic gneiss which belong to the same formation. We describe too, some geochemical features of the porphyroclastic gneiss.

The porphyritic granitoid stock is adamellitic in composition (Q-monzonite), coarse grained and has a calc-alcalic character. La Granja stock is the natural appendix of leucocratic coarse grained granites from the Sierra's southern side. In this paper we deal with the characteristic stock dike-swarm, finding compositional differences between both materials. Finally we find a clear geochemical variation, specially in minor elements, between margin and core in the dikes.

I. INTRODUCCION

El stock tardicinemático de La Granja (Segovia), representa la manifestación más septentrional de los granitoides de grano grueso porfídicos y leucocráticos de la Sierra de Guadarrama. Su prolongación natural llegaría hasta los límites con los cuerpos de grano grueso no por-

(*) Departamento de Petrología. Universidad Complutense de Madrid.

féldicos de La Pedriza, por el E. y con los materiales de grano medio ricos en enclaves microgranulares que se extienden por el S y O, desde El Boalo (Madrid) hasta El Espinar (Segovia) (Fig. 1). Hace intrusión en un área metamórfica de alto grado, en materiales de litología variada que comprenden desde gneises cuarzofeldespáticos, glandulares o no, hasta términos esquistosos de naturaleza fémica, claramente paraderivados. La extensa superficie de contacto con el material encajante (algo más de 24 Kms. para una superficie total del stock de aproximadamente 45 Kms²), nos permite desarrollar el estudio de los mecanismos de interacción posibles entre el material intrusivo y su encajante.

Las primeras notas geológicas sobre este sector provienen de CORTAZAR (1981) que hace unas primeras descripciones sobre los gneises félicos («gneis pizarreño»), y glandulares («gneis con nódulos feldespáticos»), y define el granitoide como «continuación de los materiales hipogénicos que en la provincia de Madrid suben hasta el Puerto de Navacerrada», extendiéndolo desde Palazuelos y Revenga hasta el Peñalara (apreciación errónea que curiosamente continúa hasta el año 1975 en el Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares). El mismo autor menciona la existencia y localización de algunos de los diques de pórfido y lamprórfido, citando incluso obras anteriores (BREÑOSA, 1884). Posteriormente estos diques fueron objeto de un detallado estudio (FUSTER e IBARROLA, 1953), donde consideran cogenéticas las manifestaciones filonianas tardías a la serie calco-alcalina que asignan al granitoide. SANCHEZ CELA, en 1962, vuelve a calificarlo como granito calco-alcalino y a resaltar la abundancia de manifestaciones filonianas ligadas al stock. Finalmente en 1975, en los trabajos generales sobre la Sierra de Guadarrama (APARICIO et al., LOPEZ RUIZ et al.), el granitoide aparece como adamellita calco-alcalina de grano medio, intrusiva en gneises catazonales con moscovita primaria, no discriminados cartográficamente.

El trabajo se inserta en las líneas de investigación marcadas por los autores y representa un adelanto sobre futuras conclusiones en este área central de la Sierra de Guadarrama.

II. ROCAS METAMORFICAS ENCAJANTES

En general la masa granítica es claramente discordante con las estructuras metamórficas regionales, tanto a escala cartográfica como de detalle. Sin embargo, consideramos probable que su emplazamiento sea el causante de algunas de las flexiones que se aprecian subparalelas al contacto (Fig. 1).

Se observa en las inmediaciones septentrionales del contacto (Km. 3,5 de la carretera La Granja-Torrecaballeros), la aparición de una facies litológica peculiar de aspecto porfidoclástico que sin representar una fenomenología de contacto clara aparece exclusivamente ligada a él. Es una roca metamórfica poco orientada, de tendencias básicas respecto a los gneises circundantes, y que presenta fenómenos cataclásticos y miloníticos importantes (Fig. 2). Petrográficamente son rocas con procesos importantes de inestabilidad mineral: moscovitización de feldespatos, pinnitización de cordierita, cloritización de micas, recristalización de cuarzo, milonitización... etc. Es una roca retrogradada por alteración de tipo hidrotermal debido a su mecanización.

En las rocas metamórficas encajantes se han diferenciado tres tipos litológicos esenciales: gneises félicos, gneises leucocráticos y gneises glandulares sálicos. La simbología cartográfica empleada significa exclusivamente el predominio de un tipo litológico sobre otro.

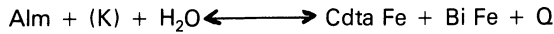
Gneises félicos

Aunque generalmente son de carácter esquistoso, existen también niveles glandulares asociados. Estos gneises se caracterizan por la abundancia de grandes cristales lepidoblásticos de biotita, que definen la foliación. Presentan como asociación mineralógica característica:

Q — Plag. — Fk — Bi — Cda — Sill — Alm — Acc.,

además de la blastesis tardía y secundaria, típica de todo el área central de la Sierra, de mica moscovita. Incluso a veces puede asociarse dicha blastesis a fenómenos de carácter hidrotermal por la sericitización, turmalinización y disposición en venas discordantes de las plaquillas de moscovita.

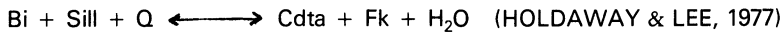
Consideramos estable en esta facies litológica la paragénesis de Q — Plag — Fk — Bi — Cda — Sill, pues encontramos siempre el granate «almandino» con caracteres precinmáticos o relicticos, con aureolas de materiales biotíticos y/o cordieríticos que apuntan a procesos de transformación del tipo:



El feldespato potásico es poco abundante e incluso ausente en las facies más esquistosas. Los megacristales de las facies glandulares parecen ortosa peritítica, a veces microclinizados.

La plagioclasa puede presentar inclusiones de microlitos prismáticos (¿sillimanita?) y de lamillas de biotita dispuestos orientadamente.

La sillimanita es generalmente fibrolítica salvo en las facies más fémicas en donde puede aparecer con caracteres prismáticos, aspecto que presenta también cuando aparece como microlitos relicticos blindados en plagioclasa. Aparece junto con la biotita englobada en la abundante cordierita mesostásica que caracteriza estas facies, y que por ello pensamos en procesos de reacción del tipo:



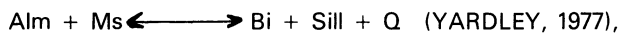
Existe un fuerte control geoquímico de la cordierita por parte de la composición de la roca. Este tipo de cordierita sinmetamórfica de la mesostasia es peculiar de estas facies fémicas, esquistosadas y bandeadas, y no aparece con dichas características en las otras facies de gneises cuarzofeldespáticos.

