

## LOS GRANITOS PERALUMINOSOS DE LAS SIERRAS DE VINQUIS, CERRO NEGRO Y ZAPATA (SIERRAS PAMPEANAS), PROVINCIA DE CATAMARCA, ARGENTINA

G. A. Toselli \*, J. Saavedra \*\*, G. Córdoba \* y M. E. Medina \*\*\*

### RESUMEN

A grandes rasgos, los plutones estudiados tienen semejanzas con otros del entorno regional, tal como los de la Sierra de Mazán, pero con peculiaridades mineralógicas. La cordierita magmática, que en lugares próximos es muy abundante, es aquí escasa, al igual que la sillimanita, mientras que la andalucita es muy rara y la turmalina poco frecuente. La fluorita y allanita son accesorios comunes y de cierta abundancia sólo en los granitos de la Sierra de Zapata.

Todos los plutones son peraluminicos y de tendencia potásica, con neta afinidad cortical.

El estudio estadístico de datos geoquímicos seleccionados, permite diferenciar agrupaciones que tienen un reflejo satisfactorio en los plutones caracterizados, por encima de las variaciones de facies. La interpretación de los valores geoquímicos distingue granitos de desigual madurez, emplazados bajo una influencia predominante de margen activo o intraplaca de características continentales, en concordancia con las agrupaciones definidas y corroboradas precedentemente; el batolito de Zapata tiene, bajo estos conceptos, un marcado rasgo de intraplaca.

Las asociaciones mineralógicas sugieren que los granitos de Cerro Negro y Vinquis, se emplazaron a presiones del orden de 2 kb o menos y temperatura en torno a 650° C, mientras que los granitos de Zapata lo hicieron bajo condiciones de presión más somera, entre 1,5 y 2 kb y temperatura algo más baja, 600-650° C.

**Palabras clave:** *Granitos peraluminicos, geoquímica, génesis, Vinquis, Zapata, Cerro Negro.*

### ABSTRACT

The studied plutons are close to several batholiths of this region, as Sierra de Mazán and other, but with some mineralogical peculiarities. The magmatic cordierite, common in proximate places, is scarce, as sillimanite, while the andalusite is very rare, with few tourmaline. Fluorite and allanite are also typical accessories only in the granites of the Sierra de Zapata. All plutons are peraluminous of potassic tendency, with cortical affinity.

The interpretation of the geochemical values distinguishes between granites of different maturity, emplaced under a predominant influence of active margin for Cerro Negro and Vinquis, while the batholith of Zapata has, below these concepts, a marked feature of within plate.

The mineralogical associations suggest that the granites of Cerro Negro and Vinquis were emplaced to pressures of 2 kb or less and temperature of 650° C, while the granites of Zapata had done under conditions of lesser pressure, between 1.5 and 2.0 kb and lower temperature, 600-650° C.

**Key words:** *Peraluminous granites, geochemistry, origin, Vinquis, Zapata, Cerro Negro.*

---

\* Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Universidad Nacional de Catamarca. Maximio Victoria, 55, 4700 S. M. del V. de Catamarca, Argentina.

\*\* Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología del CSIC, Apartado 257, 37071 Salamanca, España.

\*\*\* Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Superior de Correlación Geológica, Miguel Lillo, 205, 4000 S. M. de Tucumán, Argentina.

## Introducción

Las rocas graníticas en las Sierras de Vinquis y Zapata, constituyen un extenso batolito de unos 130 km de longitud por unos 20 km de ancho, encontrándose emplazado en el ambiente geológico de Sierras Pampeanas Noroccidentales (Caminos, 1979).

El área comprendida en el presente trabajo, corresponde a la mitad sur de la Sierra de Zapata, la Sierra de Vinquis y el denominado Cerro Negro, pequeña elevación de unos 12 km de largo ubicado a 4 km al este del extremo sur de la Sierra de Vinquis (fig. 1). Las coordenadas geográficas del área son: 27°40'-28°20'S y 67°30'-67°08'O.

El presente trabajo tiene por objeto caracterizar petrológica y geoquímicamente los granitoides reconocidos en la zona, en base a la determinación de sus componentes químicos mayoritarios, minoritarios y trazas. Mediante el uso de distintos diagramas y comparación con trabajos experimentales, se intenta inferir algunas características de su origen y evolución magmática.

## Descripción del área estudiada

En la zona estudiada las rocas graníticas constituyen un batolito de unos 1.000 km representado orográficamente por las Sierras de Vinquis y Zapata. En el flanco oriental de estas Sierras se adosan metamorfitas esquistosas de grano medio a fino de naturaleza original grauváquica que, junto a los granitos, constituyen el denominado Basamento Cristalino de edad precámbrica (Sosis, 1972). Aceñolaza y Toselli (1981) incluyen a las primeras en el denominado Ciclo Pampeano, con edad comprendida entre el Precámbrico Superior y el Cámbrico Medio.

En Cerro Negro, las metamorfitas lo constituyen rocas cataclásticas derivadas de volcánitas ácidas (dacíticas) de supuesta edad precámbrica (Toselli y Córdoba, 1990).

Con respecto a los granitoides, las dataciones radimétricas K/Ar (Stipanovic y Linares, 1975; Linares, 1977 y 1981; González *et al.*, 1985), señalan una edad devónica superior-carbonífera inferior, pertenecientes al denominado ciclo magmático Famatiniano (Aceñolaza y Toselli, 1981, *op. cit.*) o Fase Chánica (Moya y Salfity, 1982). En la zona se conocen algunas mineralizaciones estannowolframíferas (Avila y Papetti, 1987; Papetti, 1985).

## Cerro Negro

### Granitoides

Afloran en el sector sur de Cerro Negro, constituyendo el denominado Cerrito Colorado. El borde norte es de tipo intrusivo seccionando metamorfitas cataclásticas como gneises y esquistos miloníticos, milonitas, protomilonitas, blastomilonitas de origen volcánico. Hacia el sur, este y oeste las rocas graníticas desaparecen bajo sedimentos terciarios y cuaternarios.

