

# El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas). Argentina

*The metamorphism from the Sierra Chica of Cordoba (Sierras Pampeanas). Argentina*

E.G. Baldo (\*), C. Casquet (\*\*\*) y C. Galindo (\*\*)

(\*) Cátedra de Petrología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Univ. Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299 5000 Córdoba, ARGENTINA.

(\*\*) Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid - ESPAÑA

## ABSTRACT

*Preliminary results on the regional metamorphism of the Sierra Chica (Sierras Pampeanas) are reported. The work is based on a detailed textural and mineral study of high-grade cordierite-garnet metapelitic migmatites of diatexitic type. Three events are recognized on the basis of garnet textural and chemical zoning: M1 probably represents an older metamorphism and took place under subsolidus conditions; M2 is synchronous to the main regional foliation ( $S_{n+1}$ ). The peak of metamorphism was reached at this stage under granulite facies conditions ( $P_1 = 5.7 \pm 0.4 \text{ kb}$ ,  $T = 820 \pm 25^\circ\text{C}$ ). This event is assigned to the Pampean Orogeny; M3 represents a lower P-T event which is tentatively assigned to the uplift of the previously thickened continental crust. Registered P-T conditions for this retrograde event have been determined at  $4 \pm 0.5 \text{ kb}$  and  $715 \pm 15^\circ\text{C}$  respectively.*

**Key words:** migmatites, granulite facies metamorphism, Sierras Pampeanas, Argentina.

Geogaceta, 19 (1996), 51-54  
ISSN: 0213683X

## Introducción

Las Sierras Pampeanas conforman una serie de alineaciones orográficas de dirección N-S ubicadas en el centro y noroeste de la República Argentina. Representan bloques de basamento metamórfico-plutónico pre-andino, levantado a favor de fallas inversas durante el acortamiento andino Neógeno-Cuaternario. Las Sierras de Córdoba constituyen los afloramientos más orientales de este conjunto orográfico y están formadas, en su mayor parte, por rocas metamórficas de alto grado (facies anfíbolitas superiores a granulitas) y, en menor proporción, por rocas de grado medio a bajo y cuerpos intrusivos. Las rocas metamórficas son en su mayor parte gneises y migmatitas, orto y paraderivados, destacándose por su abundancia las migmatitas pelíticas granatíticas - cordieríticas. En menor proporción afloran mármoles, anfíbolitas y fajas discontinuas de rocas básicas a ultrabásicas de afinidad ofiolítica. Existen también pequeños afloramientos de metapelitas en zona de clorita y biotita, que están restringidos al borde occidental de las sierras (Gordillo y Lencinas, 1979, Demange *et al.*, 1993, Bonalumi *et al.*, 1994, Escayola 1995). La actividad intrusiva en las Sierras Pampeanas es de una notable complejidad (Rapela *et al.*, 1990), reconociéndose diversas etapas de emplazamiento de magmas

con diferentes afinidades químicas, que reflejan una compleja historia geodinámica de este sector desde el Precámbrico Superior hasta el Devónico - Carbonífero, momento en que las Sierras Pampeanas adquieren la fisonomía basamental que presentan en la actualidad.

Las relaciones temporales y espaciales entre deformación dúctil, metamorfismo regional y magmatismo, se desconocen todavía en gran medida. El proyecto en el que se enmarca este trabajo tiene precisamente como objeto la datación sistemática de las asociaciones intrusivas y del metamorfismo.

Dentro de las sierras de Córdoba, la Sierra Chica constituye el bloque de basamento más oriental. Alargada en dirección N-S, está limitada al oeste por fallas neógenas de carácter inverso, que la separan del valle estructural de La Punilla, con relleno de sedimentos del Terciario Superior y Cuaternario (Fig 1). Una cubierta discontinua de sedimentos continentales cretácicos, se adosan en su flanco oriental, que se sumerge suavemente bajo los sedimentos pampeanos del Holoceno.