Accesoriamente hay apatito, circón, gránulos de turmalina y opacos subidiomorfos.

Gneises leucocráticos

Se presentan como gneises finamente bandeados, de carácter sálico, con biotita en parches lenticulares, y localmente con nidos de turmalina suborientados según las estructuras metamórficas principales. En sectores son mesoglandulares.

Son muy cuarzofeldespáticos, presentando con cierta frecuencia agregados arrosariados de almandino precinmático, con aureolas de carácter micáceo y/o de subopacos ocres. Esta transformación se explica mediante la reacción:



en la que al igual que dicho autor observamos un carácter tardío en la formación de fibrolita y una predilección de la misma a asociarse o desarrollarse a partir de la biotita (CHINNER, 1961, LOSERT, 1977), definiendo ambos minerales las bandas fusiformes lepidoblásticas.

El feldespato potásico es ortosa, peritítica en bandas a veces interpenetradas, y que aparece frecuentemente microclinizada en las zonas más deformadas mecánicamente (SPRY, 1969). Incluye plagioclasa zonada con bordes albiticos. Sin embargo, el zonado no es exclusivo de éstas intrusiones, pues existen también plagioclasas con borde zonado en la mesostasia, aunque ciertamente es en la interfase de ambos minerales donde predominan estas texturas de zonado, así como las de mirmequitización de tipo bulboso, intergranular o no (tipo D de PHILIPS, 1974) y mirmequitas con desarrollo en la totalidad del cristal de la plagioclasa (variación del tipo F de PHILIPS, o tipo «wartlike» de HIBBARD, 1979). También existen texturas de carácter antiperitítico en la oligoclasa.

Además, volvemos a encontrar la predilección de la plagioclasa de incluir en su blastesis haces fibrolíticos o microlitos de sillimanita. Existe sin lugar a dudas una relación de cristalización entre los feldespatos alcalinos (sobre todo la oligoclasa) y los silicoaluminatos, relación

que asimilamos al papel que desempeñan éstos como gérmenes de nucleación del feldespato.

Los accesorios son los clásicos apatitos y circones de todas las formaciones metamórficas de la Sierra, con caracteres claramente idiomórficos ocasionalmente.

Gneises glandulares sálicos

Corresponden a un tipo glandular que se denomina a veces (erróneamente) embrechítico para resaltar el carácter leucocrático y finalmente bandeado de estos gneises de glándula mediana dominante. Presentan enclaves de variadas dimensiones, en general de rocas metapelíticas o paraderivadas, a veces con zonado interno (Fig. 3). También es frecuente la aparición de zonas estictolíticas (nódulos de cordierita en matriz aplogranítica) tardimetamórficas, discordantes.

En general presentan una mineralogía similar a la de los gneises leucocráticos, de grano más fino y no porfídico, con los que aparecen frecuentemente intercalados. Pensamos que forman una Unidad con ellos por afinidad tanto estructural como petrográfica. Sólo añadiremos que los megacrístales feldespáticos que forman las glándulas son claramente precinemáticos, que presentan ocasionalmente inclusiones en disposición zonada (Fig. 4), y son de tendencias subidiomórficas, lo cual entronca con la problemática general que plantean las distintas Formaciones de dicho tipo litológico en el Macizo Hercínico.

Caracteres metamórficos

El área metamórfica encajante corresponde a formaciones de alto grado con cordierita-sillimanita-feldespato potásico, por encima pues de la isograda de desaparición de la moscovita. Este esquema se opone a los anteriores datos existentes sobre el metamorfismo de este área (LOPEZ RUIZ, et al., 1975), y se ensambla con los actuales de áreas próximas en los que se verifica la ausencia de moscovita primaria (FUSTER y VILLASECA, 1979). La aparición de una cristalización tardía, frecuentemente postmetamórfica, de mica moscovita se debe a procesos de reinversión de feldespatos y silicoaluminatos, fundamentalmente, de carácter secundario.

El gradiente metamórfico sufrido por estas formaciones es equivalente al encontrado por los diversos autores en áreas próximas de igual grado metamórfico (FUSTER y VILLASECA, 1979; FUSTER y RUBIO, 1980), o sea valores aproximados a los 50-52° C/Km.

Se observa superpuesto a ese metamorfismo de carácter regional, la neoformación de andalucita provocada por la intrusión del stock de La Granja; mineral que puede incluir de forma residual biotita y sillimanita del metamorfismo regional y que se presenta en general, en vías de transformación a moscovita (Fig. 5). Como es norma de todo proceso de blastesis, el crecimiento de la andalucita viene fuertemente controlado por los caracteres geoquímicos de la roca-huésped siendo frecuente encontrarla asociada a las bandas granoblásticas, en particular con plagioclasa. Procesos de neoformación de andalucita en sectores de alto grado son descritos por APARICIO et al. (1975) como manifestaciones de contacto típicas del plutonismo tardi-hercínico de la Sierra de Guadarrama.

III. EL STOCK ADAMELLITICO DE LA GRANJA

Las rocas adamelíticas calcoalcalinas que componen el stock de La Granja (fig. 6) son textualmente de grano grueso y de carácter porfídico, con los fenocristales distribuidos de modo heterogéneo, no siendo posible distinguir cartográficamente zonas de mayor o menor concentración de los mismos.

Presentan enclaves de carácter microgranular (gabarras), poco abundantes y con dimensiones que nunca sobrepasan el m² de superficie; en ocasiones aparecen aureolas de carácter feldespático (microclina) poco desarrolladas y posiblemente debidas a procesos de reacción o

digestión entre el enclave y la roca granítica. De todas formas, por su clara naturaleza plutónica y por seguir una pauta de variación paralela a la del granitoide (porfídicos donde la roca lo es, biotíticos como la adamellita y anfibólicos en las pequeñas zonas en las que el granitoide tiene ese carácter) consideramos a ambos cogenéticos. Existen también zonas de schlierens que se presentan bien en parches o nidos difusos, bien elongados formando bandas de carácter básico. Su rasgo textural y mineralógico distintivo es su menor tamaño de grano (índice de CHAYES: 181), su riqueza en biotita y que ésta se presenta en las bandas que definen la dirección del schlieren.