Se han reconocido los siguientes tipos texturales de granitoides:

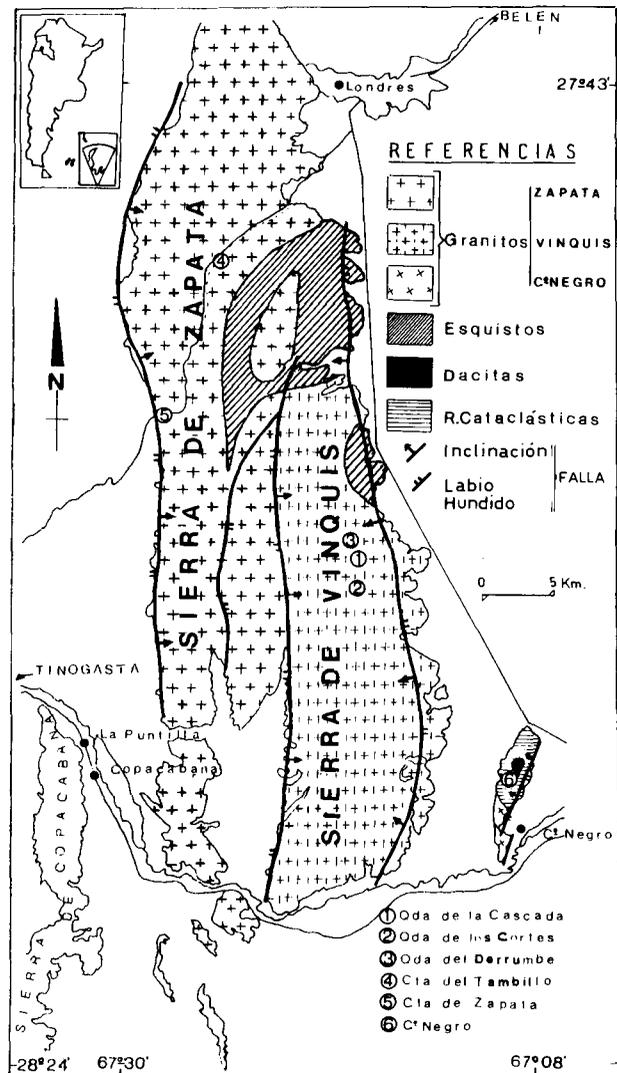


Fig. 1.—Mapa geológico de la zona estudiada (según Sosis, 1972 y González Bomorino, 1972, modificado).

1. *Granito porfiroide de grano medio*: de tonalidad gris rosa pálido, con abundantes megacrístales de microlina siendo el tamaño más frecuente de 3 a 5 cm de largo y entre 1 y 1,5 cm de ancho; excepcionalmente pueden alcanzar 7 y 3,5 cm de largo y ancho, respectivamente. La matriz es de grano medio con cristales de cuarzo grises y brillo vítreo junto a feldspatos blanquecinos y rosados con maclas de Carlsbad. Biotita y moscovita en láminas pequeñas de 2 a 3 mm de longitud.

2. *Granito porfiroide de grano grueso*: de color rosado pálido a rojizo, matriz de grano grueso mayor a 5 mm de diámetro formada por cuarzo, feldspato potásico, moscovita y megacrístales de microclina muy abundantes, siendo el tamaño más frecuente de 3 a 4 cm de longitud y 1 cm de ancho.

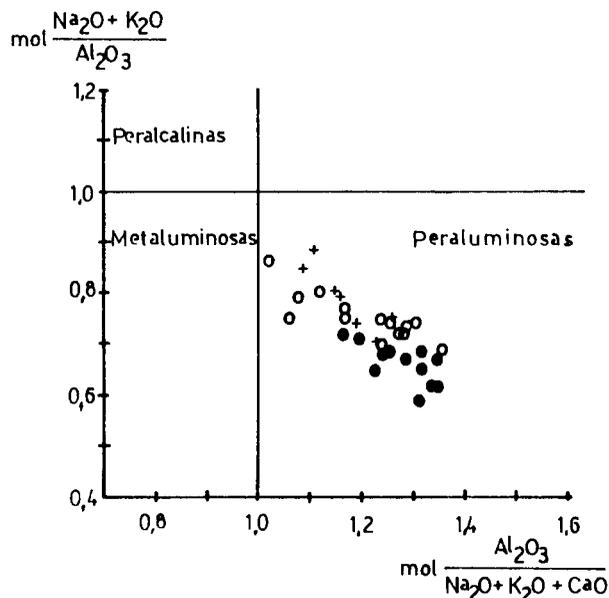


Fig. 2.—Diagrama de Shand (1927). Cruces, granitos de Cerro Negro; puntos, de Vinquis y círculos, de Zapata.

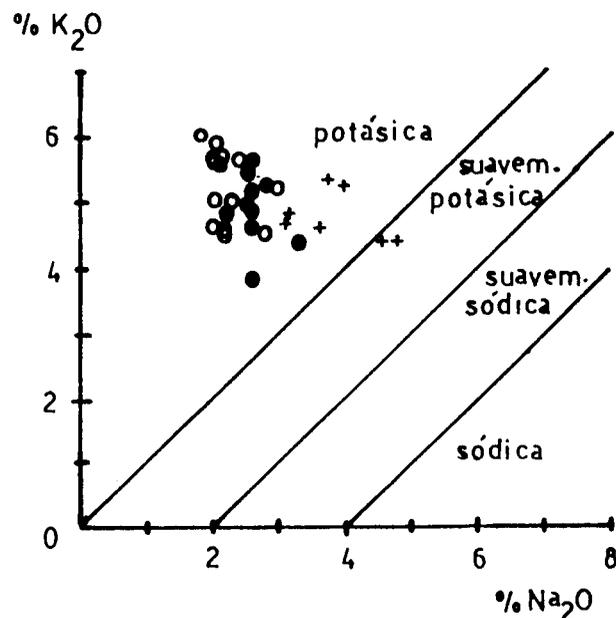


Fig. 3.—Posición de los granitos en el diagrama  $K_2O-Na_2O$  y carácter de los mismos de acuerdo con los límites propuestos por Le Maitre *et al.* (1982). Mismos símbolos que en fig. 2.

Las variedades texturales de granitoides afloran sin límites definidos, es así que el granito 1 es el más común y predominante en el extremo sur del Cerrito Colorado, apareciendo esporádicas intercalaciones en la facies 2. Esta es más característica y predominante en el norte del citado cerro, en las proximidades del contacto con las metamorfitas.

*Composición mineralógica*

Los granitos de Cerro Negro presentan cuarzo, plagioclasa y microclina como minerales esenciales: biotita, moscovita, apatita, circón como accesorios y moscovita, sericita, caolinita como secundarios.

**Sierra de Vinquis**

*a) Metamorfitas*

En el flanco nororiental de la Sierra de Vinquis y constituyendo las rocas encajantes de los granitoides (fig. 1), afloran rocas esquistosas de granulometría variable de mediana a fina, habiéndose reconocido:

1. *Esquistos de grano fino*: de tonalidad gris pardo claro con buen desarrollo de estructura de tipo interesquistoso, rica en cuarzo, plagioclasa y micas.