En este trabajo se aportan nuevas consideraciones sobre el metamorfismo de La Sierra Chica basadas en el análisis textural y en la aplicación de técnicas de termo y barometría que permiten precisar

algunos aspectos de la compleja historia P-T-t del sector.

## Análisis del metamorfismo

En este trabajo, de carácter previo, nos hemos concentrado en las migmatitas del grupo La Calera que constituyen un afloramiento elongado en dirección N-S, de unos 0.5 Km de ancho y 2 Km de largo. Son, en su mayoría, diatexitas nebulíticas y en menor proporción gneises estromatíticos, ambos con granate y cordierita. Su descripción de detalle ha sido realizada por Gordillo (1979), que distingue entre migmatitas tonalíticas y graníticas, las primeras derivadas de sedimentos de tipo grauváquico y las segundas de auténticas pelitas. Son frecuentes dentro de estas migmatitas, restos de rocas resistentes a la fusión («resisters») tales como metabasitas hipersténicas y anfíbolitas o nódulos de cuarzo. Químicamente las migmatitas de La Calera muestran un contenido promedio de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 17.7%, relación FeO/MgO de 2.05 y  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  de 4.9%.

El estudio se ha basado en una muestra seleccionada (RSQ-65) ubicada al este del granito de Loma Ancha. Esta roca está formada por granate, cordierita, biotita, plagioclasa, microclina peritítica, cuarzo, sillimanita, (andalucita), espinela,

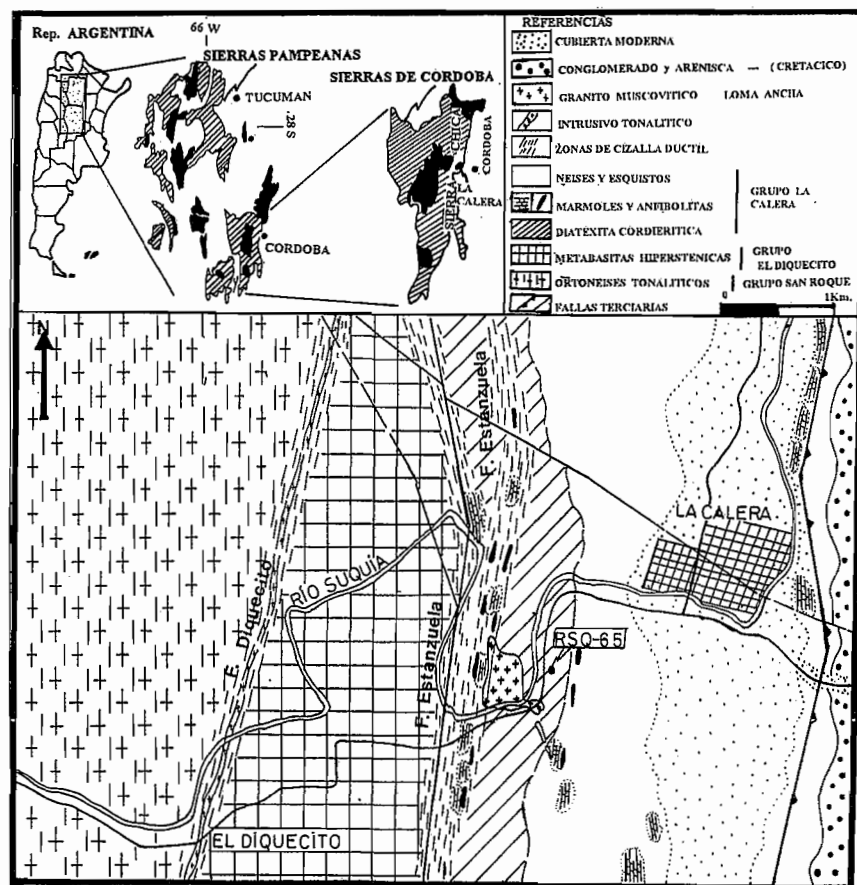


Fig.1.- Localización geográfica y geológica de la zona de estudio.