En general son poco abundantes los fenómenos de digestión o enclavado de roca metamórfica, en los contactos, y no se han encontrado enclaves surmicáceos. Sólo localmente (Peñacitores) aparecen enclaves metamórficos con profusión, en una banda estrecha de aproximadamente 5 ms. de anchura. También se observa en las zonas de contacto, la aparición de una facies de textura aplítica que nunca supera los 3 ms. de potencia.

Aparecen bandas miloníticas y zonas de sienitización ligadas a sectores donde existen importantes procesos de fracturación y que originan estas facies cataclásticas de color rosado característico, muy comunes en la Sierra de Guadarrama, que deben ser originadas por la movilización y consecuente oxidación del hierro como resultado de su penetración en las redes cristalinas deformadas, en especial de los feldespatos que son los más «afectados» por esa coloración. Aunque algunos autores han tratado de discriminarlas cartográficamente (APARICIO et al. 1975), consideramos que su extensión está limitada a las inmediaciones de las grandes fracturas cartografiadas.

Roca adamellítica

Las adamellitas tienen un tamaño medio de cristal algo superior al mm. (índice granulométrico medio de CHAYES de 38), y que oscila entre los 0.5 y 2 mm. Los porfidoblastos son de microclina, con dimensiones entre 2 y 5 cms. y carecen de orientación preferente alguna. La textura es heterogranular subidiomorfa, con Q-Microcl-Plag y Bi como minerales fundamentales, y apatito, circón, opacos y ocasionalmente turmalina y clinozoisita, como accesorios. Hay clorita, moscovita y epidota secundarias. Localmente aparecen también anfíboles accesorios, en áreas cercanas a las zonas de borde del stock. Son hornblendas de pequeño tamaño y pleocroicas pardo-verdosas, que se desestabilizan transformándose en biotitas, y que suelen aparecer incluídas en plagioclasas de zonado oscilatorio (probablemente las de primera generación).

La plagioclasa se presenta en cristales subidiomorfos de gran tamaño a veces de contornos irregulares por recrecimientos albiticos. Suelen estar zonadas generalmente de un modo «continuo», a veces oscilatorio con un anillo intermedio de anubarramiento en la zona de mayor basicidad del cristal. No suele haber fenómenos de mirmequitización salvo en los cristales englobados o en contacto con la microclina y bordes albiticos. su composición es oligoclásica y junto con la biotita representan los minerales más antiguos de la roca adamellítica.

El feldespato potásico se presenta en dos generaciones claramente diferenciadas. Hay fenocristales subidiomorfos, y cristales alotriomorfos de marcado carácter intersticial, que engloban cristallitos de Q-Plag-Bi. Son microclinas de inversión pues su maclado en enrejado se observa frecuentemente superpuesto a la macla de Karlsbad de la ortosa. En general son más pertíticos los fenocristales, con pertitas en venas o accesoriamente difusas.

En los enclaves microgranulares los escasos fenocristales que aparecen son de plagioclasa idiomorfa (diferencia con los de la roca adamellítica), cuarzo y raramente de feldespato potásico microclinizado que engloba Q-Plag-Bi. Su composición es tonalítica-granodiorítica (Fig. 6) y tienen un índice de CHAYES medio de 177 (con dispersión de 78 a 252).

Manifestaciones filonianas

Los diques de pórfido son los que aparecen más ampliamente desarrollados formando dos conjuntos principales: el de La Granja y el de Valsain (Fig. 1 y 7). Hay asociados diques de ma-

terial lamprófidico con los que forman los enjambres filonianos tan característicos de este sector. Ambos conjuntos están constituidos por numerosos diques que se anastomosan a veces, y que presentan una dirección de 100° - 120° que se suaviza hacia el O a 95° - 100° , en los límites con el Cretácico. Son redes filonianas que pueden seguirse de manera casi continua en distancias superiores a los 13 Kms.

Los pórfidos son de composición granítica, de potencias que oscilan entre los 15 m. y los 125 ms. en las zonas de mayor densidad de diques, y de contactos netos con sus rocas-caja. Presenta facies de borde afaníticas de unos 20 cms. de anchura, muy esferulíticas y a veces con texturas fluidales, siendo en el interior del dique donde aparece la textura típica de fenocristales. Estos son de cuarzo, plagioclasa, ortosa y biotita, con frecuentes aureolas afaníticas (alrededor del cuarzo), o gráficas (alrededor de ortosas). La pasta o matriz afanítica es esferulítica a veces, con frecuentes intercrecimientos simplectíticos, y de igual composición que los fenocristales. Sólo en los términos más básicos de estos pórfidos quedan residuos de anfíbol, muy bio-cloritizados, en la matriz.

Los pórfidos graníticos presentan dos tipos de enclaves: de la roca caja y microgranulares (gabarros). Son estos últimos decimétricos y de formas redondeadas, análogos a los de los granitoides del Sistema Central (Fig. 8), sin apenas feldespatos potásico y con biotitas verdes pardas que parecen pseudomorfas de anfíbol, y de composiciones incluso cuarzdioríticas (Fig. 6).

Los lamprófidicos aparecen en diques tabulares de menor potencia (no más de 1.5 ms.) y con bordes «enfriados» que forman coronas afaníticas alrededor de los xenocristales «enclavados». Estos lamprófidicos calco-alcalinos (STRECKEISEN, 1979) se les puede clasificar como espesartitas (HUANG, 1968) de tendencias shoshoníticas (ROCK, 1977), pues sus principales componentes son hornblenda y plagioclasa. Presentan textura de tipo diabásico, en la que destacan algunos fenocristales idiomorfos de anfíbol o plagioclasa, y accesoriamente de biotita de menor tamaño. A veces se puede observar como estas hornblendas sustituyen a antiguos piroxenos diopsídicos que quedan como reliquias en el núcleo del anfíbol.

Finalmente aparecen, no sólo como rocas filonianas sino también esporádicamente como bolsadas, materiales aplograníticos. De potencia y direcciones variables por generarse en diversos episodios, desde aplitas coincidentes a grandes rasgos con las macroestructuras cartográficas de la región metamórfica hasta diques totalmente discordantes al plutonismo descrito anteriormente (que incluso rellenan las diaclasas del granitoide); no se asocian a las principales redes filonianas mencionadas.

