

Termobarometría de las Corneanas Granatíferas del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco. La Rioja, Argentina

Juana N. ROSSI¹ y Alejandro J. TOSELLI¹

Abstract: *THERMOBAROMETRY OF THE GARNET – BEARING HORNFELSSES IN THE SOUTHWESTERN MARGIN OF THE SIERRA DE VELASCO, LA RIOJA, ARGENTINA.* Small, long-shaped biotite – bearing granodiorite and tonalite granitoids can be observed in the southwestern margin of the Sierra de Velasco (29° 21' - 29° 24' S and 67° 11' - 67° 16' W). They display an approximately 6 km long Northwest-Southeast trending, with a probable Lower Ordovician age representing marginal facies of major porphyritic two-mica monzogranite plutons. Tonalites and granodiorites display scarce remnants of the metasedimentary country rock, as septa and enclaves, ranging from several centimeters to 15 meters in size. The latter are metamorphized in massive fine-grained dark hornfels, someones quartz–plagioclase-biotite rich type, while others, metapelitic with alkali-feldspar (perthite), quartz, biotite, cordierite, sillimanite and garnet as dispersed granular masses.

This first record of high temperature paragenetic garnet- bearing hornfels found with cordierite-alkali feldspar and biotite in granites of the Batholithic Central Area, implying deeper intrusion levels for the granitoids of the southwestern margin of the Sierra de Velasco. Thermobarometric data indicate that hornfels equilibrated at a pressure of 4.8 Kb and a temperature of 640° C.

Resumen: *TERMOBAROMETRÍA DE LAS CORNEANAS GRANATÍFERAS DEL FLANCO SUDOCIDENTAL DE LA SIERRA DE VELASCO. LA RIOJA, ARGENTINA.* En el borde del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco entre los 29° 21' y 29° 24' de latitud Sur; y entre los 67° 11' y 67° 16' de longitud Oeste afloran pequeños plutones de tonalita y granodiorita biotítica, alargados en sentido Noroeste-Sudeste, de aproximadamente 6 km de longitud, de edad probable Ordovícico inferior. Ellos constituyen la zona de borde de plutones mayores, porfiroides, de composición monzogranítica predominante. En las tonalitas y granodioritas se encuentran escasos remanentes de la roca de caja metasedimentaria, formando septos y enclaves de tamaños desde varios centímetros a 15 metros, metamorizados en corneanas oscuras, de grano fino, masivas, algunas ricas en cuarzo y biotita y otras, metapelíticas con feldespato potásico (perthitas), cuarzo, biotita, cordierita, sillimanita, y granate en masas granulares dispersas.

Es la primera vez que se encuentra granate en rocas de contacto pelíticas, de alta temperatura no sólo en la Sierra de Velasco, sino también en granitos de la Zona Batolítica Central, lo que implica niveles de emplazamiento más profundos para los granitoides del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco. Los datos termobarométricos indican para las corneanas condiciones de equilibrio a Presiones de 4,8 Kb y Temperaturas de 640 °C.

Key words: Sierra de Velasco. Granitoids. Garnet. Cordierite hornfels. Thermobarometry.

Palabras clave: Sierra de Velasco. Tonalitas. Granodioritas. Corneanas. Termobarometría.

Introducción y Antecedentes Geológicos

Bodenbender había reconocido que la actual Formación La Cébila es la roca de caja de los granitos de Velasco. Son sus palabras: ... "Todos los estratos los considero metamorfoseados por la intrusión granítica, representando ellos probablemente el cambriano y precambriano, pudiendo ser distinta la edad de la intrusión granítica..." (1911, pág. 42). Más tarde (1916, pags. 137-138) expresa:.... "Elementos de juicio necesarios

¹ INSUGEO - (CONICET - UNT)- Miguel Lillo 205 - 4000 Tucumán, Argentina. E-mail: ajtoselli@infovia.com.ar

para determinar con absoluta seguridad la edad de la intrusión granito-diorítica, que produjo la metamorfosis, no los he encontrado. Si la observación de Stelzner es exacta (es posible interpretarla de otro modo) la intrusión se manifestó ya en la época siluriana....". El Silúrico, en la época de Bodenbender, es el actual Ordovícico.

La Sierra de Velasco se encuentra en la Zona Batolítica Central de las Sierras Pampeanas Noroccidentales, que se caracteriza por presentar afloramientos mayores de grandes batolitos graníticos, con áreas de roca de caja escasas y poco extensas (Toselli *et al.*, 1986).

En la Sierra de Velasco, los granitoides son casi exclusivos en su constitución (Bodenbender, 1911, 1916.). Las edades de los mismos se reconocen desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior (Mc Bride *et al.*, 1976; Rapela *et al.*, 1982, Pankhurst *et al.*, 2000, Toselli *et al.* 2003). Están constituidos por intrusiones múltiples y se distribuyen en una zona central constituida por grandes macizos de monzogranitos porfiroides a equigranulares. En el flanco occidental predominan ortogneises foliados y deformados, a menudo en fajas de cataclitas, protomilonitas y milonitas. La roca de caja metasedimentaria de la Formación La Cébila aflora saltuariamente en el flanco oriental en espesores más o menos importantes, constituidos por filitas en facies de esquistos verdes, comúnmente en contacto tectónico con los granitoides, hasta la quebrada de La Rioja. Se presentan deformadas frecuentemente en pliegues cerrados y con efectos posteriores de deformación cataclástica durante el Cenozoico. Estas rocas de la Formación La Cébila, tienen continuidad hacia el Noreste en la Sierra de Ambato, donde dicha Formación fue descrita por González Bonorino (1951). En el flanco oriental a la latitud de La Rioja, aparecen en contacto directo con los granitoides, constituyendo fajas alargadas norte sur, en las que se puede observar el paso de esquistos verdes a corneanas biotítico-cordieríticas.

En el flanco sur-occidental de la sierra, faltan casi completamente los afloramientos de filitas. Coira *et al.* (1968) describieron afloramientos de más 500 m de espesor de lutitas y areniscas en el borde occidental de la serranía que cierra por el oeste el bolsón de Paluqui, cuyo rumbo es de 145° a 180°, y buzamiento entre 25° y 55° al este. Hacia el este de la misma sierra, las rocas forman septos metamórficos dentro de los granitos, pasando a corneanas.