2. Esquistos de grano medio: color similar al tipo anterior, en donde la mica predominante es la biotita que se dispone en finas capas algo irregulares y rodeando a modo de pestañas a minerales granoblásticos como cuarzo y feldespatos. La estructura esquistosa no está bien desarrollada por lo que la roca se rompe según superficies irregulares.

Estos esquistos cuarzo micáceos presentan la siguiente paragénesis crítica: cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita y cuarzo-plagioclasa-microclina-biotita-(moscovita) indicando que se habría alcanzado un grado en el metamorfismo regional correspondiente a la facies de anfibolita, subfacies estauroilita-almandino (Turner y Verhoogen, 1963) o grado medio (Winkler, 1976).

Los depósitos sedimentarios primitivos afectados por metamorfismo, habrían sido predominantemente cuarzo-feldespáticos con escasa proporción de material pelítico, motivo por el cual no se desarrollaron bien las asociaciones minerales más diagnósticas.

*b) Enclaves*

La presencia de enclaves pelíticos en los granitoides es relativamente frecuente, siendo el tamaño más común de unos pocos decímetros de diámetro y for-

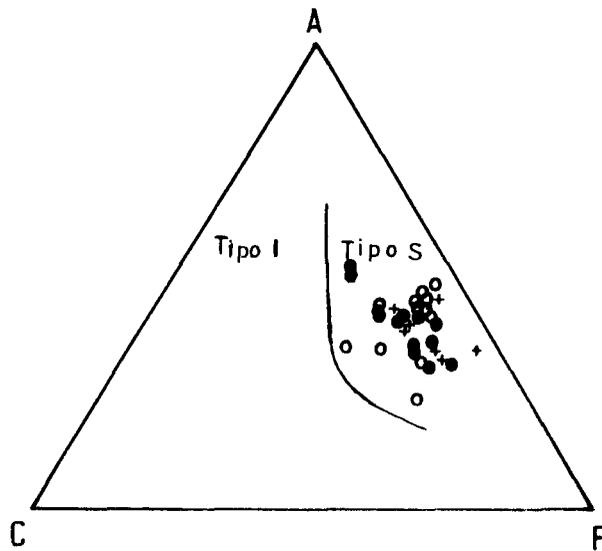


Fig. 4.—Caracterización de los granitos estudiados dentro de la clasificación I-S, en el diagrama ACF, en donde A = mol ( $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$ ); C = mol CaO; F = mol ( $\text{FeO} + \text{MgO}$ ). Según Nakada y Takahashi (1979), en base a datos de White y Chappell (1977). Mismos símbolos que en fig. 2.

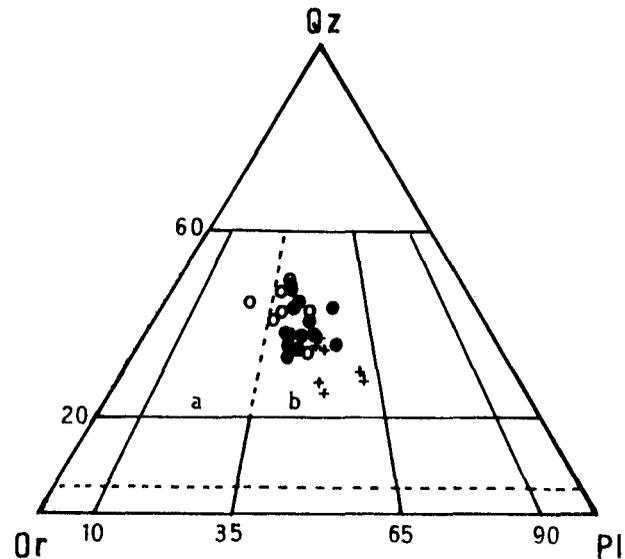


Fig. 5.—Relaciones normativas Qz (cuarzo), Or (ortosa), Pl (plagioclasa). Límites clasificatorios modales de rocas plutónicas según Teruggi (1980). a: sienogranito. b: monzogranito. Símbolos igual que en fig. 2.

ma aproximadamente esferoidal; ocasionalmente se presentan de varios metros de diámetro. Poseen estructura esquistosa predominante, de color gris oscuro y grano fino, con fina alternancia de capas cuarzo feldespáticas alternando con minerales micáceos predominantes en capas de 2 a 3 mm de espesor. En otros casos, esta estructura no es tan notable.

Se han identificado los siguientes minerales: biotita, moscovita, cuarzo, plagioclasa, sillimanita, cordierita, turmalina, apatito, presentando la siguiente paragénesis crítica: cuarzo-plagioclasa-biotita-moscovita-(sillimanita) en la cual se habría alcanzado un metamorfismo de grado medio (Winkler, *op. cit.*), equivalente a la facies de las corneanas hornbléndicas (Turner y Verhoogen, *op. cit.*).

### c) Granitoides

En este cordón orográfico se han reconocido los siguientes tipos texturales de granitos.

1. *Granito leucocrático porfiroide de grano medio a grueso*: de color blanco grisáceo con abundantes megacristales de feldespato potásico de 2 a 8 cm de longitud y 1 a 4 cm de ancho. Estos son de tonalidad rosa pálido, reconociéndose, en los mayores, lamini-

llas de biotita dispuestas subparalelamente a los bordes cristalinos. La matriz es de grano medio-grueso abundante en feldespato, cuarzo, biotita y moscovita subordinada.

2. *Granito porfiroide de grano medio*: estructura maciza, color gris blanquecino a gris rosa pálido, con megacristales de feldespato potásico de 2 a 3 cm de longitud máxima y de 1 a 1,5 cm de ancho, en una matriz de grano medio formado de cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita.

3. *Granito equigranular de grano medio*: macizo, de tonalidad blanco grisáceo a rosa pálido, con granulometría inferior a 4 mm.

Las variedades de granitos 1 y 2 han sido reconocidos en el flanco oriental y sur de la Sierra de Vinquis, mientras que la variedad 3 aflora en el sector noroeste en las inmediaciones del paraje denominado el Tuscanal, no habiéndose definido los límites de cada variedad petrográfica.

Estos granitoides presentan la siguiente mineralogía: cuarzo y plagioclasa en varias generaciones, microclina peritítica, biotita, moscovita primaria y secundaria, sillimanita en columnas largas y también fibrolita como inclusiones en plagioclasa, apatito y turmalina.