Sus componentes fundamentales son cuarzo-feldespáticos, con moscovita como mica dominante y turmalina como accesorio asiduo; presentan con relativa frecuencia andalucita blindada en placas de moscovita.

IV. DISCUSION

Se ha realizado una serie de análisis químicos de elementos mayores y menores, tanto del material metamórfico encajante como del granitoide y de sus manifestaciones filonianas (Cuadros I y II).

De las rocas metamórficas se ha incidido en los gneises glandulares sálicos (números 1-4) y en la facies porfidoclastica de «contacto» que consideramos como una facies glandular mecanizada por la intrusión del granitoide, y que presentamos ordenadamente de menor a mayor intensidad de deformación (números 6-8).

El estudio de esta transformación, que surge de la comparación de los datos químicos, nos revela por un lado una disminución de álcalis (K_2O sobre todo) y de SiO_2 en elementos mayores, así como una inversión de la relación Rb/Sr (debida a la emigración del primero), y por otro un enriquecimiento relativo en ferromagnesianos y Ba. Es de resaltar la parcial discrepancia con otros datos existentes en áreas próximas sobre geoquímica de procesos miloníticos en cierto modo asimilables a nuestro estudio (APARICIO y BELLIDO, 1978), pero de distinto grado de deformación. El carácter de esta transformación viene a su vez resaltado en los

distintos diagramas geoquímicos empleados en especial el diagrama triangular de GUITARD, (1970) (Fig. 9).

Hemos utilizado diversos diagramas sobre tendencias geoquímicas para definir en lo posible la naturaleza premetamórfica de los gneises cuarzo-feldespáticos. Del estudio de los mismos (Fig. 9 y 10) deducimos un cierto carácter ortoderivado de estos gneises glandulares, así como una afinidad de evolución calco-alcalina de todos los términos estudiados (Fig. 6), lo cual ya había sido puesto anteriormente de relieve en estudios de ámbito regional (NAVIDAD, 1978).

Consideramos a los gneises cuarzo-feldespáticos por sus características texturales, estructurales, y geoquímicas de naturaleza ortoderivada, asimilándolos a granitoides porfídicos o no, de tenencias subcalcoalcalinas.

De los materiales ígneos ya destacábamos el carácter adamellítico calcoalcalino del granitoide. En cuanto a sus manifestaciones filonianas observamos como los pórfidos presentan un quimismo a grandes rasgos «similar» al de los granitoides del stock (FUSTER e IBARROLA, 1953), si bien son algo más ricos en Al_2O_3 y K_2O (probablemente por ser más biotíticos) y más pobres en calcio. En estos diques se observa una mayor basicidad en su zona de borde con respecto al interior, siendo aquél más rico en FeO, MnO, CaO, TiO_2 , Al_2O_3 y K_2O , y más pobre en SiO_2 . En elementos menores vemos que se mantiene la semejanza pórfido-granitoide, si bien el pórfido es algo más pobre en Ba y Sr, y con mayores concentraciones de Cu, Ni y Rb; la zona de borde se diferencia del interior del dique por su basicidad también en elementos menores, estando empobrecida en Ba, La, Sr, y Zr (y menores diferencias en Y y Ce), siendo este borde más rico en Cu y Pb.

Concluimos pues que el stock adamellítico de La Granja, de carácter calcoalcalino, intruye alóctonamente en materiales metamórficos catazonales caracterizados por paragénesis fuertemente controladas por la geoquímica de la facies y provocando en ellas neoformación de andalucita como único fenómeno de contacto.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestro agradecimiento al Profesor D. José María Fúster Casas por su ayuda a la realización de las labores cartográficas de la zona de estudio y por sus indicaciones y datos inéditos sobre la petrología de la misma.

Queremos también agradecer la ayuda de todas las personas que han colaborado para la realización del presente trabajo:

Antonio Rubio (Delineación), Jesús Sánchez (Fotografía), y Ana Mejía y Gloria Segovia (Mecanografía).

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A., BARRERA, J. L., CARABALLO, J. M., PEINADO, M., y TINAO, J. M. (1975). «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español». Mem. Inst. Geol. y Min. 88, 145 pp.
- APARICIO, A. and BELLIDO, F. (1976). «Geochemical features of the metamorphism in the Sistema Central (Spain)». Chemical Geology, 17, 281-293.
- APARICIO, A. y BELLIDO, F. (1978). «Cambios texturales, mineralógicos y geoquímicos en rocas graníticas milonitizadas». Bol. Geol. y Min. 89, 75-80.
- APARICIO, A., BRANDLE, J. L. and BELLIDO, F. (1979). «Chemical evolution in an old crustal area (Sistema Central Español)». Physics and Chemistry of the Earth, 11, 505-517.
- BREÑOSA, R. (1884). «Las porfiritas y microdioritas de San Ildefonso y sus contornos». Anal. Soc. Esp. de Hist. Nat. 13.
- CORTAZAR, D. (1891). «Descripción física y geológica de la Provincia de Segovia». Bol. Com. Mapa Geol. de España, 17, 234 pp.
- CHINNER, G. A. (1961). «The origin of Sillimanite in Glen Clova, Angus». Journal of Petrol. 2, 312-323.
- DE LA ROCHE, H. (1968). «Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques». C. R. Acad. Sci., Paris, 267, série D, 39-42.
- DE LA ROCHE, H. (1978). «La chimie des roches présentée et interprétée d'après la structure de leur faciès minéral dans l'espace des variables chimiques: fonctions spécifiques et diagrammes qui s'en déduisent (application aux roches ignées)». Chemical Geology, 21, 63-87.
- FUSTER, J. M. e IBARROLA, E. (1953). «Rocas de España Central IV: Porfidos y Lamprófidos magmáticos de La Granja (Segovia)». Est. Geol. 18, 193-224.
- FUSTER, J. M. y VILLASECA, C. (1979). «Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama». Est. Geol. 35, 285-290.
- FUSTER, J. M. y RUBIO, J. I. (1980). «El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama Central)». Bol. Inst. Geol. y Min., 91, 494-502.
- GUIARD, G. (1970). «Le métamorphisme hercynien mesozonal et les gneiss oeilés du Canigou (Pyrenées Orientales)». Mem. du B. R. G. M. 63, 311 pp.
- HIBBARD, M. J. (1979). «Myrmekite as a marker between preaqueous and postaqueous phase saturation in granitic systems». Geol. Soc. Am. Bull., 90, 1047-1062.
- HOLDAWAY, M. J. and LEE, S. M. (1977). «Fe-Mg Cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations». Contr. Min. Petrol., 63, 175-198.
- HUANG, W. T. (1968). «Petrología». UTEHA Ed. (Mexico), 546 pp.
- I. G. M. E. (1975). «Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares».
- LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)». Mem. Inst. Geol. y Min., 86, 127 pp.
- LOSERT, J. (1977). «Sillimanite fibrolitique du Moldanobicum du massif de Boheme et ses analogies avec celle des massifs cristallins varisques de l'Europe occidentale». Coll. Intern. C. N. R. S., 243, 329-340.
- PHILLIPS, E. R. (1974). «Myrmekite-one hundred years later». Lithos, 7, 181-194.
- NAVIDAD, M. (1978). «Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores nord-occidental y central del Macizo Ibérico». Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- ROCK, N. M. S. (1977). «The nature and origin of lamprophyres». Earth Science Rev., 13, 123-169.
- SANCHEZ CELA, V. (1962). «El afloramiento granítico de Segovia». Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- SPRY, A. (1969). «Metamorphic textures». Pergamon Press, 350 pp.
- STRECKEISEN, A., (1979). «Classification and nomenclature of Volcanic rocks, Lamprophyres, Carbonates and Melilitic Rocks». Geology 7:331-335.
- YARDLEY, B. W. (1977). «The nature and significance of the mechanism of Sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland». Contr. Miner. Petrol. 65, 53-58.