El flanco occidental de la Sierra de Velasco, desde el extremo noroeste hasta la quebrada de Antinaco está constituido por un ortogneis porfiroide peraluminoso, tipo S, con megaclastos de microclino, rico en biotita, plagioclasa, muscovita, escaso granate, cianita y/o sillimanita relicticas; que ha sufrido deformación y metamorfismo en condiciones de facies de anfibolitas almandínicas. En estos granitoides no se han reconocido corneanas. (Rossi *et al.*, 1999).

Desde la latitud 29° 19' hasta 29° 42', los granitoides del flanco sudoccidental de la sierra de Velasco, están constituidos por granodioritas y tonalitas biotíticas, con escasa hornblenda, con menores proporciones de monzogranitos porfíricos y sienogranitos subordinados. Los diques sinplutónicos máficos son frecuentes, así como enclaves máficos y septos de corneanas (Bellos *et al.* 2002). Estos autores caracterizaron a los granitoides como calcoalcalinos y afinidad de tipo I (Fig.1)

Un monzogranito porfiroide situado a los 29° 20' 49" S y 67° 15' 08" W, fue datado por Pankhurst *et al.* 2000), dando una edad U-Pb SHRIMP en circones, de 481 Ma.

Las fajas cataclásticas y protomiloníticas, de rumbo NW-SE, son también frecuentes en el flanco sudoccidental, y se han generado en condiciones de facies de esquistos verdes.

El objetivo de este trabajo son las corneanas, que aparecen como septos y enclaves en tonalitas y granodioritas, con la asociación mineral cordierita-biotita -feldespato potásico - plagioclasa - granate. El hallazgo de este último mineral, constituye una novedad e implica condiciones de T y P diferentes de las de aquellas corneanas en las que el granate está ausente (Rossi *et al.*, 1997). Los datos químicos obtenidos de los minerales paragenéticos y su procesamiento para hallar las condiciones termobarométricas en que se han equilibrado, nos han permitido también interpretar que el emplazamiento de los granitoides asociados es de nivel más profundo y de condiciones cercanas a los 5 Kb.

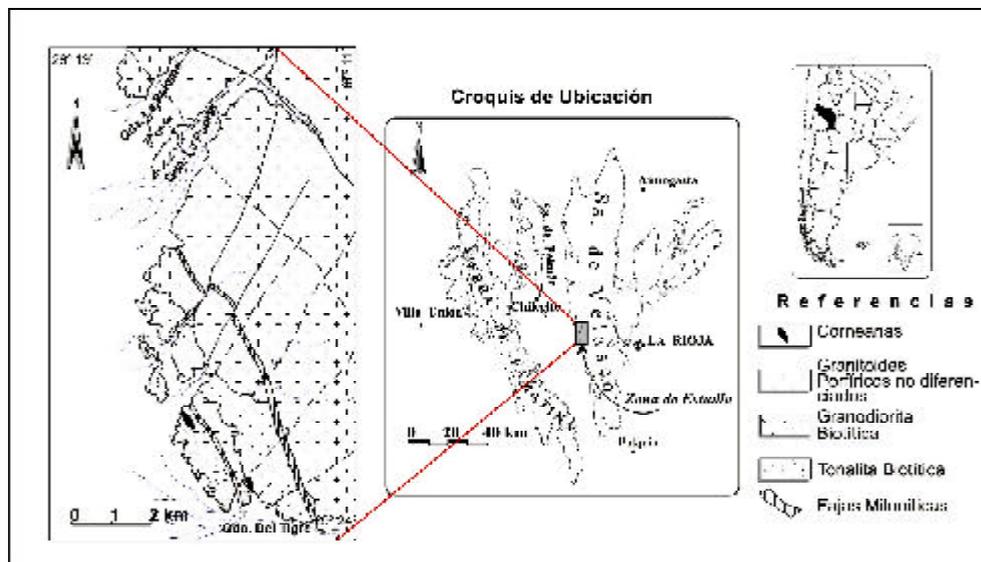


Fig. 1. Bosquejo geológico de la región de La Puerta. Sierra de Velasco.

Metodología

Se presentan 2 análisis de roca total de las corneanas, con elementos mayores y trazas, por fluorescencia de rayos X, realizados en el Laboratorio Núcleo de Estudios de Granitos e Isótopos Estáveis (NEG-LABISE), Departamento de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife, Brasil

Los minerales se analizaron en una microsonda Camebax-Cameca SX 50 del Laboratorio Central del Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum, Alemania. Las condiciones de operación fueron 15.0 Kv de aceleración y corriente de 15.0 nA. Las fórmulas estructurales de los minerales así como los dos estados de oxidación del Fe, se calcularon usando una adaptación del programa MINCALC de ese laboratorio.

Petrografía y Geoquímica de las corneanas

Las corneanas son rocas gris oscuro de grano fino, masivas, que yacen como inclusiones desde el tamaño de decímetros a varios metros dentro de las tonalitas y granodioritas. Al microscopio, suelen presentar un bandeo marcado por orientación de las biotitas y en menor proporción por cuarzo, feldespato y cordierita, que refleja la esquistosidad del protolito original. El tamaño del grano oscila entre 0,1 mm y 0,4 mm. Se reconocieron dos variedades bien diferentes tanto en su composición mineralógica como geoquímica. Una de ellas (muestra 6343) tiene una composición mineralógica simple: cuarzo predominante, plagioclasa y biotita en menores proporciones, con apatita accesoria y escasos minerales opacos. El protolito de estas rocas fue probablemente una metagrauvaca cuarzosa feldespática. La muestra 6343a está compuesta por cuarzo, feldespato potásico casi siempre perfitico, biotita, cordierita, plagioclasa, sillimanita, granate y como accesorios ilmenita asociada con espinelo y magnetita, en granos más pequeños. La textura es característicamente granoblástica y el protolito correspondería a una roca metapelítica.