Sierra de Zapata

a) Metamorfitas

En el flanco oriental de la Sierra de Zapata, en el paraje denominado La Ramada, afloran rocas esquistosas de grano fino, tonalidad gris verdosa claro de aspecto sedoso y rica en minerales micáceos, que confieren a la roca una estructura planar bien desarrollada, permitiendo la ruptura de la misma en capas delgadas. Este tipo litológico ha sido denominado «filitas esquistosas» por González Bonorino (1972); en ocasiones suele presentar interposiciones cuarzosas y macizas también de granulometría fina y pocos centímetros de espesor.

Las paragénesis minerales que presentan estas rocas son: cuarzo-biotita-moscovita (albita-epidota) y cuarzo-albita-microclina-biotita (epidota). Esta asociación corresponde a la facies de los esquistos verdes, subfacies cuarzo-epidota-biotita (Turner y Verhoogen, 1963), en esquistos pelíticos y cuarzo feldespáticos, equivalente a un metamorfismo de grado bajo (Winkler, *op. cit.*).

b) Granitoides

En los sectores muestreados de este batolito, se han identificado las siguientes variedades de rocas graníticas:

1. *Granito porfiroide de grano medio*: de tonalidad rosa pálido a pardo rojizo, con cristales de feldespato potásico, perfectamente idiomorfos y con tamaño variable entre 1 y 3,5 cm de largo y 0,5 a 2,5 cm de ancho. La matriz es de grano medio con abundantes feldespatos, cuarzo, biotita y moscovita subordinada.

2. *Granito porfiroide de grano medio con megacristales*: de tonalidad rosa pálido, con megacristales de feldespato potásico de hasta 6 cm de largo y 3 cm de ancho, muy numerosos, constituyendo aproximadamente el 70 % de la roca. Incluidos en una matriz de grano medio con cuarzos amarillentos, feldespatos y laminillas de biotita y moscovita.

3. *Granito porfiroide de matriz gruesa*: su característica distintiva es su matriz de grano grueso y abundantes megacristales de microclina de tonalidad rosa carne de 3 a 5 cm de longitud.

4. *Granito porfírico de matriz fina*: de color gris rosado, fenocristales de feldespato potásico de 3 a 4 cm de largo y 1 a 2 de ancho, también de plagioclasa y cuarzo, rodeados de una matriz de grano fino de 0,2 mm de diámetro medio formada por cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita, moscovita, fluorita.

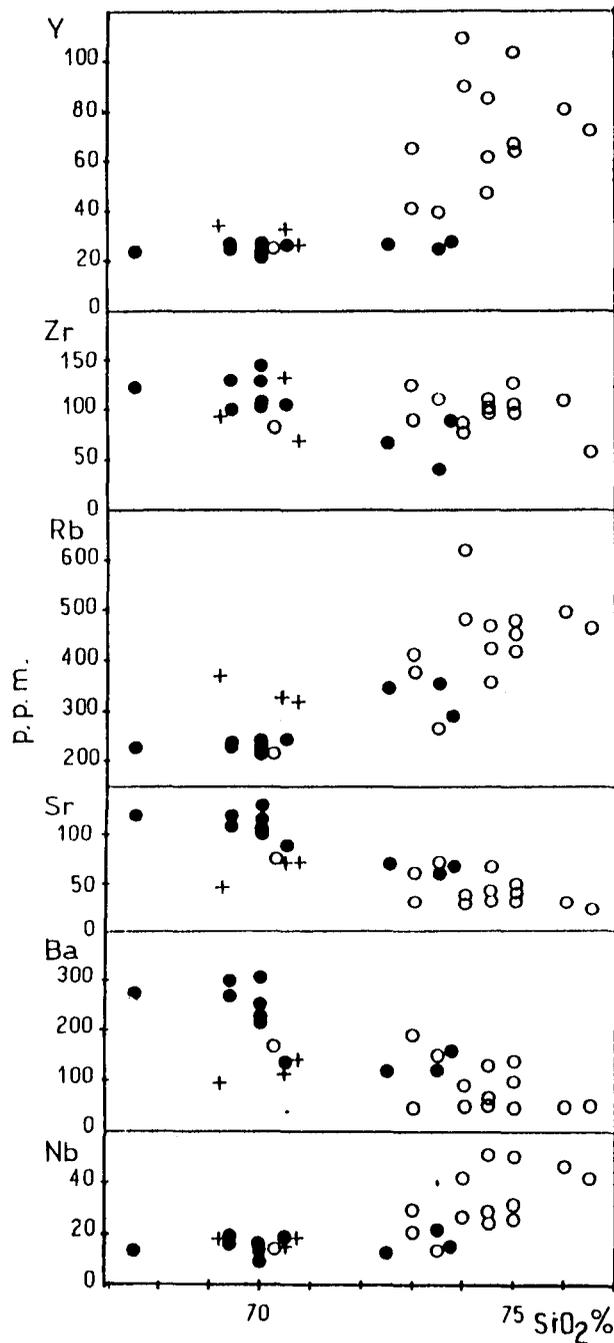


Fig. 6.—Diagramas de Harker para elementos mayores y menores. Para el caso del  $K_2O$ , el límite entre los granitos con altos contenidos en  $K_2O$  (símbolo = Ka) y con contenido normal (Kn), de acuerdo a los límites definidos por Le Maitre *et al.* (1982). Granitos, mismos símbolos que en fig. 2.