CUADRO I

ANALISIS QUIMICOS DE ELEMENTOS MAYORES

	<u>1*</u>	<u>2*</u>	<u>3*</u>	<u>4*</u>	<u>6*</u>	<u>7*</u>	<u>8*</u>	<u>9</u>	<u>10</u>	<u>11*</u>	<u>12*</u>	<u>13 *</u>
SiO ₂	71.00	70.81	72.88	70.96	69.77	68.23	68.77	73.45	73.37	68.07	69.74	69.37
Al ₂ O ₃	15.08	15.00	15.25	15.45	15.84	15.97	16.17	13.10	12.67	15.71	14.41	15.38
Fe ₂ O ₃	1.06	0.43	0.35	0.54	0.47	0.58	0.59	1.46	1.92	0.22	0.36	0.39
FeO	1.89	2.28	1.60	1.74	2.27	3.09	3.30	1.92	1.34	2.66	1.61	2.28
MnO	0.03	0.06	0.07	0.04	0.05	0.04	0.10	0.03	0.04	0.11	0.05	0.03
MgO	0.41	1.01	0.61	1.11	1.13	1.62	1.83	0.32	0.27	1.11	1.42	1.73
CaO	1.42	1.69	0.71	0.99	1.55	1.41	1.41	2.04	2.32	2.54	1.70	2.83
Na ₂ O	3.23	2.35	2.52	3.31	2.89	3.33	2.68	1.90	2.43	3.73	4.52	3.73
K ₂ O	4.53	4.50	4.92	4.55	4.38	3.36	2.71	5.45	4.59	4.38	4.90	3.72
TiO ₂	0.26	0.32	0.08	0.20	0.27	0.45	0.47	0.21	0.30	0.31	0.17	0.29
P ₂ O ₅	0.07	0.14	0.11	0.16	0.19	0.26	0.22	0.04	0.07	0.17	0.12	0.14
H ₂ O	0.91	0.95	0.94	0.85	1.23	1.68	1.65	0.58	0.94	1.07	0.69	0.62
Total	99.89	99.54	100.00	99.90	100.02	100.02	99.90	100.50	100.39	100.08	99.69	100.59
Q	30.41	33.63	35.95	29.78	30.16	29.24	35.41	35.88	36.17	20.99	18.81	23.62
Or	26.77	26.59	29.19	26.89	25.88	19.86	16.02	32.21	27.72	25.88	28.96	21.98
Ab	27.33	19.89	21.32	28.01	24.46	28.18	22.68	16.08	20.56	31.56	32.85	31.56
An	6.59	7.47	2.80	3.87	6.45	5.30	5.56	9.86	9.82	11.49	4.57	13.12
Di	-	-	-	-	-	-	-	-	1.01	-	2.52	-
Hy	3.24	5.93	4.26	5.37	6.24	8.56	9.54	2.83	0.63	7.16	4.77	7.75
Mt	1.54	0.62	0.51	0.78	0.68	0.84	0.86	2.12	2.78	0.32	0.52	0.57
Ilm	0.49	0.61	0.15	0.38	0.51	0.85	0.89	0.40	0.57	0.59	0.32	0.55
Ap	0.16	0.32	0.25	0.37	0.44	0.60	0.51	0.09	0.16	0.39	0.28	0.32
C	2.45	3.53	4.73	3.67	3.98	4.92	6.79	0.46	-	0.63	-	0.41

CUADRO II

ANALISIS QUIMICO DE ELEMENTOS MENORES

	<u>1*</u>	<u>2*</u>	<u>3*</u>	<u>4*</u>	<u>5</u>	<u>6*</u>	<u>7*</u>	<u>8*</u>	<u>11*</u>	<u>12*</u>	<u>13*</u>	<u>14</u>	<u>15</u>	<u>16</u>	<u>17</u>	<u>18</u>	<u>19</u>	<u>20</u>	<u>21</u>
Ba	446	400	215	394	437	546	754	641	554	375	421	361	282	415	562	382	138	586	277
Ce	?	26	23	39	23	45	43	38	53	52	73	53	53	61	64	63	52	57	52
Cu	17	282?	142?	14	37	23	45	32	7	10	7	7	7	5	6	12	37?	9	13
Ga	?	21	17	21	19	20	19	17	17	19	16	16	16	24	20	17	25	19	16
La	17	11	12	9	24	34	11	22	20	30	43	34	24	40	27	28	17	50	14
Ni	12	26	24	21	26	27	41	44	3	8	10	5	11	4	2	16	13	15	15
Pb	36	31	23	39	2	69	14	44	24	26	23	27	29	24	24	23	29	26	27
Rb	313	275	271	199	234	176	160	128	192	211	161	213	239	218	186	253	303	232	229
Sr	242	167	169	165	188	190	218	235	151	127	162	123	106	170	138	128	85	116	78
Th	10	2	8	6	6	9	11	5	17	16	19	8	9	13	-	11	18	10	9
Y	45	32	31	30	37	35	39	34	29	32	25	22	31	31	15	32	31	41	35
Zn	?	80	111	58	150	139	87	79	46	39	40	34	37	86	36	34	35	42	38
Zr	140	137	121	124	135	135	155	152	150	144	166	137	135	164	121	150	116	160	145