El análisis químico de roca total de las dos corneanas (Cuadro 1) reflejan las diferencias químicas entre ambas. La muestra 6343a presenta contenidos mucho menores en SiO_2 , CaO , Na_2O , y contenidos mas altos en TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , y K_2O , que la muestra 6343, proveniente de una metarenita. Los dos tipos litológicos aparecen asociados en el campo y reflejan la alternancia de capas pelíticas y arenosas de sus protolitos sedimentarios originales.

Mineralogía de las corneanas pelíticas

GRANATE

Se presenta en granos anhedrales de tamaños entre 0,1 a 0,5 mm sin distribución uniforme y formando concentraciones o parches en la roca. Se desarrolló poiquiloblásticamente y contiene inclusiones de cuarzo, cordierita, espinelo e ilmenita. La composición química y fórmulas estructurales de granates seleccionados se muestran en la Cuadro 2. Los perfiles químicos de los miembros extremos en moles % se muestran en la figura 2. La espesartina presenta un perfil casi plano, con pocas variaciones; la grosularia presenta una zonación con resorción en los bordes. El piropo muestra aumentos asimétricos en los bordes mientras que el almandino presenta un perfil muy irregular con una depresión en el centro, con aumento en un borde y disminución en el otro. Los porcentajes en miembros extremos son los siguientes: Grosularia 2,6 %, Almandino 69,4%, Andradita 0,1 %, Espesartina 10,2 %, Piropo 17,7 %.

FELDESPATOS

El feldespato potásico aparece en granos pequeños de 0,1 a 0,2 mm raramente maclado, pero con abundantes perfitas y poiquiloblástico, las inclusiones más frecuentes son de biotita y cuarzo. La plagioclasa es mucho menos frecuente que el feldespato potásico, y se presenta también en granos pequeños anhedros, algunos con maclas polisintéticas y no presentan zonado. Las composiciones de los feldespatos se muestran en el Cuadro 3. Las composiciones medias de los miembros extremos de plagioclasa son: Ab 72,7 %, An 25 %, Or 1 %. Los miembros extremos de feldespato potásico tienen la siguiente composición: Ab 12 %, An 0 %, Or 86,3 %.

BIOTITA

La biotita se presenta en laminillas pequeñas, frecuentemente orientadas. Raramente aparece alterada en clorita incipiente. Ciertas capas de biotita están asociadas a sillimanita fibrosa y prismática. No se reconoció andalucita. La biotita suele envolver granos de cordierita. La composición química y fórmulas estructurales de biotita se muestran en el Cuadro 4. Los datos indican que se trata de una biotita aluminosa, cuyos contenidos en Fe y Mg, las sitúa en el campo intermedio entre Eastonita, y Siderofilita (Fig. 3).

CORDIERITA

Se encuentra en granos pequeños de forma ovoide con fractura y bordes pinitizados. En los bordes aparecen inclusiones de agujas finas de sillimanita. Suele tener inclusiones de cuarzo y muy pequeñas de circón. Algunos granos muestran maclas polisintéticas y cíclicas. La composición química y fórmulas estructurales se muestran en el Cuadro 5.

ILMENITA, HERCINITA Y MAGNETITA

Estos minerales aparecen como accesorios, siendo la ilmenita el más escaso de todos, mientras que magnetita y hercinita son más abundantes y aparecen asociados. El Cuadro 6 muestra las composiciones químicas y fórmulas estructurales.

Consideraciones petrogenéticas

Las paragénesis minerales observadas son propias del sistema KFMASH, por los componentes en óxidos: $K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$, de metamorfismo de alta temperatura y presión baja. Las composiciones de los minerales granate – cordierita – biotita se proyectaron en el diagrama clásico AFM de Thompson (1957), desde el punto del feldespato potásico del tetraedraedro constituido por los vértices $K_2O - Al_2O_3 - MgO - FeO$ sobre el plano AFM, como así también se proyectó la composición de roca total de la corneana 6343 a. La misma se sitúa dentro del campo limitado por la paragénesis sillimanita – cordierita – biotita – granate. Los demás minerales de la paragénesis no proyectados dentro del AFM, son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, espinelo, ilmenita y magnetita (Fig.4). La ausencia de muscovita en la paragénesis de contacto, indica que fue reemplazada por feldespato potásico, en una reacción de mayor grado. Esta fase mineral sigue apareciendo en la reacción de alto grado que indica el paso de biotita – sillimanita a granate- cordierita:



Esta asociación mineral es frecuente en terrenos de presiones desde bajas a intermedias (2 a 5 kb) y temperaturas en el rango de 700 ± 50 °C (Bucher y Frey, 1994). Sin embargo, estos autores no la citan como frecuente en aureolas de contacto, sino como metamorfismo regional de alta T, baja P en terrenos gnéissicos.

Por otra parte, Miyashiro (1994) incluye a la asociación mineral de baja relación P/T, en sus “series andalucita – sillimanita” y reconoce que estas zonas metamórficas están relacionadas estrechamente con importantes intrusiones granitoides.

Termobarometría

Las reacciones significativas y modelos de solución fueron los empleados por Berman (1991) y desarrollados mediante el programa TWQ (Thermobarometry With Estimation of Equilibration state) de este autor. Los símbolos y abreviaturas de las fases minerales son los propuestos por Kretz (1983).

Las composiciones en cationes de feldespato potásico, granate, biotita y cordierita que se utilizaron para los cálculos termobarométricos, se muestran en el Cuadro 7. Se midieron aquellas fases minerales que se encuentran en contacto mutuo.

El geobarómetro utilizado es la reacción de transferencia neta: $5 \text{Qtz} + 4 \text{Als} + 2 \text{Bt} = 3 \text{Crd}$

No se utilizó, en cambio, el geobarómetro: $\text{Grs} + 2 \text{Als} + \text{Qtz} = 3 \text{An}$, por ser muy bajo el contenido de grosularia del granate, siendo por esto, imperceptible la actividad del Ca en este miembro extremo, pudiendo conducir a errores significativos en la estimación de P y T. (Anderson, 1996).

