



MINERALOGIA Y QUIMISMO DEL FLANCO OCCIDENTAL DEL GRANITO EL MANCHAO, SIERRA DE AMBATO, CATAMARCA, ARGENTINA. CONSIDERACIONES PRELIMINARES

Toselli, G.A.¹

ACCESO Y UBICACION GEOGRAFICA

La sierra de Ambato es un cordón montañoso de unos 200 km. de longitud, de orientación submeridiana, ubicado en el noroeste de la República Argentina y perteneciente a la provincia geológica de Sierras Pampeanas Septentrionales (Caminos, 1979) (1). Está constituido por un basamento cristalino de edad paleozoica inferior correspondiente al Ciclo Famatiniano (Aceñolaza, *et al.* 1980) (2), formado principalmente por filonitas, esquistos micáceos, gneises bandeados y migmatitas, resultante de varios eventos metamórficos de grado variable entre bajo y alto. En este basamento metamórfico, han hecho intrusión cuerpos graníticos en distintos momentos de su evolución geotectónica, como el de Las Juntas, Los Angeles, El Manchao, etc.

Los afloramientos correspondientes al granito El Manchao, se extienden por el flanco occidental del cordón del Ambato hasta la línea de cumbres al sur del cerro homónimo, en una superficie estimada en los 80 km². Las coordenadas geográficas del sector estudiado son: 28°13' a 28°19' S y 66°01' a 66°10' W.

El acceso a la zona, se realiza a través de la ruta nacional 60, que une las localidades de Pomán con Andalgalá hacia el norte, en la provincia de Catamarca. En la localidad de Siján, se desvía hacia el este unos 12 km por un camino consolidado hasta la ruta provincial 25, la cual con un trazado general norte-sur conecta una serie de poblaciones como Mutquín, Apuyaco, Michango, Rincón, en el faldeo occidental de la sierra de Ambato (Fig. 1).

RELACIONES DE CAMPO

En el flanco occidental, los contactos litológicos del stock granítico se encuentran cubiertos en gran parte, por depósitos de pie de monte, terrazas de nivel superior, representados por bloques, gravas gruesas, alternando con gravilla y arena, correspondientes a la Formación Pomán, de edad Pleistocena (Lafleur, 1981) (3). A éstos se le adosan hacia el oeste los sedimentos de la Formación Pipanaco (Lafleur, 1981), correspondientes a terrazas de nivel inferior, constituidos por bloques, con alternancia de grava, gravilla, arena y limo, extendiéndose hacia el oeste en el salar de Pipanaco (González Bonorino, 1978) (4).

En la quebrada del río Rincón, las rocas de caja lo constituyen esquistos finos. La presencia de rodados en esta qda. de gneises bandeados y migmatitas, podría sugerir que estas rocas constituyan el encajante en el sector norte del cuerpo magmático.

En la quebrada del río Michango, las filonitas constituirían las rocas de caja; el contacto no es visible por la cubierta de sedimentos fanglomerádicos de la Formación Pomán. Estas rocas afloran principalmente a ambos flancos de la ruta 25, entre las localidades de Michango y Rincón. Son milonitas pelítica de tonalidad gris verdosa con brillo satinado, muy deformadas y cizalladas.

En la qda. del río Siján, se observa el contacto neto de las rocas graníticas del stock E.M., con rocas de caja filoníticas.

En la qda. de Apuyaco, las rocas de campo lo constituyen esquistos finos, a veces con venas de segregación, siendo frecuentes las interposiciones pegmatíticas y afectadas por tectonismo.

PETROGRAFIA

El muestreo del cuerpo granítico, en su flanco occidental, permite apreciar una gran homogeneidad textural y mineralógica. Es una roca granítica de grano medio-grueso, de tonalidad gris blanquecina a veces rosada, con textura porfiroide, con megacristales de hasta 2 cm de longitud.

¹ Facultad de Tecnología y Cs. Aplicadas. Universidad Nacional de Catamarca. Maximio Victoria 55. 4700 Catamarca. Argentina.

Microscópicamente se identifican cuarzo, microclino y plagioclasa como minerales esenciales; muscovita, biotita y apatita como accesorios y clorita, sericita, caolinita como productos de alteración hidrotermal. Circón: pequeños microlitos idiomorfos como inclusiones en apatita.