Gneises glandulares sálicos: 1.- 4142 (LOPEZ RUIZ et al. 1975; APARICIO and BELLIDO, 1976).
 2.- 66709. 3.- 66690. 4.- 66693. 5.- 67048. Gneises porfidoclásticos: 6 y 7.- 67046. 8.- 66694.
Adamellitas: 9 y 10.- 504 y 503 (FUSTER e IBARROLA, 1953). 11.- 66760. 12.- 66847. 13.- 66879.
 14.- 3476. 15.- 66420. 16.- 66758. 17.- 66851. Pórfidos: 18 y 19.- 66708 y 67047 (Centro y borde del dique). 20 y 21.- 67043 (Centro y borde del dique).

El símbolo * significa análisis químico completo. Las rocas metamórficas han sido analizadas por C. Villaseca, y las ígneas por J.I. Rubio, salvo las que se citan expresamente de bibliografía.

CUADRO III

PARAMETROS QUIMICOS

	<u>1*</u>	<u>2*</u>	<u>3*</u>	<u>4*</u>	<u>6*</u>	<u>7*</u>	<u>8*</u>	<u>9</u>	<u>10</u>	<u>11*</u>	<u>12*</u>	<u>13*</u>
A	70.48	65.05	74.62	70.18	65.55	56.12	48.78	67.37	68.07	67.14	73.77	63.08
F	25.79	25.36	19.26	19.91	24.26	30.29	34.66	29.70	29.35	23.68	15.11	22.27
M	3.72	9.59	6.12	9.91	10.19	13.59	16.56	2.93	2.58	9.19	11.12	14.65
GUITARD (1970)												
SI	81.07	81.67	83.41	80.83	80.56	79.39	80.95	82.08	81.93	77.57	77.19	77.73
FEK	15.49	13.97	13.65	15.13	14.84	14.25	11.97	14.33	14.72	17.71	18.64	16.89
MAG	3.44	4.37	2.94	4.04	4.59	6.36	7.08	3.58	3.35	4.72	4.18	5.38
LA ROCHE (1968)												
Al/3-K	2.44	2.56	-4.73	4.44	10.59	33.10	48.21	-30.05	-16.72	9.74	-9.80	20.60
Al/3-Na	-5.61	22.26	18.41	-5.76	10.33	-3.02	19.27	24.35	4.44	-17.62	-51.62	-19.78
LA ROCHE (1978)												
Ordenadas	127.80	90.26	155.62	139.37	116.66	151.51	167.08	32.83	19.51	46.31	49.14	13.63
Abcisas	-38.18	35.00	20.58	-10.53	21.80	16.97	78.82	-18.37	-43.83	-37.75	-104.74	-12.65

Igual simbología que en Cuadros anteriores

CUADRO IV

ANALISIS MODALES

	<u>A</u>	<u>B</u>	<u>C</u>	<u>D</u>	<u>E</u>	<u>F</u>	<u>G</u>	<u>H</u>	<u>I</u>	<u>J</u>	<u>K</u>	<u>L</u>	<u>M</u>
Q	37.02	29.67	35.96	24.34	14.22	7.32	30.51	29.06	29.79	34.51	30.29	26.80	16.43
Fk	0.98	20.26	15.93	2.65	2.79	1.63	31.36	28.20	26.09	25.45	23.80	24.78	42.46
Plag	49.47	39.33	34.15	51.32	41.94	43.90	30.28	29.84	35.62	33.31	38.95	40.09	25.26
Bi	11.88	9.40	13.14	20.63	34.31	37.40	7.53	8.36	7.91	5.84	6.03	7.97	13.85
Anf	-	-	-	0.13	2.05	1.63	-	-	-	-	-	-	-
Acc	0.66	1.32	0.82	0.93	1.17	5.69	0.23	0.08	0.59	0.52	0.62	0.28	1.68
Op	-	-	-	-	3.52	2.44	0.08	0.55	-	0.37	0.31	0.07	0.32
Ms	-	-	-	-	-	-	-	3.90	-	-	-	-	-
Error	<1.58	<1.58	<1.58	<1.58	<1.58	<1.58	<2.45	<1.41	<2.45	<2.50	<3.00	<2.00	<2.55

Enclaves microgranulares en el granitoide adamellítico: A.- 4144. B.- 4145. C.- 4156. D.- 4155.

Enclaves microgranulares en pórfidos: E.- 66857. F.- 26213. Granito adamellítico: G.- 66419 y 66420.

H.- 66932 (a y b). I.- 26211 y 26214. J.- 66847 y 66848. K.- 503 y 506. L.- 502, 504 y 3596.