Otra dificultad surgió de los geotermómetros granate – biotita y granate – cordierita:

$\text{Alm} + \text{Phl} = \text{Prp} + \text{Ann}$ y $3 \text{Crd}_{\text{Mg}} + 2 \text{Alm} = 3 \text{Crd}_{\text{Fe}} + 2 \text{Prp}$, respectivamente, ya que ellos no coinciden y muestran una diferencia de 85° C. La explicación de esta falta de coincidencia en los dos geotermómetros puede estar en el elevado contenido de Mn en el granate (10 mol %), cuya influencia no se tiene en cuenta en el programa utilizado de Berman (1991). Las líneas quebradas a y b de la Fig. 5 muestran la posición en el diagrama, de los dos geotermómetros.

En la fig.5 se muestran 5 reacciones independientes que se cortan prácticamente en un punto y son las que se tomaron para representar el pico máximo de T y P. Como el mismo yace casi en medio de los dos geotermómetros se lo tomó como el valor medio: $T = 640^\circ\text{C}$ y $P = 4.8 \text{ Kb}$. Estos valores están dentro de los precedidos por Bucher y Frey (1994).

Las reacciones pertinentes son las siguientes:

- 1) Sil + Qtz + Phl = Kfs + Prp + H₂O
- 2) 6 Sil + 9 Qtz + 2 Phl = 3 Crd + 2 Kfs + 2 H₂O
- 3) 4 Sil + 5 Qtz + 2 Prp = 3 Crd
- 4) 6 Crd + 5 Phl = 3 Sil + 9 Prp + 5 Kfs + 5 H₂O
- 5) 3 Qtz + 4 Phl + 3 Crd = 4 Kfs + 6 Prp + 4 H₂O

Muestra nº	6343	6343a
SiO ₂	79,63	65,16
TiO ₂	0,58	0,86
Al ₂ O ₃	10,20	16,94
Fe ₂ O _{3t}	2,77	7,59
MnO	0,07	0,31
MgO	1,14	2,88
CaO	2,02	0,71
Na ₂ O	2,32	1,31
K ₂ O	1,14	3,73
P ₂ O ₅	0,16	0,14
PF	0,59	0,81
Total	100,63	100,44
Rb	134	189
Sr	190	87
Nb	22	22
Zr	304	203
Y	40	47

Cuadro 1. Composición química de roca total de las corneanas.

Muestra Nº	12031/58	12031/61	12031/62	12031/67	12031/70	12031/71
SiO ₂	35,55	35,59	35,62	35,76	36,25	36,35
TiO ₂	0,02	0,03	0,04	0,07	0,08	0,01
Al ₂ O ₃	20,80	20,81	20,72	20,90	20,90	20,85
Cr ₂ O ₅	0,00	0,01	0,01	0,07	0,08	0,01
FeO _t	31,54	31,73	31,40	31,42	31,65	31,60
MnO	4,52	4,51	4,56	4,52	4,54	4,53
MgO	4,40	4,45	4,52	4,41	4,46	4,61
CaO	0,95	0,96	0,92	1,01	0,98	0,86
Total	97,78	98,09	97,80	98,08	98,87	98,82
FeO _c	30,59	30,67	30,39	30,63	30,82	30,72
Fe ₂ O _{3(c)}	1,05	1,18	1,12	0,87	0,91	0,97
Si	5,8407	5,8320	5,8464	5,8520	5,8811	5,8949
^{IV} Al	0,1593	0,1680	0,1536	0,1480	0,1189	0,1051
^{VI} Al	3,8688	3,8497	3,8548	3,8832	3,8767	3,8793
Cr	0,0000	0,0013	0,0019	0,0002	0,0026	0,0013
Fe ³⁺	0,1294	0,1452	0,1387	0,1076	0,1115	0,1184
Ti	0,0019	0,0037	0,0045	0,0090	0,0092	0,0010
Mg	1,0783	1,0859	1,1062	1,0753	1,0792	1,1136
Fe ²⁺	4,2034	4,2019	4,1722	4,1917	4,1818	4,1664
Mn	0,6294	0,6260	0,6344	0,6262	0,6241	0,6219
Ca	0,1617	0,1685	0,1619	0,1764	0,1697	0,1502
X Andrad	0,0009	0,0010	0,0009	0,0008	0,0008	0,0007
X Espesart	0,1035	0,1029	0,1044	0,1032	0,1031	0,1028
X Grosul	0,0267	0,0267	0,0257	0,0282	0,0272	0,0241
X Almand	0,6915	0,6908	0,6868	0,6906	0,6906	0,6884
X Piroppo	0,1774	0,1785	0,1821	0,1772	0,1782	0,1840

Cuadro 2. Composiciones y fórmulas estructurales de granate. FeO y Fe₂O₃, Fe²⁺ y Fe³⁺ calculados por balance de cargas.

Muestra	12031/47	12031/50	12031/54	12031/75	12031/76	12031/81	12031/82
SiO ₂	59,72	59,68	62,84	62,63	63,33	63,04	59,20
Al ₂ O ₃	23,71	23,30	18,18	18,34	18,58	18,35	24,09
Fe ₂ O ₃	0,61	0,12	0,13	0,08	0,04	0,01	0,43
BaO	0,04	0,02	0,34	0,26	0,22	0,22	0,05
CaO	5,51	5,39	0,05	0,08	0,10	0,05	4,95
Na ₂ O	8,41	8,67	1,11	1,44	1,66	1,41	7,96
K ₂ O	0,10	0,10	15,23	14,77	14,33	14,59	0,56
Total	98,32	97,37	97,99	97,77	98,35	97,78	97,56
Si	2,7090	2,7278	2,9744	2,9663	2,9704	2,9767	2,7019
Al	1,2674	1,2552	1,0143	1,0236	1,0269	1,0211	1,2960
Fe ³⁺	0,0207	0,0040	0,0046	0,0030	0,0015	0,0004	0,0147
Ba	0,0007	0,0004	0,0063	0,0048	0,0040	0,0040	0,0010
Ca	0,2679	0,2641	0,0028	0,0043	0,0049	0,0028	0,2422
Na	0,7397	0,7679	0,1020	0,1324	0,1511	0,1291	0,7039
K	0,0059	0,0060	0,9193	0,8920	0,8575	0,8788	0,0325
An	26,40	25,40	0,30	0,40	0,50	0,30	24,70
Ab	73,00	74,00	10,00	12,90	14,90	12,80	71,90
Or	0,60	0,60	89,70	86,70	84,60	86,90	3,30

Cuadro 3. Composiciones y fórmulas estructurales de feldespato potásico y plagioclasas.