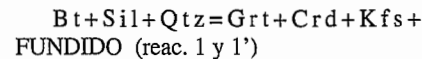
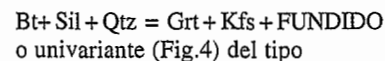
Fig.1.- Geographic location and geological setting of the studied zone.

granate, la relación Fe/Mg aumenta hacia afuera, en dirección a la corona, lo que va acompañado por un aumento del Mn y un descenso del Ca. Considerado en conjunto el cristal (núcleo + borde), la forma de los perfiles del Fe y el Mg corresponde a una zonado de tipo inverso o difusional (Tracy, 1982; Spear, 1993) ligado a la transformación del granate a cordierita precedido de una homogeneización composicional a elevada temperatura que se refleja en el valor casi constante de la relación Fe/Mg en el núcleo. El perfil del Mn del borde del granate apunta en el mismo sentido. La discontinuidad del Ca y el perfil del Mn en el núcleo del granate, que es más propio de un zonado de crecimiento, se corresponde con la baja difusividad intracristalina de estos elementos.

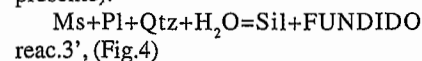
**Historia reaccional**

La discontinuidad textural y composicional entre el núcleo y el borde del granate, indica la posibilidad de un polimetamorfismo con un evento metamórfico más antiguo (M1). El granate del núcleo debió de crecer en condiciones subsolidus, como lo evidencia la textura helicítica rectilínea que muestra en su interior.

El borde del granate creció durante un episodio metamórfico posterior (M2). La disposición concéntrica de la fibrolita sugiere que este mineral estaba presente en un fundido y que fué atrapado por el granate durante su crecimiento. Esto es, el crecimiento del segundo granate tuvo lugar, en parte, por encima de la «solidus» pelítica (Fig.4; reacciones 3' y 3''; simbología de los minerales según Kretz, 1983), involucrando a la biotita en su formación, mediante una reacción (vapor ausente) divariante en el sistema KFMASH, del tipo:



aunque de esta segunda no hay evidencia textural. El tipo de reacción dependerá, a unas condiciones dadas de P y T, de la relación Fe/Mg de la roca. En cualquier caso, estas dos reacciones tendrían lugar a temperaturas por encima de la reacción que limita el campo de estabilidad de la moscovita (vapor presente):



con la que se iniciaría la fusión. Durante esta etapa se produciría la homogeneización composicional del granate (Fe y Mg).

La formación de la corona de cordierita exige la intervención de una

ilmenita y magnetita. La textura está definida por grandes blastos de granate, de hasta 2 cm, con coronas reaccionales ricas en cordierita, que se destacan en una matriz granoblástica de grano medio. El interés de la muestra reside en la zonación textural y química, que se aprecia en el interior del granate (y la corona), en la que ha de basarse necesariamente la reconstrucción de la historia metamórfica de la roca.

**Zonalidad del granate**

Se pueden reconocer varias zonas dentro del granate atendiendo a la presencia o no de inclusiones, su naturaleza y disposición, forma del borde de la zona y composición química (Fig.2). La zona más interna constituye el núcleo del granate (Grt-1) y se reconoce fácilmente por la abundancia de inclusiones de ilmenita, plagioclasa, biotita y a veces rutilo, en buena parte orientadas (en particular la ilmenita), definiendo una  $S_{interna}$  que corresponde a una antigua esquistosidad, discordante con la  $S_{externa}$ . El borde del núcleo es muy irregular e indica resorción del cristal previo al crecimiento de las zonas externas. Se observan también, dentro del núcleo, microdominios formados por un agregado de espinela hercínica (hasta un 9% de ZnO; Tabla 1), biotita, magnetita, ilmenita, sillimanita y algo de feldespato potásico.