M.- 3476, 3477 y 3478. Todas las medidas realizadas por J.I. Rubio

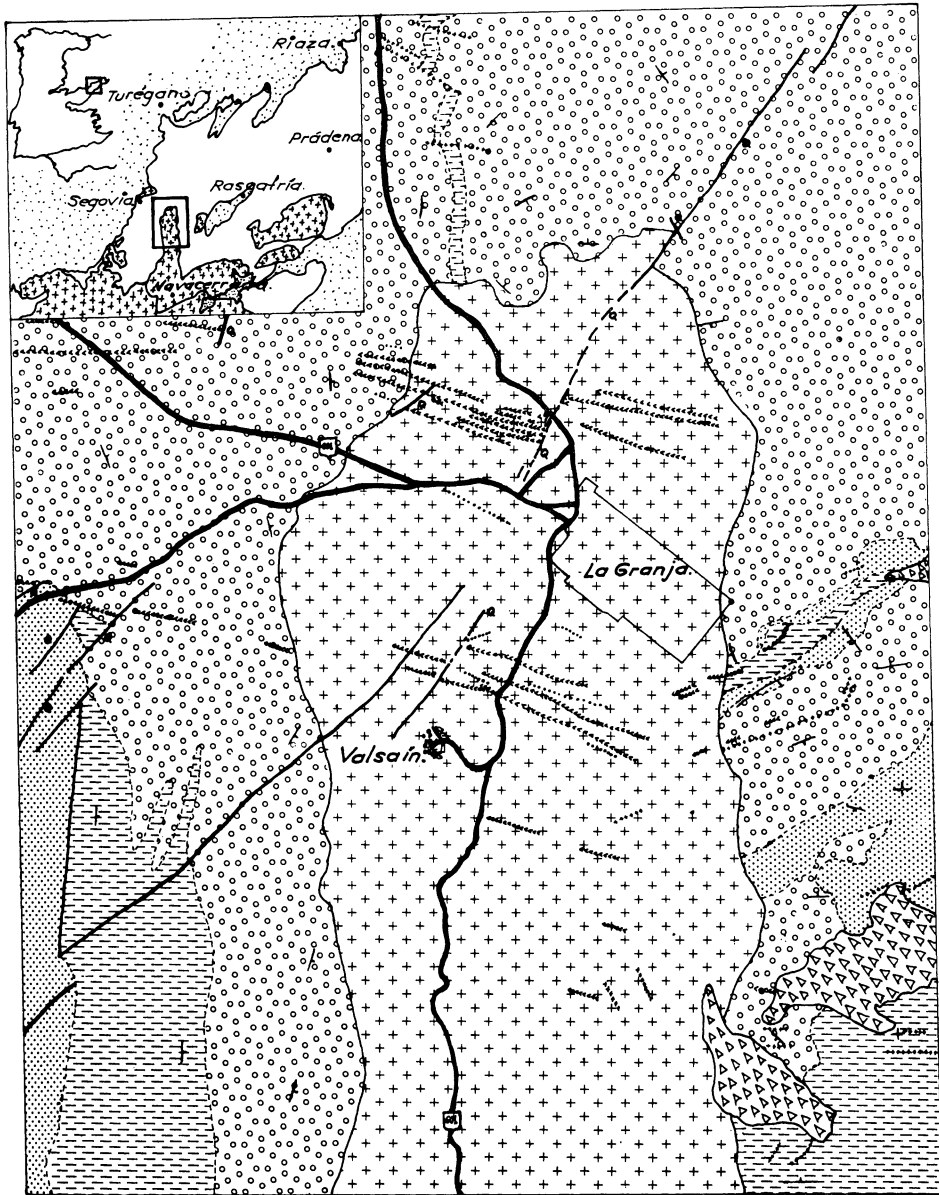


Fig. 1. — Mapa geológico. 1. — Gneis fémico. 2. — Gneis leucocrático. 3. — Gneis glandular sálico. 4. — Adamellitita. 5. — Canchales y morrenas glaciares. 6. — Diques de pórfido. 7. — Diques de apilita. 8. — Diques de lamprófidio. 9. — Diques de cuarzo. 10. — Contacto concordante. 11. — Contacto discordante. 12. — Fractura, falla. 13. — Dirección y dirección del buzamiento.

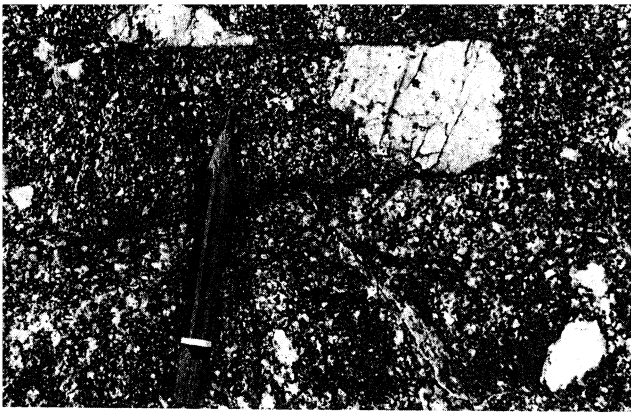


Fig. 2.—Facies porfidoclástica de zonas próximas al stock adamellítico. Aparecen relictivamente glándulas muy transformadas.



Fig. 3.—Enclave zonado en gneis glandular sálico.

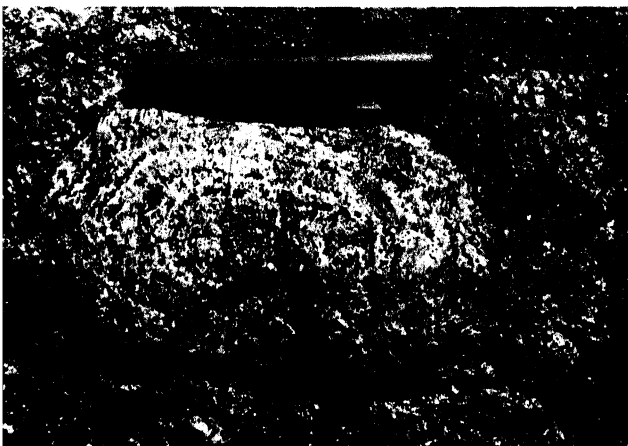


Fig. 4.—Glándula subidiomorfa con inclusiones dispuestas concéntricamente (¿zonado?). Gneis glandular sálico.



Fig. 5. — Neof ormación de andalucita que fosiliza fibroilita y biotita. Obsérvese el borde simplectítico de Q-Ms.

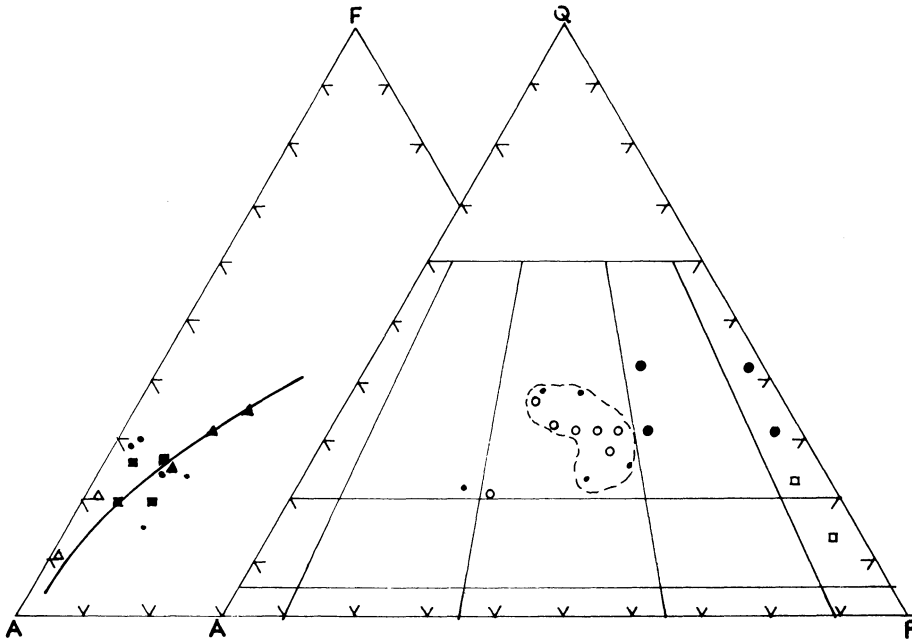


Fig. 6. — Diagramas triangulares QAP y AFM.