Apatita: en pequeños cristales prismáticos con bordes redondeados de cristalización temprana y en ocasiones cristales xenomorfos con bastante desarrollo, intersticial, representando una cristalización tardía.

Muscovita: en laminillas idiomorfas como inclusiones en plagioclasa, se la considera primaria. También se presenta en láminas grandes, más abundante que la biotita y derivada en gran parte de ella por desferrización.

Plagioclasa I, (An12) en cristales pequeños euhedros, presente como inclusiones en microclino.

Biotita: en cristales laminares pardos a veces con cloritización de incipiente a completa.

Cuarzo I: en cristales pequeños, de forma redondeada, como inclusiones en plag. II y microclino.

Plagioclasa II, (An6-7) con mayor desarrollo cristalino, subhedros, con frecuente maclado según ley de Karlsbad y Albita, con alteración sericítico-caolínica de incipiente a moderada.

Cuarzo II: en cristales de mayor tamaño, xenomorfos, cruzado por fracturas y leve deformación del retículo cristalino.

Microclino: en megacristales perfiticos, con inclusiones de cuarzo y plagioclasa I, de cristalización tardía.

Fluorita: escasos cristales tardíos, xenomorfos.

La realización de 17 análisis modales y su proyección en el diagrama composicional QAPF, (Teruggi, 1980) (5), (Fig. 2), caracterizaría a este cuerpo como monzogranítico con una composición promedio de cuarzo: 31.1%, microclino: 28.2%, plagioclasa: 29.3%, muscovita: 8.6%, biotita: 1.7%.

Las características mineralógicas y texturales de las rocas graníticas de E.M., indican la existencia de dos tipos petrográficos distintos. Uno con características semejantes a hipersolvus y otro subsolvus. Los primeros se caracterizan por la presencia de microclinos con abundantes perfitas tipo flama o venas y en ocasiones en damero. Mientras que el granito subsolvus se caracteriza por muscovita primaria y microclino pobremente perfitico.

La presencia de muscovita primaria sugiere que el inicio de la cristalización del magma granítico, debió iniciarse a una P mínima de 5.5 kb y una T° de aproximadamente 700°C (Piwinski, 1968) (6). La posterior cristalización de biotita, plagioclasa y microclino perfitico, indicarían que la marcha de la cristalización prosiguió en proximidades del límite hipersolvus-subsolvus. La existencia de apatita tardía y fluorita, sugieren la presencia de algo de F en los fluidos magmáticos, que favorecería prolongar la cristalización a T° y P más bajas (Manning, 1981) (7). La cristalización habría finalizado aproximadamente a una T° de 660-670°C y una P de unos 2 kb, esto es típicas condiciones de epizona. Se concluye que el magma habría tenido una gran movilidad intracortical habiendo ascendido unos 14 km desde las profundidades hasta su emplazamiento final, acompañado con una pequeña disminución en la T° de 30 a 40°C; en dicha movilidad debieron haber tenido primordial importancia los esfuerzos tectónicos.

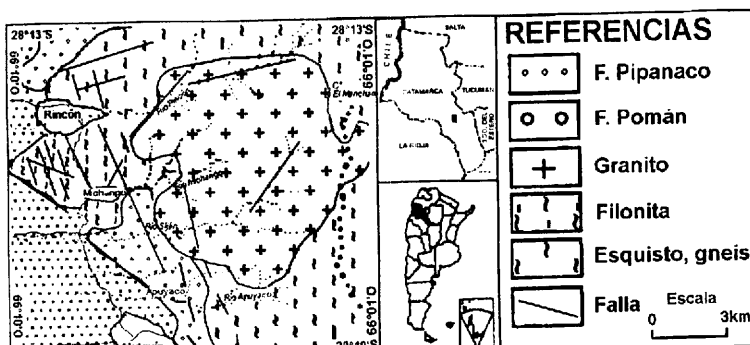


Fig. 1

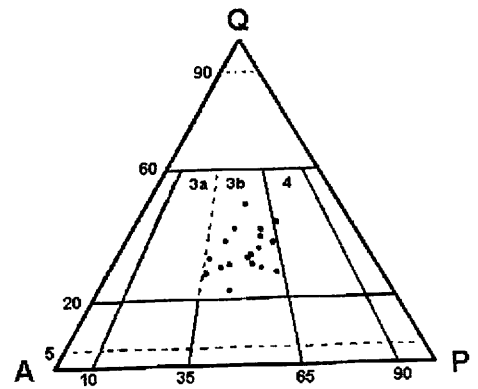


Fig. 2

QUIMISMO

El granito de E.M. presenta una estrecha variación en el contenido de SiO₂ oscilando entre 70.77 y 73.32% en peso, correspondiendo a un magmatismo con características subalcalinas y dentro de ellas calcoalcalinas (Irvine y Baragar, 1971) (8), (Fig. 3); mostrando una evolución magmática siguiendo una tendencia Tipo

