

## LA FAJA CATACLASTICA DEL BORDE ORIENTAL DEL SISTEMA DE FAMATINA, ARGENTINA

J. P. López \*, H. Lisiak \* y D. A. Indri \*

### RESUMEN

En las Sierras Pampeanas Noroccidentales del noroeste argentino se desarrolla una faja cataclástica de rumbo submeridional, en rocas del basamento ígneo-metamórfico pertenecientes al Paleozoico Inferior. Esta estructura coincide con el límite oriental del Sistema de Famatina y su porción septentrional se extiende dentro de la provincia morfoestructural de la Puna.

En el área estudiada se reconocen protomilonitas, gneises y esquistos miloníticos, los que, en base a sus características texturales, se habrían formado a profundidades de 10 a 15 km y a temperaturas de 275-350° C.

El plano principal de cizalla tiene rumbo NNW e inclina hacia el este y sobre el mismo se distinguen movimientos compresivos con desplazamientos relativos de bloques hacia el oeste.

La faja de cataclasitas se habría originado durante la Fase Diastrófica Oclóyica (Ordovícico Superior-Silúrico Inferior) relacionada con la colisión del Cratón de Antofalla.

**Palabras clave:** *Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas, Paleozoico Inferior, Cataclásticas, Granitoides, Geotectónica.*

### ABSTRACT

The cataclastic rocks outcrops are located at the northwestern Pampean Ranges and have a N-S direction. They are limiting the Famatina system to the eastern and came along the Puna.

They have been recognized protomylonites, mylonite gneiss and mylonite schists which may be formed under 10 or 15 km of deep and 275-350° C temperatures of source.

The main dominant structure have NNW direction and dips to the eastern. There can be seen compressive movements related to western blocks displacements.

During de Oclóyica distrophic phase (Upper Ordovician-Lower Silurian) may be formed these cataclastic rocks, related to the Antofalla Craton collision.

**Key words:** *Famatina Range, Sierras Pampeanas, Lower Paleozoic, Cataclastic rocks, Granitoids, Geotectonic.*

### Introducción

Se ponen a consideración los resultados obtenidos del análisis petro-estructural llevado a cabo en un sector de la estructura de deformación de rumbo submeridional, que se desarrolla a lo largo del borde oriental del Sistema de Famatina, entre los paralelos 28°00' y 29°00' de latitud Sur y los meridianos de 67°10' y 67°45' de longitud Oeste. Con este análisis

se pudieron realizar algunas interpretaciones preliminares acerca de las condiciones físicas de formación de las rocas y así conocer el carácter de los esfuerzos actuantes para relacionarlos con un modelo geotectónico regional.

El sector estudiado (fig. 1) comprende el noroeste de la Sierra de Velasco, el flanco nororiental de la Sierra de Paimán y los extremos septentrional y austral de la Sierra de Copacabana, aunque cabe desta-

---

\* Instituto Superior de Correlación Geológica (Universidad Nacional de Tucumán), Miguel Lillo 205, (4000) Tucumán, Argentina.