El borde (Grt-2) constituye volumétricamente la mayor parte del granate, y consiste en una alternancia de zonas sin inclusiones y zonas con inclusiones abundantes de fibrolita y biotita dispuestas concéntricamente.

La corona reaccional está constituida en su mayor parte por un agregado granoblástico de cordierita, con plagioclasa, biotita, sillimanita prismática, espinela hercínica rica en Zn (hasta 11.6% ZnO) e ilmenita asociadas. La corona trunca discordantemente al zonado del granate, que muestra un contorno marcadamente irregular. Dentro de la corona se observa que la sillimanita prismática se dispone en el contacto entre la espinela/ilmenita y la cordierita. A veces los propios cristales de sillimanita contienen núcleos de espinela verde o de ilmenita. En esta transformación se genera biotita, que crece con textura simplectica a los cristales más antiguos del mismo mineral incluidos en la corona.

El granate muestra un zonado composicional que se pone de manifiesto en los perfiles de la Fig.3. Como puede verse, el núcleo es más rico en Ca, observándose una clara discontinuidad composicional para este elemento al pasar a la zona más interna del borde. Esta discontinuidad existe también para el Fe y el Mg y es menos evidente para el Mn. La relación Fe/Mg es bastante uniforme dentro del núcleo, mientras que el Mn tiende a disminuir hacia el borde del mismo. En el borde del

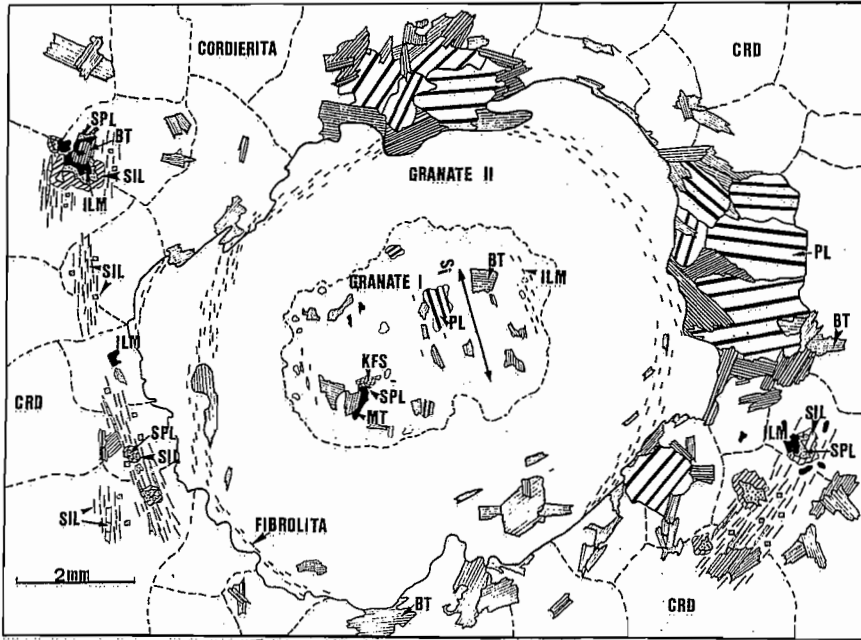
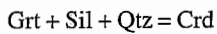


Fig.2.- Esquema de un granate de la muestra RSQ-65.

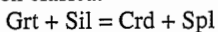
Fig.2.- Sketch of a garnet from sample RSQ-65.

reacción que provoque la destrucción del granate y que a la vez modifique la composición en su borde mediante intercambio del tipo  $FeMg_{-1}$ , provocando el zonado inverso que se observa. La reacción más probable para esta etapa debió de ser, al menos inicialmente, la clásica:



El  $K_d$  de la reacción de intercambio  $Crd_{FeMg-1} = Grt_{FeMg-1}$  aumenta con la temperatura (Holdaway & Lee, 1977), por lo que el incremento de la relación  $Fe/Mg$  hacia el borde del granate, sugiere que el zonado inverso es el resultado de un enfriamiento, acompañado, probablemente, por decompresión, dada la disposición muy tendida en el espacio P-T, de las isoplethas de la cordierita ( $X_{Mg}^{CORD}$ ) (reacción 2; Fig.4).