Muestra N°	12031/49	12031/52	12031/55	12031/73	12031/79
SiO ₂	34,20	33,88	34,86	34,55	34,64
TiO ₂	2,61	3,57	3,26	2,49	3,68
Al ₂ O ₃	18,67	17,13	17,12	17,60	16,79
Cr ₂ O ₃	0,06	0,07	0,00	0,10	0,04
FeOt	17,09	18,46	15,92	15,26	18,91
MnO	0,10	0,16	0,08	0,07	0,22
ZnO	0,14	0,13	0,01	0,00	0,00
MgO	10,15	10,41	11,88	12,35	10,42
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03
BaO	0,19	0,19	0,04	0,07	0,21
Na ₂ O	0,07	0,10	0,08	0,09	0,08
K ₂ O	9,84	9,60	9,85	9,81	9,84
Cl	0,08	0,10	0,06	0,07	0,05
F	0,80	0,86	0,98	1,04	0,87
Total	94,01	94,66	94,13	93,50	95,77
H ₂ O (c)	3,46	3,41	3,40	3,35	3,46
O + Cl + F	0,35	0,38	0,43	0,45	0,38
Si	5,3205	5,2876	5,3885	5,3651	5,3472
^{IV} Al	2,6795	2,7124	2,6115	2,6349	2,6528
^{VI} Al	0,7437	0,4394	0,5074	0,5873	0,4021
Cr	0,0072	0,0081	0,0000	0,0127	0,0045
Ti	0,3055	0,4195	0,3792	0,2904	0,4245
Fe	2,2225	2,4100	2,0573	1,9823	2,4409
Mn	0,0134	0,0208	0,0100	0,0093	0,0289
Zn	0,0160	0,0145	0,0013	0,0000	0,0000
Mg	2,3545	2,4226	2,7368	2,8595	2,3977
Ca	0,0014	0,0000	0,0002	0,0000	0,0049
Ba	0,0113	0,0117	0,0022	0,0044	0,0128
Na	0,0215	0,0290	0,0238	0,0276	0,0242
K	1,9530	1,9116	1,9415	1,9426	1,9370
Cl	0,0208	0,0272	0,0165	0,0179	0,0126
F	0,3931	0,4225	0,4785	0,5088	0,4243
OH	3,5861	3,5502	3,5050	3,4733	3,5632

Cuadro 4. Composiciones y fórmulas estructurales de biotitas.

Muestra N°	12031/46	12031/53	12031/78	12031/80
SiO ₂	45,98	46,47	47,30	47,56
Al ₂ O ₃	31,86	31,96	32,47	32,64
FeOt	8,24	8,50	8,82	8,54
ZnO	0,10	0,04	0,07	0,00
MnO	0,47	0,46	0,43	0,52
MgO	8,08	7,98	7,75	7,84
CaO	0,11	0,00	0,03	0,00
Na ₂ O	0,16	0,11	0,13	0,11
K ₂ O	0,04	0,00	0,01	0,00
Total	95,05	95,60	97,09	97,25
Si	4,9273	4,9494	4,9622	4,9712
Al	4,0236	4,0119	4,0145	4,0202
Fe	0,7382	0,7568	0,7738	0,7466
Mn	0,0423	0,0418	0,0379	0,0462
Mg	1,2905	1,2670	1,2126	1,2210
Zn	0,0078	0,0028	0,0057	0,0000
Ca	0,0125	0,0003	0,0033	0,0002
Na	0,0325	0,0225	0,0269	0,0202
K	0,0059	0,0000	0,0018	0,0002

Cuadro 5. Composiciones y fórmulas estructurales de cordieritas.

Muestra	Ilmenita	Hercinita			Magnetita		
	12031/72	12031/40	12031/42	12031/45	12031/41	12031/43	12031/44
SiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,08	0,12	0,27	0,30
TiO ₂	49,11	0,12	0,03	0,04	0,05	0,16	0,14
Al ₂ O ₃	0,06	55,88	56,24	55,04	0,47	1,76	1,73
Cr ₂ O ₃	0,05	0,94	0,94	0,73	0,63	0,63	0,57
Fe ₂ O ₃	-----	0,00	0,00	0,00	67,05	65,06	65,10
FeO	47,40	33,41	33,71	33,88	30,88	30,85	30,83
MnO	0,74	0,59	0,57	0,63	0,02	0,10	0,10
MgO	0,48	3,11	2,93	2,80	0,03	0,10	0,10
CaO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01
Suma	98,49	98,95	99,50	98,63	99,58	99,12	99,13
Fe ²⁺	1,0314	0,8170	0,8208	0,8368	0,9966	0,9911	0,9907
Mn	0,0163	0,0145	0,0141	0,0157	0,0006	0,0034	0,0032
Mg	0,0186	0,1353	0,1271	0,1234	0,0019	0,0055	0,0055
Ca	0,0004	0,0006	0,0005	0,0000	0,0008	0,0000	0,0006
Suma	1,0668	0,9675	0,9624	0,9759	1,0000	1,0000	1,0000
Fe ³⁺		0,0000	0,0000	0,0000	1,9474	1,8808	1,8821
Cr	0,0011	0,0218	0,0216	0,0171	0,0191	0,0191	0,0174
Al	0,0019	1,9260	1,9298	1,9157	0,0212	0,0796	0,0785
Ti	0,9611	0,0027	0,0005	0,0010	0,0015	0,0045	0,0040
Si	0,0005	0,0006	0,0006	0,0025	0,0045	0,0103	0,0114
Suma	1,9646	1,9510	1,9525	1,9362	1,9936	1,9943	1,9935
O		4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000

Cuadro 6. Composiciones y fórmulas estructurales de ilmenita, hercinita y magnetita.