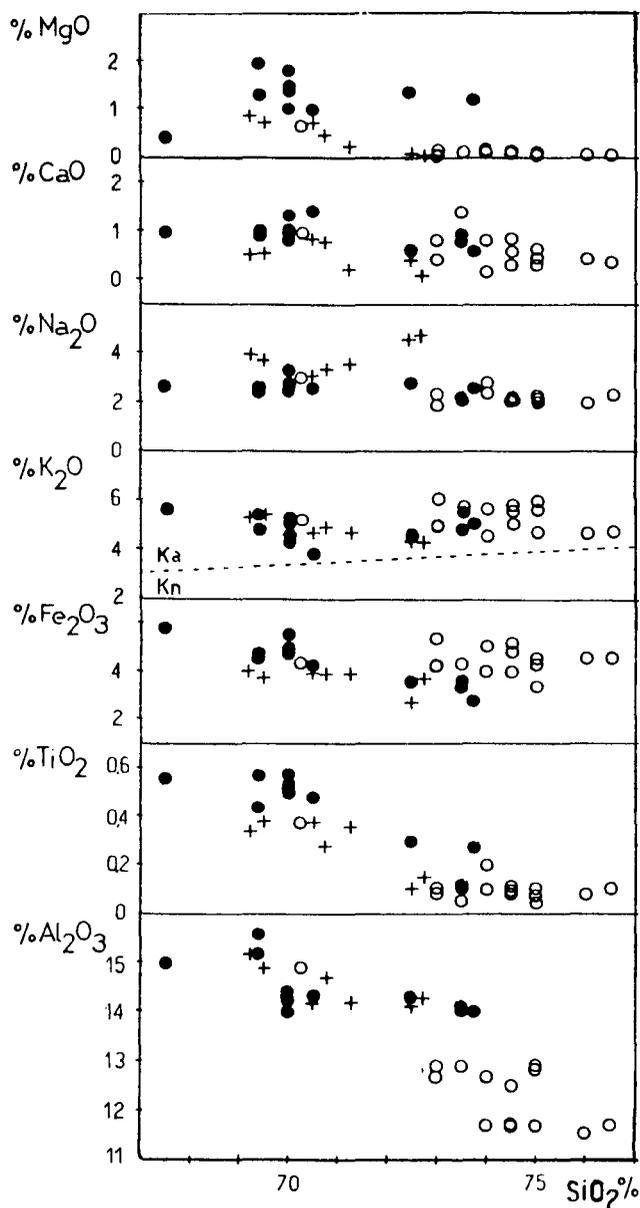


Fig. 7.—Diagramas de Harker para elementos en trazas. Mismos símbolos que en fig. 2.

Las variedades 1 y 2 han sido reconocidas en el extremo sur de la Sierra de Zapata, mientras que las 3 y 4 afloran en las inmediaciones de las Cuestas de Zapata y Tambillos (fig. 1). La variedad 4 muestra contactos netos e intruye al tipo 3.

La característica distintiva de estos granitoides, con respecto a los de la Sierra de Vinquis y Cerro Negro, es la presencia como minerales accesorios de fluorita, cordierita, andalucita y allanita.

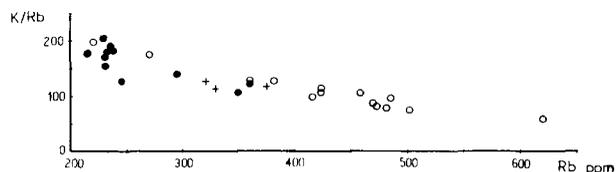


Fig. 8.—Variación de los distintos granitos en el diagrama K/Rb vs. Rb. Mismos símbolos que en fig. 2.

### c) Aplitas

Constituyen diques en general de poca potencia, desde pocos decímetros a 2 ó 3 m, siendo la longitud de decenas o centenares de metros. Estos cuerpos son comunes intruyendo a los granitos estudiados. Son rocas de grano fino de 2 a 3 mm de diámetro, de color gris rosa pálido, estructura maciza y textura microscópica sacaroide, reconociéndose la siguiente mineralogía: cuarzo, microclina micropertítica, plagioclasa en dos generaciones, una precoz en cristales cortos y automorfos con maclas de Ab y composición An30-32, y otra más tardía, de mayor tamaño, subhedros, suave zonación y composición An23-25. La microclina y plagioclasa de las aplitas de la Sierra de Vinquis, suelen presentar inclusiones de fibrolita de pocos milímetros de longitud.

Entre los accesorios, moscovita abundante, biotita escasa y casi completamente desferrizada, granate, apatito y turmalina escasa.

La composición petrográfica de estas aplitas varía entre monzogranítica y granodiorítica.

### Petrología y geoquímica

De acuerdo con los datos químicos indicados en la tabla 1, todos los granitos estudiados poseen un carácter netamente subcalino (Irvine y Baragar, 1971), con contenidos en SiO<sub>2</sub> comprendidos entre 67,5 y 76,5 % y álcalis de 6,5 a 9,5 %, siendo además peraluminicos, con un índice de Shand comprendido entre 1 y 1,4 (fig. 2). También se caracterizan por el predominio del potasio sobre el sodio (fig. 3) y afinidad con los granitos tipo S, definidos por Chappell y White (1974, fig. 4).

La composición modal de rocas de grano muy grueso y porfiroides es difícil de realizar por los métodos convencionales. Por tal motivo, se ha hecho una estimación de la composición modal de los granitoides utilizando las moléculas minerales de la norma CIPW y su proyección en el triángulo Q-Or-Pl (Teruggi, 1980, fig. 5). Puede observarse que todas las muestras se ubican en el campo del granito *sensu stricto*, correspondiendo más específicamente a monzogranitos.

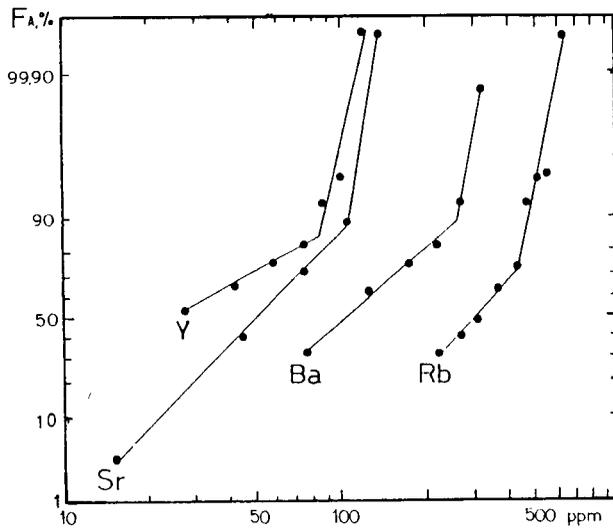


Fig. 9.—Representación de frecuencias acumuladas (en %), frente a contenidos en ppm (escala logarítmica), obtenidos por división en intervalos de los valores en Y, Sr, Ba y Rb de la tabla 1.

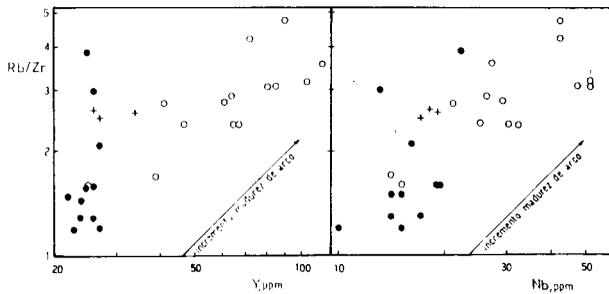


Fig. 10.—Madurez relativa de los granitoides estudiados en el diagrama Rb/Zr vs. Y y Rb/Zr vs. Nb. Según Brown et al. (1984). Mismos símbolos que en fig. 2.