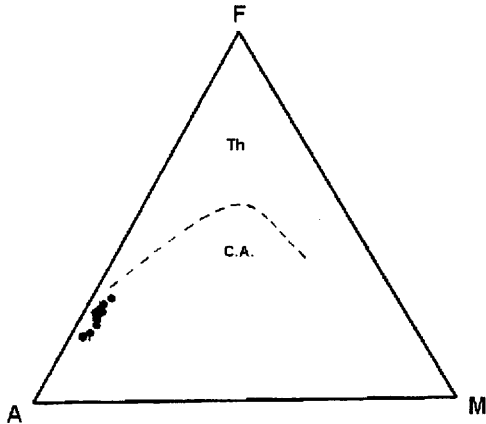


Fig. 3

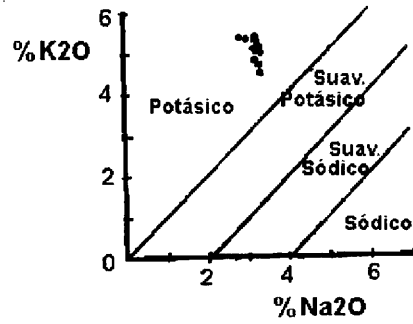


Fig. 4

Bowen (in Wilson, 1993) (9). Sus álcalis muestran una afinidad netamente potásica, con una relación K₂O/Na₂O > 1 (Fig. 4). El elevado contenido en K₂O, cuyos valores oscilan entre 4.55 y 5.38%, con relación a SiO₂, permite caracterizar a este granito como de potasio alto (Le Maitre *et al.*, 1989) (10). Mientras que la visualización de los álcalis respecto a la alúmina, Shand (1927), Sorensen (1974) (11), señala un carácter netamente peraluminoso del cuerpo magmático (Fig. 5).

La utilización de los parámetros multicatiónicos De la Roche *et al.* (1980) (12), para delimitar ambientes tectonomagmáticos de acuerdo a las clasificaciones establecidas por Batchelor y Bowden (1984) (13), ubican las rocas graníticas de E.M., en el campo perteneciente al grupo monzonitas subalcalinas correspondiente a un magmatismo tardío-orogénico, pasando en transición a sintectónicos o sin-colisionales (grupo leucogranitos anatécticos de dos micas (Fig. 6, campos 4 y 6 respectivamente).

El comportamiento de los diferentes óxidos con relación a la sílice, diagramas de Harker (Fig. 7), permite visualizar el bajo contenido en MgO y CaO siguiendo una suave tendencia negativa. Algo similar ocurre con