Muestra nº	Feldespato K 12031/54	Granate 12031/56	Biotita 12031/55	Cordierita 12031/53
Si	2,9744	5,8536	5,3885	4,9494
^{IV} Al	1,0143	0,1464	2,6115	4,0119
Fe ³⁺ (tetraed)	0,0046	-----	-----	-----
^{VI} Al	-----	3,9109	0,5074	-----
Cr	-----	0,0023	0,0000	-----
Ti	-----	0,0029	0,3792	0,0012
Fe ³⁺ (octaed)	-----	0,0840	-----	-----
Fe ²⁺	-----	4,3828	2,0573	0,7568
Mn	-----	0,6288	0,0100	0,0418
Zn	-----	-----	0,0013	0,0028
Mg	-----	0,9212	2,7368	1,2670
Ca (octaed)	-----	0,1391	-----	-----
Ca (A)	0,0028	-----	0,0002	0,0003
Ba	0,0063	-----	0,0022	0,0014
Na	0,1020	-----	0,0238	0,0225
K	0,9193	-----	1,9415	-----

Cuadro 7. Fórmulas catiónicas de granate, biotita, cordierita y feldespato potásico utilizadas en termobarometría

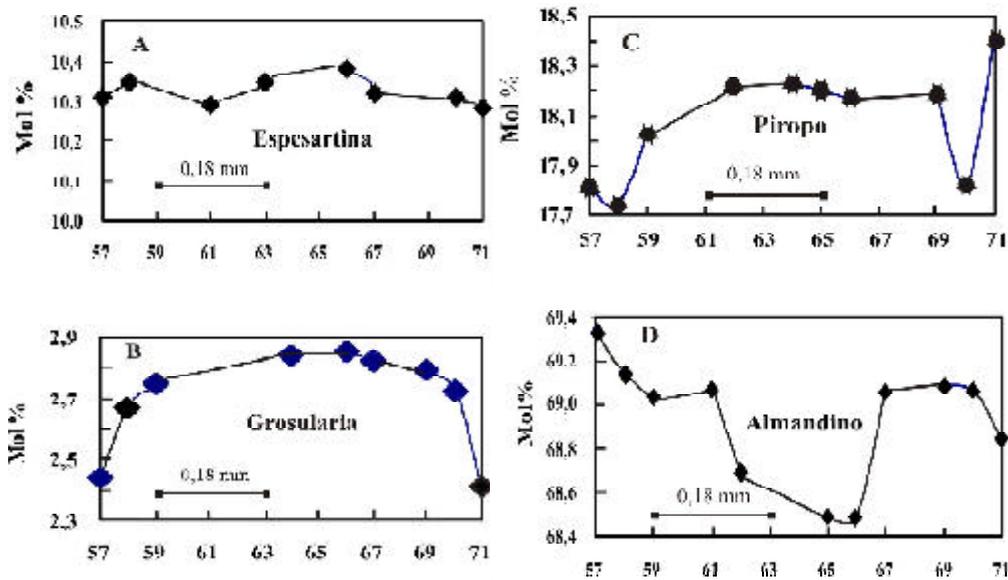


Fig. 2. Perfiles de los miembros extremos de granate.

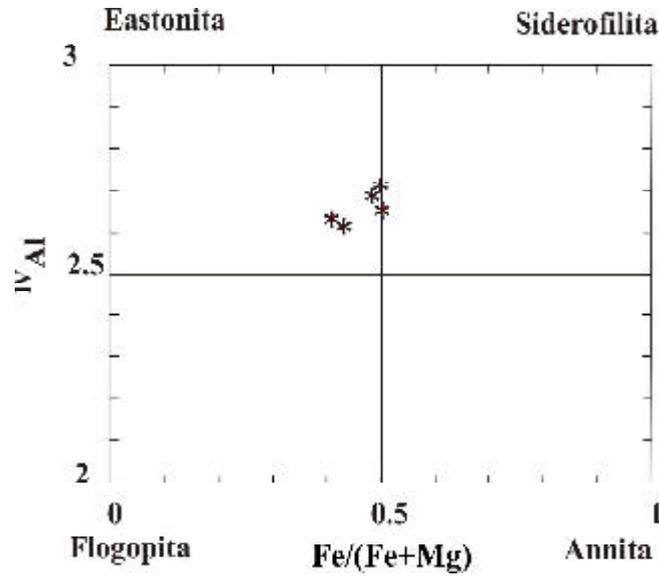


Fig. 3. Clasificación de biotitas.

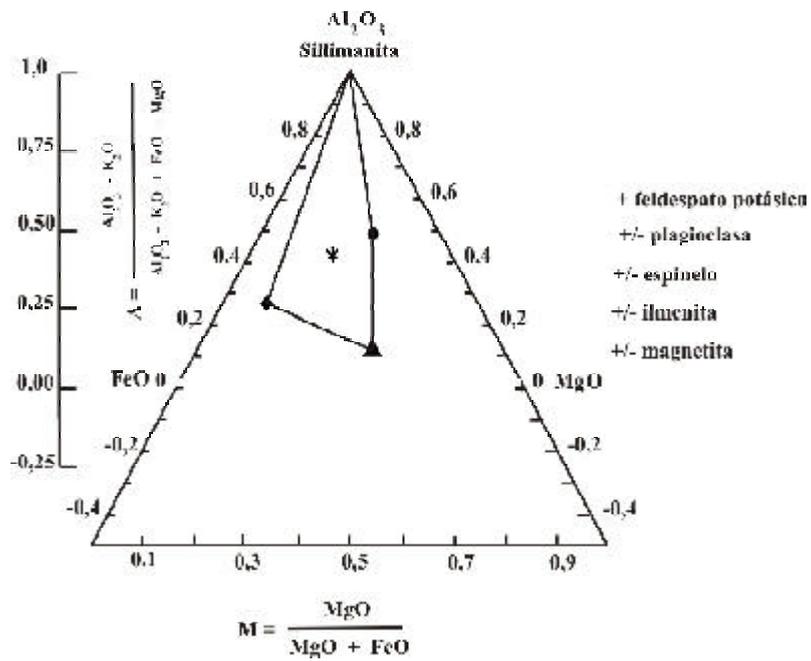


Fig. 4. Diagrama AFM de paragénesis mineral y roca total de las corneanas. Símbolos: rombo: granate; círculo: cordierita; triángulo: biotita; estrella: roca total.