Una vez aislado el granate de la matriz de la roca la transformación proseguiría, en ausencia de cuarzo, mediante una reacción de decompresión también clásica:



Finalmente, dentro de la corona, tiene lugar la formación de sillimanita y biotita a partir de la espinela, ilmenita y cordierita (evento M3), reacción en la que tuvo que participar un fluido acuoso comunicado con el exterior de la corona. La varianza de la reacción es 4 en el sistema  $KMASHTO$ , lo que implica que además de P y T otras variables intensivas como la  $fO_2$  y la  $a_{K_2O}$  fueron controladas desde el exterior del sistema (sistema abierto).

### Termobarometría y trayectoria P-T.

En este trabajo hemos estimado las condiciones de presión y temperatura mediante el programa TWEEQU de Berman (1991). Se trata de un programa que permite calcular las condiciones de P y T de una asociación mineral dada, a partir de un cómputo multi-reaccional, empleando una única base de datos termodinámicos internamente consistente. El programa permite introducir valores de las actividades de los componentes de fase, incluidos los componentes volátiles.

Las condiciones P-T del núcleo (evento M1), no se han podido estimar debido a la homogenización composicional del granate (Mg, Fe) durante el evento M2.

Las condiciones de formación de la corona, para la etapa temprana de su formación, se han obtenido tomando la composición del granate en la parte más interna del borde, donde el zonado retrógrado es menos perceptible, junto con cordierita, sillimanita, cuarzo, agua ( $a_{H_2O} = 1$ ), así como plagioclasa, biotita, y feldespato potásico de la matriz, medidos estos últimos en puntos alejados del granate (Tabla 1). Las condiciones obtenidas son  $P = 5.7 \pm 0.4 kb$ , y  $T = 820 \pm 25^\circ C$  (facies granulitas). Ha de señalarse aquí, que el cómputo se ha efectuado utilizando cordierita anhidra. En condiciones reales, la cordierita debió de tener un cierto contenido de  $H_2O$  y de  $CO_2$ , que no hemos estimado. Ello eleva el campo de estabilidad del mineral, por lo que los valores de P, principal-

mente, han de considerarse algo inferiores a los reales (v. curva 1'; Fig.4).

Las condiciones del evento M3 se han obtenido suponiendo que el sistema fué abierto durante la alteración, incluyendo en el cómputo espinela, sillimanita, cordierita, feldespato potásico y agua ( $a_{H_2O} = 1$ ) (Tabla 1). Las condiciones obtenidas son  $P = 4 \pm 0.5 kb$ , y  $T = 715 \pm 15^\circ C$  (facies anfibolitas).

Los datos termobáricos se han representado en la Fig.4, en la que se incluyen también una serie de curvas de equilibrio significativas, que sirven de referencia para contrastar la verosimilitud de los resultados obtenidos y a las que se ha hecho referencia a lo largo del texto. Si M2 y M3 representan dos estadios de un único metamorfismo, la evolución P-T del mismo registrada, correspondería a una decompresión - levantamiento (aprox. unos 6km), acompañada de un enfriamiento (aprox. unos  $100^\circ C$ ). En este caso el metamorfismo ha de adscribirse a un marco geotectónico de tipo colisional continental con engrosamiento de la corteza - y fuerte calentamiento - y posterior exhumación con la intervención de fallas extensionales dúctiles (Thompson & Ridley, 1987). Sin embargo, esta posibilidad al igual que la hipotética existencia de un metamorfismo más antiguo M1 han de aguardar a disponer de una termocronología precisa y un mejor conocimiento de la historia geológica regional, en la que se trabaja actualmente.