Teniendo en cuenta las descripciones petrográficas precedentes, la afinidad con corteza continental es clara.

Los diagramas de Harker (figs. 6 y 7) indican un carácter más silíceo y algo más potásico y menos aluminico y magnesiano para los granitos de Zapata, en relación a los restantes. Para este último plutón, los contenidos en Nb, Y y sobre todo Rb, son netamente superiores, mientras que los de Sr y Ba son inferiores; todos los cuerpos graníticos siguen una tendencia magmática similar en el diagrama K/Rb-Rb (fig. 8). Estos rasgos sugieren una cierta diferenciación entre ellos que se analiza a continuación.

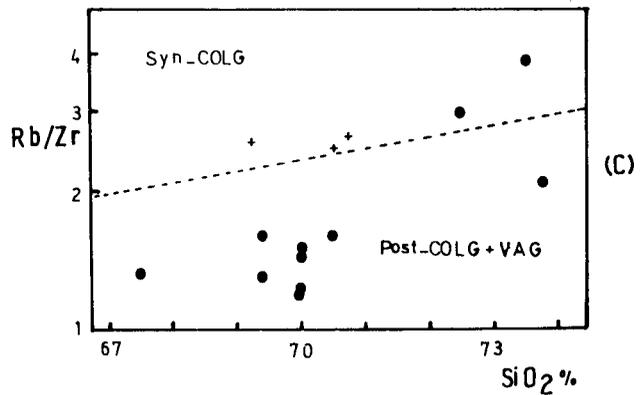
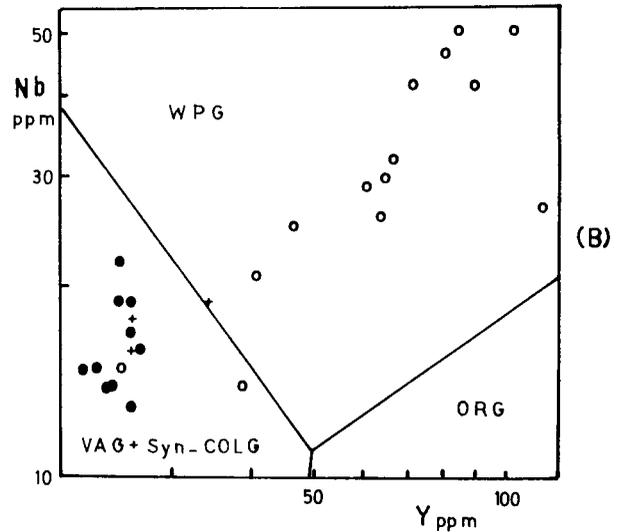
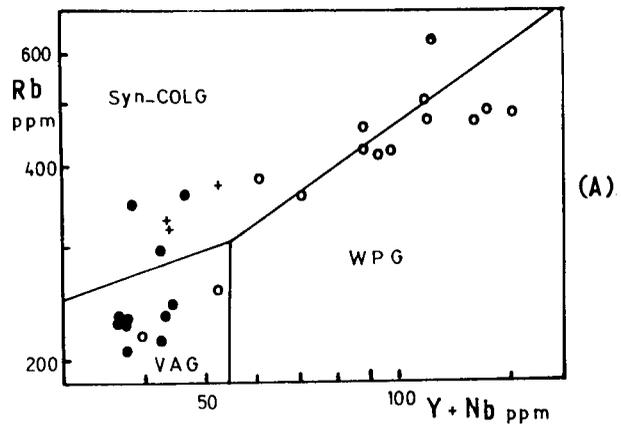


Fig. 11.—Diagramas de Pearce et al. (1984) (A) y (B); y Harris et al. (1986) (C). COLG: Granitos de colisión. VAG: Granitos de arco volcánico. WPG: Granitos de intraplaca. ORG: Granitos de dorsales oceánicas. Mismos símbolos que en fig. 2.