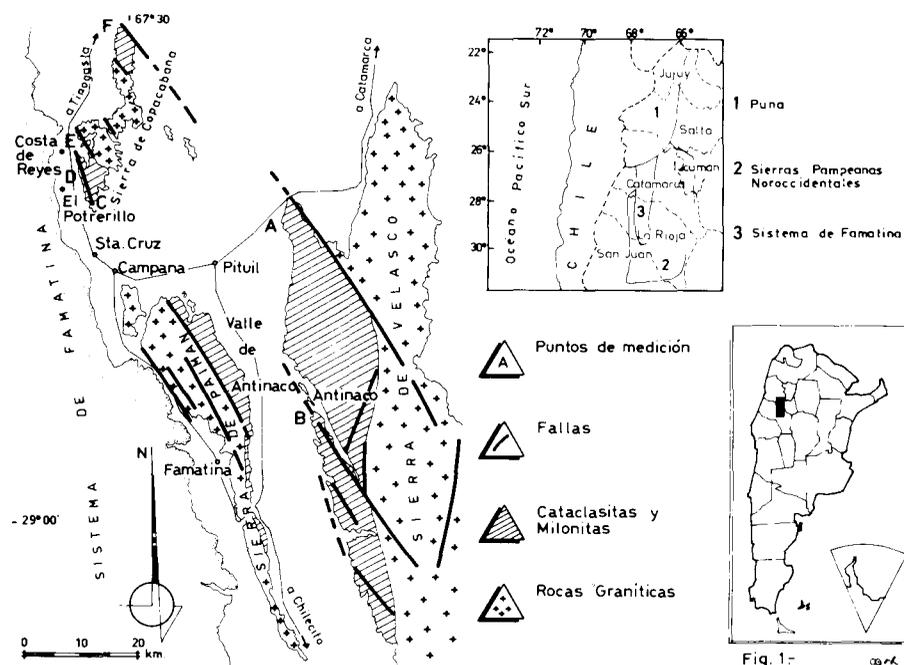


Fig. 1.—Bosquejo geológico y croquis de ubicación de la Faja Cataclástica del borde oriental del Sistema de Famatina.

car que la mencionada faja de deformación continúa hacia el norte hasta ingresar en el ámbito de la Puna y hacia el sur, hasta las Sierras de Paganzo y San Luis.

### Geología Regional

La estructura de deformación, objeto de este estudio, excede el ambiente de las Sierras Pampeanas Noroccidentales (fig. 1). La geología regional de la zona fue considerada en numerosos estudios, especialmente por Turner (1962 y 1971), quien describió el basamento ígneo-metamórfico de las Sierras de Velasco y Paimán bajo las denominaciones de Formaciones Antinaco y Paimán. Este autor describe como Fm. Antinaco a un complejo metamórfico constituido por esquistos cuarzo-micáceos y filitas, que por aporte magmático ácido pasan a migmatitas, entre las cuales reconoce tanto embrechitas como anatexitas, mientras que denomina Fm. Paimán a un granito porfírico, cuyo color varía desde gris hasta rosado, con fenocristales de microclina y plagioclasa, de hasta diez centímetros de largo, en una matriz esencialmente cuarzo-biotítica. Numerosos diques de aplitas y pegmatitas cortan a las rocas graníticas, siendo gradual el contacto entre estas dos formaciones.

Sosic (1972) describe la geología de la Sierra de

Copacabana, definiendo como Fm. Basamento Cristalino a un conjunto de variada composición petrográfica integrado principalmente por esquistos biotíticos-granatíferos, gneises cuarzo-feldespáticos, filitas y migmatitas. Toda esta secuencia está intruida por rocas ígneas de carácter ácido, representadas por granitos porfíricos, con megacristales tabulares de microclina, y matriz formada por cuarzo, biotita y plagioclasa. La edad del basamento ígneo-metamórfico para la región de estudio está considerada entre el Precámbrico Superior y Paleozoico Inferior.

### Petrología de las cataclasitas y milonitas

Los estudios sobre la faja cataclástica, adyacente al Sistema de Famatina, son recientes y entre ellos se destacan los de carácter geológico-petrográfico (Toselli *et al.*, 1985). Otros trabajos analizan desde un marco geológico y tectónico regional los posibles mecanismos que dieron origen a la mencionada faja de deformación (Aceñolaza y Toselli, 1988; Aceñolaza *et al.*, 1990), pero en contadas ocasiones se llevó a cabo un análisis petro-estructural tendente a obtener evidencias sobre el carácter de los esfuerzos actuantes y relacionar los mismos con un modelo geotectónico regional (Pérez *et al.*, 1991; López *et al.*, 1991).

En López *et al.* (1991), se menciona que el basamento ígeno-metamórfico de la región habría sido afectado por una conspicua actividad tectónica, la que juega un papel importante en su evolución petrogenética. Las rocas involucradas con los procesos miloníticos habrían sido granitos, granodioritas y tonalitas porfíricos, con megacrístales de microclina peritítica, plagioclasa y cuarzo, junto a paragneises de grano fino.