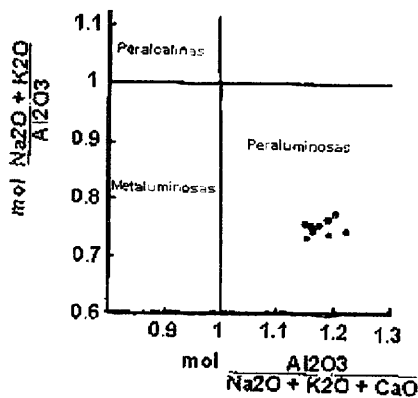


Fig. 5

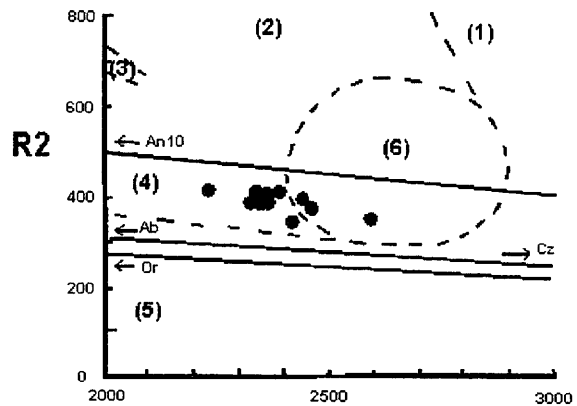


Fig. 6

el K_2O , Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 , en donde hay cierta dispersión en los puntos, pero siguiendo una tendencia decreciente con el aumento en el contenido de SiO_2 . Las correlaciones relativas entre K_2O y Al_2O_3 , permiten suponer que la composición del granito E.M. fue influida por asimilación magmática de la roca de caja. Mientras que el Na_2O , con una pequeña dispersión presenta una suave tendencia positiva ante un incremento de SiO_2 . Los puntos representativos de las composiciones químicas, muestran una variación bastante regular según una tendencia curva, que se correspondería con un proceso de diferenciación por cristalización fraccionada de un magma granítico muy evolucionado con índices de diferenciación (I.D.)

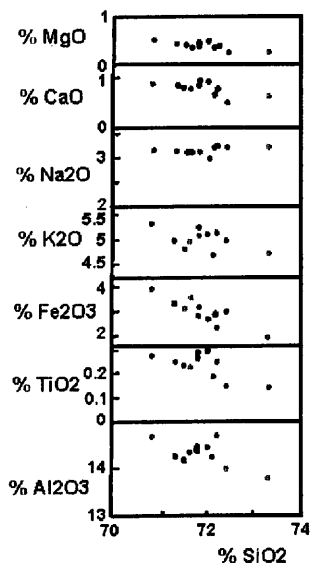


Fig. 7

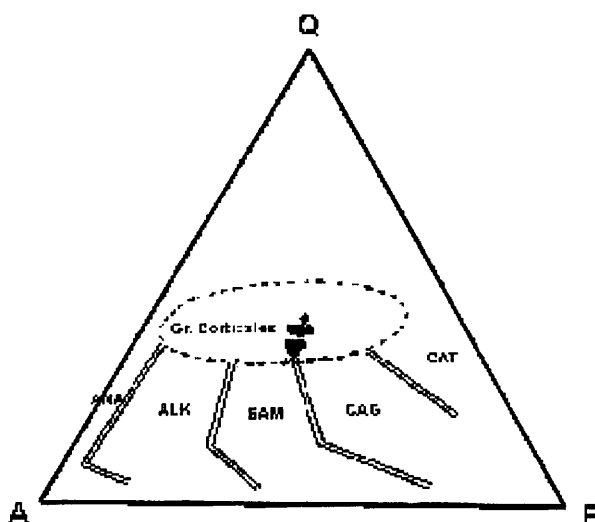


Fig. 8

comprendidos 87.81 y 90.56 (Thornton y Tuttle, 1960)(14). La presencia de significativos contenidos de corindón normativo en todas las muestras analizadas, con valores que oscilan entre 2.24 y 3.47% en peso, apoya la posibilidad de una importante participación de material cortical en el origen de este granito. Esta posibilidad tiene su confirmación con la proyección en el diagrama normativo QAP, donde quedan perfectamente caracterizados como granitos corticales (Fig. 8), (Lameyre y Bowden (1982)(15).

Asimismo el enriquecimiento en Al_2O_3 y álcalis, como así también MgO y FeO , en relación a CaO , son características de granitos "Tipo S", derivados de la anatexis de rocas sedimentarias, Chappell y White (1974) (16), (Fig. 9).

Comparando los valores normativos Q-Or-Ab del granito de E.M. con los datos experimentales en el