Tabla 1

| Granitoides Cerro Negro (7 muestras)       |          |                | Granitoides Sierra de Vinquis (12 muestras) |          |                | Granitoides Sierra de Zapata (14 muestras) |          |                |
|--|----------|----------------|---|----------|----------------|--|----------|----------------|
| Elementos mayores y menores en % (en peso) |          |                | Elementos mayores y menores en % (en peso)  |          |                | Elementos mayores y menores en % (en peso) |          |                |
|  | Promedio | Lim. de Fluct. |   | Promedio | Lim. de Fluct. |  | Promedio | Lim. de Fluct. |
| SiO <sub>2</sub>                           | 70,92    | 69,20 - 72,75  | SiO <sub>2</sub>                            | 70,83    | 67,50 - 73,75  | SiO <sub>2</sub>                           | 74,20    | 70,25 - 76,50  |
| TiO <sub>2</sub>                           | 0,29     | 0,11 - 0,38    | TiO <sub>2</sub>                            | 0,41     | 0,08 - 0,57    | TiO <sub>2</sub>                           | 0,11     | 0,05 - 0,38    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 14,51    | 14,17 - 15,20  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 14,44    | 13,87 - 15,60  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 12,45    | 11,53 - 14,89  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 3,74     | 2,81 - 4,13    | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 4,42     | 2,75 - 5,75    | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>             | 4,49     | 3,42 - 5,42    |
| MnO  | 0,16     | 0,09 - 0,29    | MnO   | 0,07     | 0,03 - 0,08    | MnO  | 0,05     | 0,02 - 0,13    |
| MgO  | 0,43     | 0,04 - 0,85    | MgO   | 1,08     | 0,09 - 1,88    | MgO  | 0,08     | 0,01 - 0,64    |
| CaO  | 0,46     | 0,09 - 0,78    | CaO   | 0,95     | 0,57 - 1,37    | CaO  | 0,58     | 0,14 - 1,37    |
| Na <sub>2</sub> O                          | 3,87     | 3,10 - 4,80    | Na <sub>2</sub> O                           | 2,59     | 2,10 - 3,30    | Na <sub>2</sub> O                          | 2,21     | 1,85 - 3,00    |
| K <sub>2</sub> O                           | 4,81     | 4,40 - 5,40    | K <sub>2</sub> O                            | 4,89     | 3,80 - 5,50    | K <sub>2</sub> O                           | 5,27     | 4,50 - 6,00    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>              | 0,34     | 0,29 - 0,45    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>               | 0,34     | 0,20 - 0,47    | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>              | 0,07     | 0,00 - 0,30    |
| vol.                                       | 0,51     | 0,20 - 0,78    | vol.  | 0,31     | 0,10 - 0,73    | vol.                                       | 0,11     | 0,01 - 0,24    |
| Elementos trazas en ppm                    |          |                | Elementos trazas en ppm                     |          |                | Elementos trazas en ppm                    |          |                |
| Sn   | <10      | <10 - 10       | Sn  | <10      |                | Sn   | <10      |                |
| W  | <15      | <15 - 15       | W   | <15      |                | W  | <15      |                |
| Zr   | 132      | 121 - 145      | Zr  | 153      | 92 - 194       | Zr   | 148      | 111 - 176      |
| Sr   | 62       | 47 - 72        | Sr  | 99       | 62 - 130       | Sr   | 45       | 23 - 77        |
| Nb   | 18       | 17 - 19        | Nb  | 15       | <10 - 22       | Nb   | 32       | 14 - 51        |
| Ba   | 117      | 96 - 138       | Ba  | 218      | 123 - 307      | Ba   | <95      | <50 - 191      |
| Rb   | 342      | 321 - 376      | Rb  | 260      | 216 - 361      | Rb   | 427      | 219 - 620      |
| Y  | 29       | 26 - 34        | Y   | 25       | 22 - 27        | Y  | 68       | 25 - 115       |
| Norma CIPW en % (en peso)                  |          |                | Norma CIPW en % (en peso)                   |          |                | Norma CIPW en % (en peso)                  |          |                |
| Q  | 28,10    | 23,26 - 31,77  | Q   | 33,07    | 28,01 - 39,65  | Q  | 38,92    | 29,87 - 44,62  |
| Or   | 28,48    | 26,03 - 31,94  | Or  | 29,01    | 22,47 - 33,12  | Or   | 31,18    | 26,61 - 35,49  |
| Ab   | 32,72    | 26,20 - 40,57  | Ab  | 21,97    | 17,75 - 27,89  | Ab   | 18,33    | 10,31 - 25,36  |
| An   | 0,52     | 0,00 - 1,78    | An  | 2,51     | 0,00 - 4,19    | An   | 2,44     | 1,07 - 6,15    |
| C  | 2,72     | 1,60 - 3,44    | C   | 3,96     | 2,86 - 5,16    | C  | 2,31     | 0,92 - 3,48    |
| Mt   | 2,25     | 2,17 - 2,39    | Mt  | 2,57     | 1,59 - 3,33    | Mt   | 2,60     | 1,99 - 3,15    |
| Hy   | 3,34     | 2,01 - 4,64    | Hy  | 5,11     | 2,42 - 7,47    | Hy   | 3,08     | 2,30 - 4,02    |
| Ap   | 0,55     | 0,08 - 0,96    | Ap  | 0,80     | 0,47 - 1,03    | Ap   | 0,16     | 0,00 - 0,71    |
| Il   | 0,54     | 0,21 - 0,72    | Il  | 0,78     | 0,15 - 1,08    | Il   | 0,21     | 0,09 - 0,72    |

El diagrama de contenidos frente a frecuencias acumuladas (fig. 9), muestra inequívocamente que hay, al menos, dos subpoblaciones para los elementos Rb, Y, Ba y Sr (definidos en este orden), elegidos en función de su representatividad por estar contenidos en los minerales graníticos esenciales (Rb, Sr y Ba, en micas y feldspatos) o en accesorios peculiares (Y en allanita). Estas dos subpoblaciones de cada elemento corresponden mayoritariamente a los granitos de Vinquis y Cerro Negro, por un lado y Zapata, por otro.

Estas diferencias tienen una buena correspondencia mineralógica, aunque todos los plutones tienen evidencias de cristalización final a niveles someros (intercrecimientos micrográficos, pseudogranofiri-

cos) y presencia de algunos minerales esporádicos como sillimanita y moscovita primaria, más raramente cordierita y, en las facies más leucocráticas, granate. Los granitos de la Sierra de Zapata tienen fluorita y allanita como accesorios frecuentes y sólo se hace presente la andalucita cuando la fluorita es abundante.

En todos los granitos considerados son frecuentes los feldspatos potásicos peritéticos, pero solamente en Sierra de Zapata los intercrecimientos de albita adquieren mayor desarrollo (del 30 al 50 %, «piel de tigre»), típico de feldspatos hipersolvus, aunque volumétricamente estos granitos son más bien escasos.

Si se considera la posición geotectónica, también destacan los granitos de la Sierra de Zapata, en este

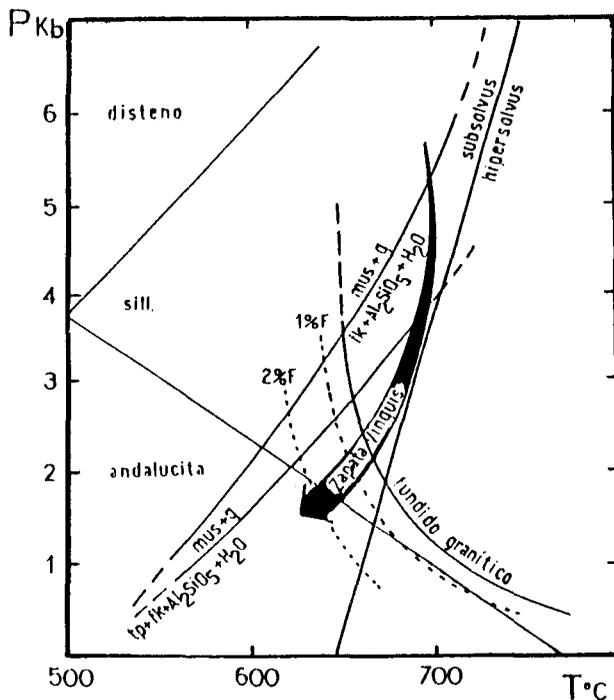


Fig. 12.—Dominios de estabilidad. Mus: moscovita; q: cuarzo; fk: feldespato potásico;  $Al_2SiO_5$ : silicato aluminico; tp: topacio. Estabilidad de moscovita, según Chatterjee y Johann (1974). Curva de moscovita + cuarzo con el desarrollo de topacio, según Barton (1982). Punto triple de Holdaway (1971). Curva de fusión granítica, de Piwinski (1968). Dominios subsolvus-hipersolvus, de Waldbaum y Thompson (1969). La curva de fusión granítica con 1 y 2 % de F, se ha obtenido por extrapolación de los datos de Manning (1981) a 1 kb de presión. La flecha indica la trayectoria probable de consolidación plutónica.

caso como correspondiente a los de mayor madurez de los estudiados (fig. 10) y con caracteres de intraplaca (fig. 11a y b); los de Vinquis y Cerro Negro tienen características oscilantes entre colisionales y de arco volcánico (fig. 11c).