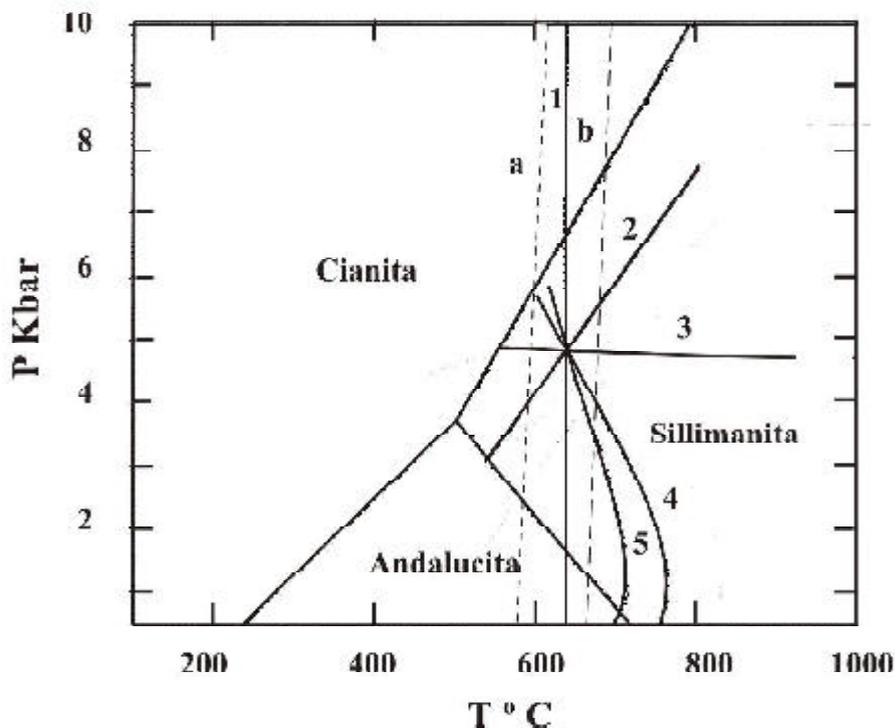


Fig. 5. Diagrama P – T de reacciones múltiples. Línea punteada a: geotermómetro granate – biotita, reacción: $\text{Phl} + \text{Alm} = \text{Ann} + \text{Prp}$. Línea punteada b: geotermómetro cordierita – granate. Reacción: $3\text{Crd}_{\text{Mg}} + 2\text{Alm} = 3\text{Crd}_{\text{Fe}} + 2\text{Prp}$. Reacciones: 1): $\text{Sil} + \text{Qtz} + \text{Phl} = \text{Kfs} + \text{Prp} + \text{H}_2\text{O}$; 2): $6\text{Sil} + 9\text{Qtz} + 2\text{Phl} = 3\text{Crd} + 2\text{Kfs} + 2\text{H}_2\text{O}$; 3): $4\text{Sil} + 5\text{Qtz} + 2\text{Prp} = 3\text{Crd}$; 4): $6\text{Crd} + 5\text{Phl} = 3\text{Sil} + 9\text{Prp} + 5\text{Kfs} + 5\text{H}_2\text{O}$; 5): $3\text{Qtz} + 4\text{Phl} + 3\text{Cd} = 4\text{Kfs} + 6\text{Prp} + 4\text{H}_2\text{O}$

Interpretación

Las paragénesis minerales de la corneana, los datos termobarométricos obtenidos, los granitoides, que las contienen, sus edades y relaciones geológicas nos permiten elaborar hipótesis que contribuyan al esclarecimiento del nivel de emplazamiento de los granitoides, su historia posterior de deformación y relaciones temporales relativas con otros granitoides de Velasco.

En la paragénesis mineral de la corneana está ausente la andalusita, silicato de aluminio de lo más común en metamorfismo de contacto. Este mineral es indicador del emplazamiento somero del plutón granítico, y su campo de estabilidad tiene un máximo aproximado de 14 Km de profundidad (Miyashiro, 1994). En cambio, el silicato de aluminio presente es sillimanita.

Los datos termobarométricos indican para el pico de metamorfismo de contacto una presión de 4,8 Kb y 640 °C lo que significa una profundidad aproximada de 17 Km de emplazamiento para el magma granítico (Miyashiro, 1994).

Los granitoides y los diques sinplutónicos máficos se deformaron posteriormente a su emplazamiento y cristalización, en fajas desde cataclásticas a protomiloníticas. El rumbo de estas fajas es NO-SE y con alto ángulo de buzamiento (78°) hacia el Este, que las correlacionaría con la faja milonítica TIPA (López y Toselli, 1993). Las condiciones de metamorfismo durante este evento fueron en facies de esquistos verdes, con asociaciones minerales como epidoto, y clorita en las rocas

máficas. Las texturas de deformación indican que ellas se han producido en el límite frágil dúctil, que se encuentra aproximadamente a 12 km de profundidad en la corteza (Sibson, 1977). Esto significa que si la deformación ocurrió a ese nivel de profundidad, los granitos y su roca de caja estaban ascendiendo y dejado atrás su nivel de emplazamiento. Por correlación con las dataciones de la faja milonítica TIPA (Höckenreiner *et al.*, 2003), la edad de la deformación de los granitos de la región sudoccidental de Velasco podría ser Devónica, mientras que la edad de emplazamiento y cristalización podría ser Ordovícico inferior por la datación de Pankhurst *et al.* (2000) en un granito porfiroide próximo (29° 20' 49" S y 67° 15' 08" W), en la entrada de la Quebrada La Puerta.

Lo que queda bien claro, son las relaciones entre las paragénesis de las corneanas, el nivel de emplazamiento de los granitoides y grado de deformación de los mismos con respecto al nivel de transición frágil-dúctil de la corteza en que se encontraban en el momento de la deformación. Ejemplos bien conocidos son los granitoides de la Sierra de Paimán, cuyas corneanas con la asociación mineral andalucita – cordierita – feldespato potásico indican niveles de emplazamiento menores a 10 Km de profundidad (Rossi *et al.*, 1997), mientras que las texturas de deformación de los granitoides, bien ilustradas en Durand y López (1996), muestran que las mismas se produjeron en el nivel frágil de Sibson (1977), en condiciones de facies de esquistos verdes.