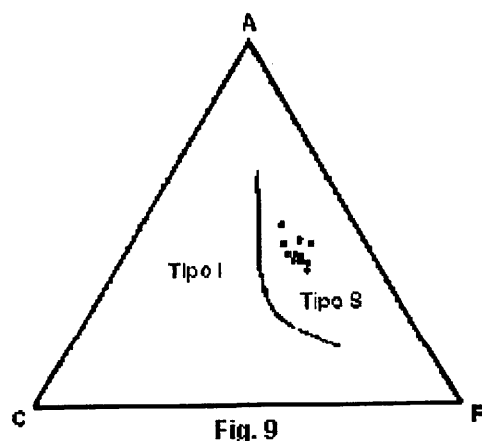


Fig. 9

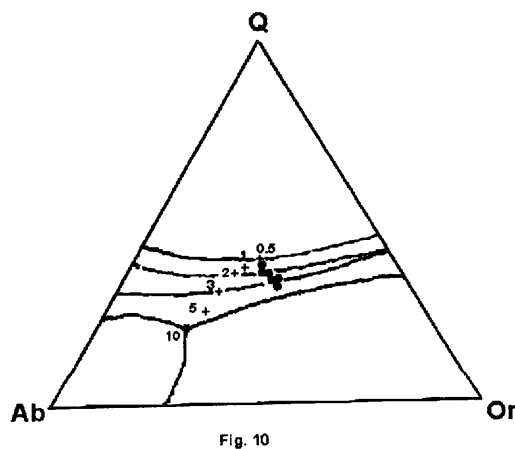


Fig. 10

sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-Si}_4\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ (Winkler, 1976) (17), los puntos composicionales se proyectan mayoritariamente en el campo comprendido entre las líneas cotécticas correspondientes a 1 y 3 Kb; mientras que el valor promedio de $Q=35.8\%$, $Or=33.5\%$ y $Ab=30.7\%$, lo hace sobre la línea cotéctica de 2 Kb (Fig. 10). Esto demuestra la concordancia entre los datos aportados por la mineralogía y la composición química.

Con el objeto de caracterizar al granito de E.M. con relación al ambiente tectónico, (Bowden *et al.* 1984) (18), presenta características orogénicas, peraluminosas de dos micas, Tipo C (corticales), más específicamente Tipo CS, formado a partir de la anatexis de protolitos metasedimentarios (Didier *et al.* 1982) (19).

REFERENCIAS

1. Caminos, R. 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. 2º Simposio Geología Regional Argentina. Vol. 1, p. 225-291, Córdoba.
2. Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. 1980. Die Geologie der Sierra de Ancasti (Provinz Catamarca, Argentinien). Ein Überblick. Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie. Vol. 51, p. 127-149.
3. Lafleur, A.E. 1981. Geología de las unidades sedimentarias en el este del Salar de Pipanaco. Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas. Ministerio de Obras y Servicios Públicos. Buenos Aires.
4. González Bonorino, F. 1978. Descripción Geológica de la Hoja 14f, San Fernando del Valle de Catamarca, Prov. de Catamarca y Tucumán. Boletín del Servicio Geológico Nacional, N° 160. Buenos Aires.
5. Teruggi, M.E. 1980. Clasificación de las rocas ígneas. I.U.G.S., Ediciones Científicas Argentinas Librart. 34 p. Buenos Aires.
6. Piwinskii, A.J. 1968. Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journal Geology. Vol. 76, p. 548-570.
7. Manning, D.A. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the System Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar. Contribution Mineralogy and Petrology. Vol. 76, p. 206-215.
8. Irvine, T.N. y Baragar, W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 8, p. 523-548.
9. Wilson, M. 1993. Magmatic differentiation. Journal Geology Society. Vol. 150, p. 611-624, London.
10. Le Maitre, R.W., Bellieni, G., Le Bas, M.J., Schmid, R., Streckeisen, A., Zanettin, E., Piccirillo, E.M. y Justin-Visent, E. 1982. A proposal for a definitive chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. Subcommission Systematic Igneous Rocks, (IUGS), 36 N° 100.
11. Sorensen, H. 1974. Alkali syenites, feldspathoidal syenites and related lavas. In the Alkali Rocks. John Wiley & Sons, London.
12. De La Roche, H., Leterrier, H.J., Grande Claude, P. y Marchal, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagrams and major element analyses -its relationships and current nomenclature. Chemical Geology. Vol. 29, p. 183-210.
13. Batchelor, R. A. y Bowden, P., 1984. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology. Vol. 48, p. 43-55.
14. Thornton, C.P. and Tuttle, O.F. 1960. Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index.- American Science. Vol. 58, p. 664-684.
15. Lameyre J. and Bowden, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 14, p.169-186.
16. Chappell, B.W. y White, A.J. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8:173-174, Tokyo.
17. Winkler, H.G. 1976. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag New York Inc.
18. Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappell, B.W., Didier, J. y Lameyre, J. 1984. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion Physics of the Earth and Planetary Interiors. Elsevier Sciences Publishing. Vol. 35, p. 1-11, Amsterdam.
19. Didier, J., Duthou, J.L. y Lameyre, J. 1982. Mantle and granites crustal: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 14, p. 125-132.