Las asociaciones mineralógicas indican que el magma debió comenzar a cristalizar próximo al campo de estabilidad de la moscovita (relictos idiomorfos de origen primario), a temperaturas mayores que el solidus granítico. La trayectoria de cristalización previsible se ha señalado con una flecha (fig. 12). Con un marcado descenso de la presión, la marcha de la cristalización debió pasar muy próximo al límite subsolvus-hipersolvus, sin alejarse de él, como lo atestiguan los escasos granitos hipersolvus.

La presencia de fluorita en la sierra de Zapata indica que la curva de fusión granítica pudo desplazarse hacia la izquierda, como mínimo hasta tener el equilibrio de magma granítico con el 1-2 % de F, prosiguiendo la trayectoria de la cristalización hacia zo-

nas próximas al punto de corte de la curva granítica con la recta que delimita los campos de estabilidad andalucita-sillimanita, penetrando en el campo de la andalucita, ya que este mineral se hace presente cuando hay F (fluorita; Kerrick y Speer, 1988). Esta trayectoria implica, con respecto a la de los granitos de Vinquis y Cerro Negro, una menor presión y temperatura. La cristalización de éstos se habría producido aproximadamente a unos 2 kb y 650 C, mientras que los de Zapata a 600-650 C y presión del orden de 1,5 a 2 kb.

Tales datos sugieren que el magma correspondiente a los granitos de la sierra de Zapata es más superficial y, por tanto, debió emplazarse algo más tardíamente que los otros granitoides citados. Además, los granitos de Vinquis y Cerro Negro poseen caracteres texto-estructurales, que reflejan un medio activo (dinámico), como el que supone el arco volcánico y colisión bajo influencia continental, mientras que los de Zapata, más tardíos, se emplazaron en un medio ya más o menos cratonizado, es decir, con rasgos de intraplaca.

AGRADECIMIENTOS

A la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Nación Argentina, Universidad Técnica de Clausthal, Alemania y Universidad Nacional de Catamarca, Argentina, por la ayuda recibida en distintos aspectos del trabajo. Finalmente a los Dres. E. Llambías y A. Toselli, por la lectura crítica del manuscrito.

Referencias

Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1981). Geología del Noroeste Argentino. Univ. Nac. de Tucumán, 1287, 1-212.  
 Avila, J. C. y Papetti, L. (1987). Depósitos estanníferos en las Sierras de Fiambalá y Zapata (Catamarca). Definición de sus metalotectos. *X Congr. Geol. Arg.* 1, 47-50.  
 Barton, M. D. (1982). The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrologic applications. *Amer. Min.*, 67, 956-974.  
 Brown, G. C., Thorpe, R. S. y Webb, P. C. (1984). The geochemical characteristics of granitoides in contrasting arcs and comments on magma sources. *Jour. Geol. Lond.*, 141, 413-426.  
 Caminos, R. (1979). Sierras Pampeanas Noroccidentales-Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. *Geol. Reg. Arg.* 1, 225-291. Acad. Nac. Cs. Córdoba.  
 Chappell, B. W. y White, A. J. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.*, 8, 173-174.  
 Chatterjee, M. D. y Johann, W. (1974). Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M1-muscovite,  $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$ . *Contr. Min. Petrol.*, 48, 89-114.  
 González Bonorino, F. (1972). Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, Pcia. de Catamarca. Subs. Min. Bs. As. Arg.  
 González, R., Cabrera, M., Bertolotti, P., Castellote, P., Cuenya, M., Omil, D., Moyano, R. y Ojeda, J. (1985).

- La actividad eruptiva en Sierras Pampeanas. Esquematación geográfica y temporal. *Act. Geol. Lill.* 16, 289-318.
- Harris, N. B., Pearce, J. A. y Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 67-81.
- Holdaway, M. J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. Jour. Sci.*, 271, 97-131.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Jour. of Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Kerrick, D. M. y Speer, J. A. (1988). The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids. *Am. J. Sci.*, 288, 152-192.
- 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. Subc. Sist. Rocas Igneas (IUGS). Cir. 36 N 100.
- Linares, E. (1977). Catálogo de edades radimétricas determinadas para la Rep. Argentina. *Publ. Esp. Asoc. Geol. Arg.*, Serie B, 4.
- Linares, E. (1981). Catálogo de edades radimétricas determinadas para la Rep. Argentina. *Publ. Esp. Asoc. Geol. Arg.*, Serie B, 10.
- Manning, D. A. (1981). The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the System Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contr. Min. Petrol.*, 76, 206-215.
- Moya, M. C. y Salfity, J. A. (1982). Los ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino. V. *Congr. Lat. Geol.*, Arg. 13, 523-536.
- Nakada, S. y Takahashi, M. (1979). Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouchi province of southwest Japan. *Geol. Soc. Japan Jour.*, 85, 571-582.
- Papetti, L. (1985). Estructura interna de cuerpos graníticos y mineralización en Sierras de Zapata y Fiambalá, Catamarca. *I Jorn. Geol. Catamarca.*
- Pearce, J. A., Harris, N. B. y Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. of Petrol.*, 25, 956-983.
- Piwinskii, A. J. (1968). Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Jour. Geol.*, 76, 548-570.
- Shand, S. J. (1927). *Eruptive rocks*, John Wiley & Sons, Nueva York.
- Sosic, M. V. (1972). Descripción Geológica de la Hoja 14d. Tinogasta, Pcia. de Catamarca y La Rioja. Subs. Mn. Bs. As.
- Stipanovic, P. y Linares, E. (1975). Catálogo de edades radimétricas determinadas para la Rep. Argentina. *Publ. Esp. Asoc. Geol. Arg.*, Serie B, 3.
- Teruggi, M. E. (1980). *Clasificación de las rocas ígneas*. IUGS, Ed. Cient. Arg. Librart, Bs. As.
- Toselli, G. A. y Córdoba, G. (1990). Volcanismo en el área de Cerro Negro, Pcia. de Catamarca, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 45, 47-54.
- Turner, F. J. y Verhoogen, J. (1963). *Petrología Ignea y Metamórfica*. Omega, Barcelona.
- Waldbaum, D. R. y Thompson, J. B. (1969). Mixing properties of sanidine crystalline solutions. IV: Phase diagrams for equations of state. *Am. Min.*, 54, 1274-1298.
- White, A. J. y Chappell, B. W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Winkler, H. G. (1976). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag New York Inc.

Recibido el 30 de junio de 1992  
Aceptado el 12 de enero de 1993