Cuadrados llenos - Gneises sálicos.

Triángulos llenos - Gneis porfidoclástico.

Círculos llenos - Adamellitas.

Círculos llenos grandes - Enclaves microgranulares en adamellita. (Análisis modales).

Cuadrados vacíos - Enclaves microgranulares en diques de pórfidos. (Análisis modales).

Triángulos vacíos - Pórfidos (Análisis de Fúster e Ibarrola, 1953).

Círculos vacíos - Adamellitas. (Análisis modales).

Los datos químicos y modales vienen recogidos en los Cuadros I, III y IV.

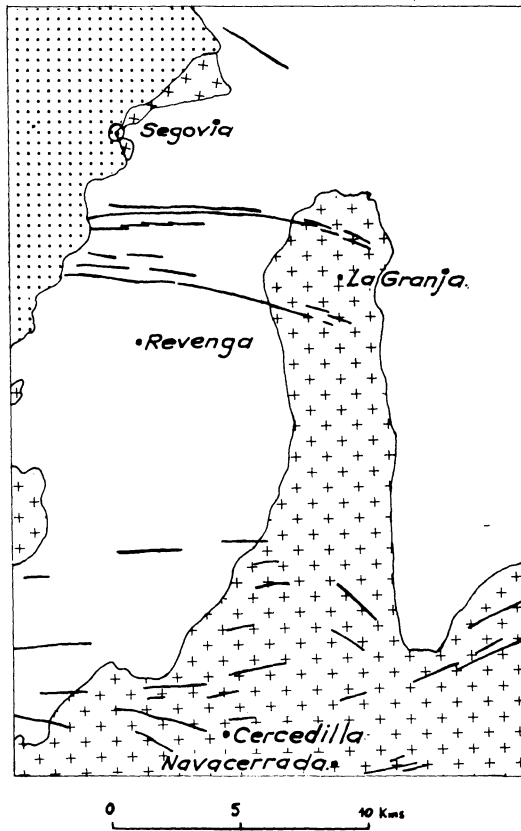


Fig. 7.—Esquema estructural de la disposición de las redes filonianas.



Fig. 8. — Enclaves microgranulares en pórfidos graníticos filonianos.

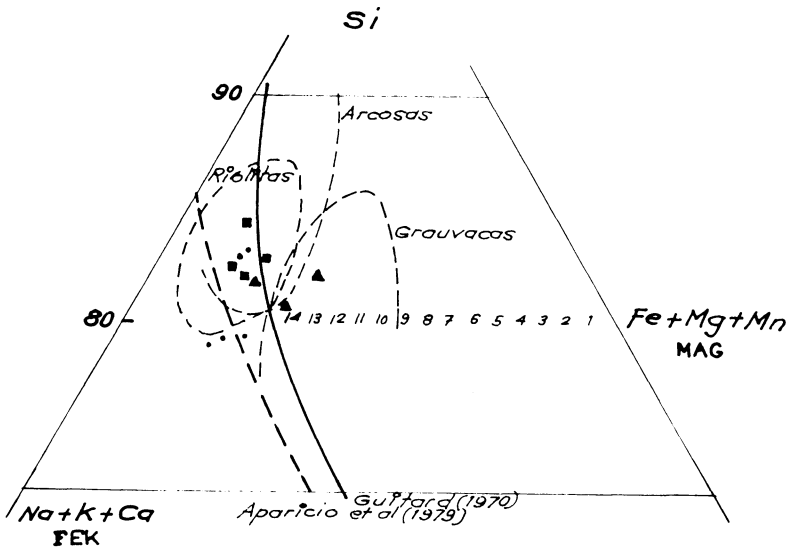


Fig. 9. — Diagrama de GUITARD (1970). Obsérvese como la dorsal «corregida» para el Sistema Central por APARICIO et al. (1979) precisa revisión. Gneises sálicos (cuadrados), gneises porfidoclásticos (triángulos) y adamellitas (círculos). Ver Cuadros I y III.

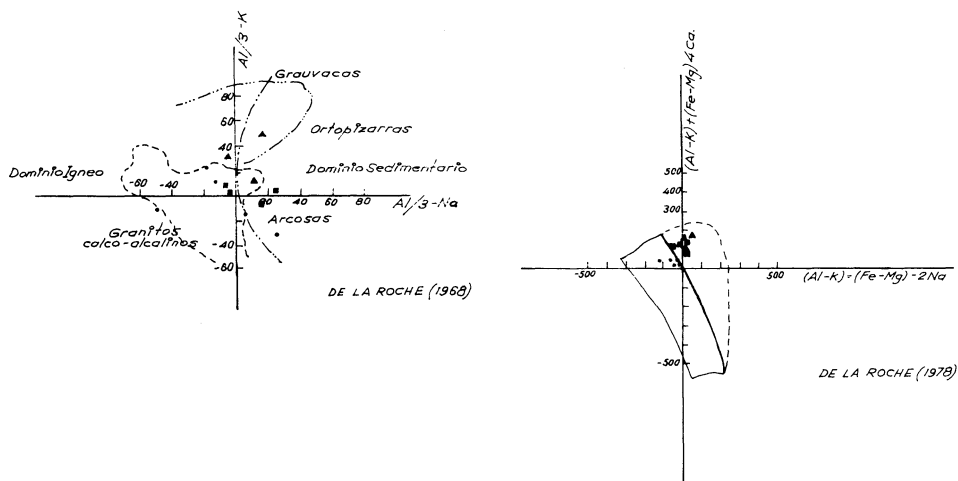


Fig. 10.—Diagramas de LA ROCHE. Igual simbología que figura 9.