### Conclusiones

El análisis de las migmatitas derivadas de metapelitas, de la quebrada del Río Suquia, sugiere que durante el metamorfismo se

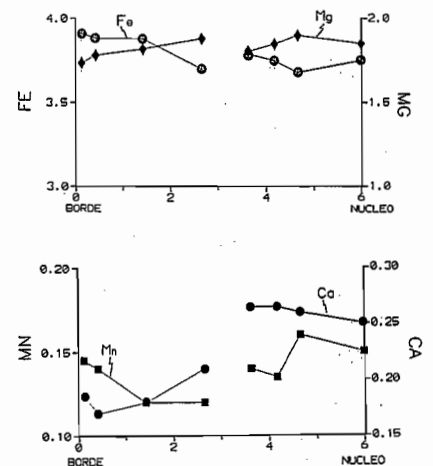


Fig.3.- Perfil composicional del granate de la Fig.2.

Fig.3.- Compositional profile of garnet from Fig.2.

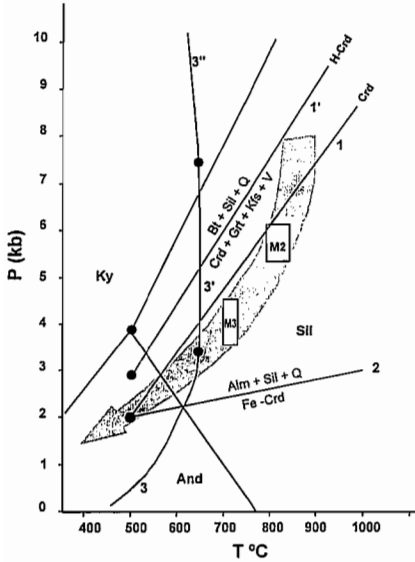


Fig.4.- Trayectoria P-T parcial de la roca RSQ-65. Las condiciones de M2 y M3 se obtuvieron con TWEEQU (Berman, 1991). Las reacciones 1, 1' y 2 se determinaron con GEO-CALC (Brown et al., 1988); Crd= Cordierita anhidra; H-Crd= cordierita hidratada. Las reacciones 3, 3' y 3'' proceden de Spear (1993; fig.9.9). Abreviaturas minerales según Kretz (1983).

Fig.4.- Partial P-T path for rock RSQ-65. M2 and M3 conditions were obtained with TWEEQU (Berman, 1991). Reactions 1, 1' and 2 were calculated with GEO-CALC (Brown et al., 1988); Crd= Anhydrous cordierite; H-Crd= Hydrous cordierite. Reactions 3, 3' and 3'' were taken from Spear (1993; fig.9.9). Mineral abbreviations after Kretz (1983).

alcanzaron condiciones de P y T propias de la facies de las granulitas (P = 5.7±0.4kb, y T = 820±25°C; evento M2). El enfriamiento fué acompañado de levantamiento, pudiéndose estimar que para un tramo de la trayectoria retrógrada, los valores correspondientes fueron de unos 100°C para 6km, respectivamente. La historia P-T retrógrada es compatible con un marco geotectónico de tipo colisional intracontinental. Por otro lado la existencia de núcleos resorbidos dentro del granate apunta hacia una discontinuidad de la historia P-T que podría corresponder a un metamorfismo más antiguo (polimetamorfismo).