En cambio aquellos granitoides de emplazamiento profundo como el ortogneis Antinaco en el flanco occidental de la Sierra de Velasco (Rossi *et al.*, 1999) muestran procesos y texturas de deformación en facies de anfibolitas almandínicas.

Los granitoides tonalíticos y granodioríticos que contienen las corneanas de este trabajo, indican un emplazamiento a profundidades medias $> 14 < 20$ Km, y las texturas de deformación sugieren que las protomilonitas se produjeron cerca del nivel de transición frágil-dúctil propuesto por Sibson (1977).

Los datos termobarométricos en paragénesis minerales y la interpretación de las texturas de deformación permiten concluir que los granitoides del flanco noroccidental y sudoccidental de la Sierra de Velasco, independientemente de su edad de cristalización y signatura geoquímica, se emplazaron a niveles corticales que oscilan desde mayores de 10 Km a más de 20 Km.

Las rocas deformadas, cataclitas, protomilonitas y milonitas (Lopez *et al.*, 1996) que se observan en la región sudoccidental pueden ser la continuación de la faja milonítica TIPA descrita por los autores mencionados, de edad probablemente Devónica, cuyo significado geotectónico estaría vinculado con la acreción del terreno Cuyania al oeste, en Sierras Pampeanas Occidentales.

Conclusiones

- 1) En la región sudoccidental de la Sierra de Velasco, dentro de tonalitas y granodioritas marginales a granitos porfiroides mayores, se encuentran enclaves y septos de corneanas con la asociación de alta T: biotita – cordierita – feldespato potásico – granate – sillimanita.
- 2) Dicha paragénesis alcanzó el pico metamórfico a los 640 °C y 4,8 Kb de presión. De ello se deduce la profundidad de emplazamiento de los granitoides en 17 Km.
- 3) Los granitoides están cruzados por fajas desde cataclásticas a protomiloníticas NW-SE, con alto ángulo de buzamiento de la esquistosidad milonítica hacia el NE. Dichas fajas se correlacionarían con la faja milonítica TIPA, de edad Devónica.
- 4) La deformación y metamorfismo se produjeron en el límite de la transición frágil-dúctil a aproximadamente 12 Km, en facies de esquistos verdes.

Agradecimientos: Los autores agradecen al Proyecto PICT 0709686, al Consejo de Investigaciones de la UNT y al Instituto de Mineralogía de la Universidad del Ruhr, Bochum por el apoyo técnico y económico para la realización de este trabajo.

Referencias

- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 125-138.
- Bellos, L., Grosse, P., Ruiz, A., Rossi, J. y Toselli, A., 2002. Petrografía y geoquímica de granitoides del flanco sudoccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate*. Actas Volumen 2: 81-86.
- Berman, R.G., 1991. Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. *Canadian Mineralogist*. Vol. 29: 833-855.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y Regiones Limitrofes, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, República Argentina*. Tomo 19 (1), 220 pags.
- Bodenbender, G., 1916. El Nevado de Famatina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, Córdoba, República Argentina. Tomo 21: 100-182.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th Edition*. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer Verlag, 318 pags.
- Coira, B., Koukharsky, M. y Volkheimer, W., 1968. Sobre el hallazgo de Paleozoico inferior en la Sierra de Velasco (Provincia de La Rioja) entre los paralelos 29° 30' y 29° 50'. *Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, Comodoro Rivadavia, Tomo I: 230-247.
- Durand, F.R. y López, J.P., 1996. La deformación dúctil en el flanco oriental del Sistema de Famatina. En: F.G. Aceñolaza, H. Miller y A.J. Toselli (Ed.) *Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte*, 19 (Reihe A): 311- 323.
- González Bonorino, F., 1951. Una nueva formación precámbrica en el Noroeste Argentino. *Comunicaciones Científicas. Museo de La Plata*. N° 5.
- Höckenreiner, M., Söllner, F. and Miller, H., 2003. Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South America Earth Sciences*, 16: 45-66.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- López, J.P. y Toselli, A.J., 1993. La faja milonítica TIPA: faldeo oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *Duodécimo Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza, Actas III: 39-42.
- López, J.P., Durand, F.R. y Toselli, A.J., 1996. Zonas de cizalla en el flanco noroccidental de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Décimo Tercer Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, Actas II: 179-185.
- McBride, S.L., Caelles, J.C., Clark, A.H. and Farrar, E., 1976. Paleozoic radiometric age provinces in the Andean Basement, Latitudes 25°30' S. *Earth and Planetary Science Letters*. 29:373-383. Amsterdam.
- Miyashiro, A., 1994. *Metamorphic Petrology*. University College London. UCL Press Limited. London. 404 pags.
- Rapela, C.W., Heamann, L.M. and Mc Nutt, R.H., 1982. Rb-Sr Geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges Argentina. *Journal of Geology*. 90: 574-582.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and Fanning, C.M., 2000. Age and origin of coeval TTG, I- and S- type granites in the Famatinian belt of NW Argentina. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 91: 151-168.
- Rossi, J.N., Toselli, A.J., Durand, F.R., Saravia, J. y Sardi, F.G. (1997): Significado geotectónico de corneanas piroxénicas en Granitos de las sierras Paimán, Velasco y Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. *Octavo Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile. Actas Volumen 2: 1498-1501, Antofagasta.
- Rossi, J.N., Toselli, A. J. y López J.P., 1999. Deformación y metamorfismo en el Noroeste de la Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1, Heft 7/8: 839-850. Stuttgart.
- Sibson, C., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *The Journal of the Geological Society. London*, 133(3): 191-214.
- Thompson, J.B., 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *American Mineralogist*, 42: 842-858.
- Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G. y Rossi de Toselli, J.N., 1986. A Proposal for the Systematization of the Upper Precambrian – Lower Paleozoic Basement in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. Stuttgart, Teil 1 (9/10): 1227-1233.
- Toselli, A.J., Basei, M.A., Rossi de Toselli, J.N. y Dudas, R., 2003. Análisis geoquímico – geocronológico de rocas granulíticas y calcosilicáticas de Sierras Pampeanas Noroccidentales: Significado en la interpretación del basamento del Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(4): 629 - 642.

Recibido: 27 de agosto de 2004
Aceptado: 28 de octubre de 2004