**Agradecimientos**

Este trabajo se ha realizado con financiación del proyecto de la CE nº CI\*-CT92-0088 («The Palaeozoic Evolution of the Andean

	GRT	BT	CDR	PL	ESP	
SiO <sub>2</sub>	38.34	35.48	48.99	59.55	0.07	0.08
TiO <sub>2</sub>	0.04	4.40	-	-	0.01	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.86	17.02	33.05	25.18	56.03	55.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	5.15	4.54
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.14	0.07	-	-	0.46	0.63
FeO	31.02	16.50	5.77	-	20.13	21.39
MnO	0.94	0.04	0.02	-	0.01	0.09
MgO	7.81	11.69	10.08	-	8.06	5.22
CaO	1.07	-	-	6.88	-	0.02
NiO	-	-	-	-	0.28	0.27
ZnO	-	-	-	-	8.41	11.66
Na <sub>2</sub> O	-	0.06	0.09	7.29	-	-
K <sub>2</sub> O	-	9.51	-	0.26	-	-
H <sub>2</sub> O	-	4.01	-	-	-	-
Total	100.21	98.78	97.99	99.16	98.94	98.94

fórmulas estructurales						
(24 O)	(20 O)	(36 O)	(32 O)	(4 O)		
Si <sup>IV</sup> 6.00	Si <sup>IV</sup> 5.38	Si 5.00	Si 5.35	Al 1.88	1.88	
Al <sup>VI</sup> 3.85	Al <sup>VI</sup> 2.62	Ti -.-	Al 2.66	Cr 0.01	0.01	
Ti <sup>VI</sup> -.-	Al <sup>VI</sup> 0.42	Al 3.98	Ca 0.66	Fe <sup>3+</sup> 0.11	0.10	
Fe <sup>2+</sup> 4.06	Ti <sup>VI</sup> 0.50	Fe <sup>2+</sup> 0.49	Na 1.27	Fe <sup>2+</sup> 0.48	0.52	
Mn 0.12	Fe <sup>2+</sup> 2.09	Mn -.-	K 0.03	Mg 0.34	0.23	
Mg 1.82	Mn 0.005	Mg 1.53		Ni 0.01	0.01	
Ca 0.18	Mg 2.64	Na 0.02		Zn 0.18	0.25	
	Na 0.02	K -.-				
	K 1.84					

Tabla 1.- Composiciones medias de los minerales de la muestra RSQ-65  
Table 1.- Average compositions of minerals from sample RSQ-65.

Lithosphere (30-32°S) and its Relation to Metalliferous Mineralizations». Los trabajos analíticos de microsonda se realizaron en la U. de Oviedo y Barcelona. Agradecemos a los Drs. G. Corretge y R. Vaquer la valiosa colaboración prestada.

**Referencias**

Berman, R.G. (1991).- *Can. Mineral.*, 29, 833-855.  
 Bonalumi, A.; Escayola, M.; Kraemer, P.; Baldo, E. & Martino, R. (1994).- *Geología Regional Argentina*. Ed. Roberto Caminos, Direcc. Nac. de Minería (en prensa).  
 Brown, T.H.; Berman, R.G. & Perkins, E.H. (1988).- *Computers & Geosciences*: 14, 3, 279-289.  
 Demange, M.; Baldo, E & Martino, R. (1993).- *Second Symposium International Géodynamique Andine, Oxford*, 513-516.

Escayola, M. (1995).- Tesis Doctoral (inédita). *Hemeroteca de Fac. CC. Ex. Fis. y Nat., Univ. Nal. Córdoba*.  
 Gordillo, C. (1984).- *Miscelaneas 68, Acad. Nal. CC. de Córdoba*, 1-40.  
 Gordillo, C. & Lencinas, A. (1979).- *Acad. Nal. CC. Córdoba*, 1, 577-650.  
 Holdaway, M.J. & Lee, S.M. (1977).- *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 175-198.  
 Kretz, R. (1983).- *Amer. Miner.*, 68, 277-279.  
 Rapela, C.W.; Toselli, A.; Heaman, L. & Saavedra, J. (1990).- *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 241, 101-126.  
 Spear, F.S. (1993).- *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Miner. Soc. Amer. Monography, XXII + 799 pages.  
 Thompson, A.B. & Ridley, J.R. (1987).- *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 321, 27-45.  
 Tracy, R.J. (1982).- *Rev. Mineral*, 10, 355-397.