Este conjunto de rocas, fuertemente deformado, en condiciones de profundidad, presión y temperatura adquiere características claramente cataclásticas y se encuentra en contacto con unidades graníticas, pegmatíticas y aplíticas, sin deformación, constituyendo el núcleo de las serranías consideradas en este estudio.

Como consecuencia de los procesos deformativos que tuvieron lugar, se originaron protomilonitas, gneises y esquistos miloníticos (Higgins, 1971). Los mismos constituyen la casi totalidad de los afloramientos, con deformación dinámica, presentes en la región. También se reconocen, especialmente en la Sierra de Paimán, ultramilonitas y blastomilonitas.

Las protomilonitas y los gneises miloníticos poseen una matriz de grano grueso compuesta esencialmente por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, en calidad de accesorios aparecen biotita, turmalina y granate. Caracteriza a estas rocas, una estructura de fluxión penetrativa que rodea a porfiroclastos de microclina, plagioclasa y cuarzo. Dichos porfiroclastos ocurren en una proporción superior al 30 % y sus tamaños varían entre 1 y 10 cm. En los esquistos miloníticos las bandas de flujo son mucho más notables, ya que la abundancia de micas permite mayor desarrollo de los planos de fluxión. La mayor proporción de filosilicatos en los esquistos es utilizada para distinguir a éstos de los gneises.

La observación de la microfábrica permite distinguir tanto texturas frágiles como plásticas; entre las primeras se destacan morteros y bandas de microtrituración en cuarzo, tracción y desgarro presente en cuarzo, feldespatos y granate. Las de tipo plástico están representadas principalmente por maclas curvadas y flexuradas representadas principalmente en los feldespatos, pliegues kink en biotita, torsión de las micas y deslizamiento o traslación en los feldespatos. En general, en estas rocas la recristalización es dominante sobre los procesos cataclásticos. En condiciones extremas de milonitización, como ocurre en el borde oriental de la Sierra de Paimán, se forman rocas con un grado de granulación mayor, afaníticas, coherentes y con estructura de fluxión, definidas con ultramilonitas y blastomilonitas.

### Estudio estructural

Para llevar a cabo el estudio de las estructuras deformacionales presentes en la región, se realizaron alrededor de 400 mediciones de planos de cizalla distribuidos en puntos de muestreo correspondientes a seis localidades que se encuentran en el sector noroccidental de la Sierra de Velasco y sobre el borde occidental de la Sierra de Copacabana (fig. 1). Esta información ha sido complementada con observaciones de otros autores en la Sierra de Paimán, a fin de obtener una visión más regional de la estructura de deformación y realizar consideraciones de carácter geotectónico para la zona.

El análisis de los diagramas de la fig. 2, muestra una casi total correspondencia de los polos proyectados, lo que define el carácter regional del evento deformativo. Asimismo cabe señalar, la presencia de dos juegos de planos de cizallamiento («c») con inclinaciones tanto hacia el este como al oeste, pero ambos con un rumbo NNW. De los mismos, el juego que inclina al este posee distribución regional, mientras que aquellos que lo hacen al oeste se encuentran restringidos a reducidos afloramientos y corresponderían a un sistema de fallas secundarias.

De acuerdo a los diagramas mencionados, se puede definir un plano principal de cizalla con rumbo predominante NNW e inclinación de alto ángulo, al este.

Para el estudio cinemático de las milonitas se realizaron observaciones de distintos indicadores tanto de carácter mesoscópico (estructuras sigma y delta en porfiroclastos) como microscópicos utilizando cortes delgados orientados.

En base a estos indicadores cinemáticos se puede establecer un claro componente compresivo lo que sugiere un movimiento relativo de bloque hacia el W, a lo largo de una falla de carácter inverso con rumbo NNW e inclinación al este.

Pérez *et al.* (1991), en la Sierra de Paimán, también señalan un predominio de componentes compresivas este-oeste, pero es necesario indicar que los planos de cizalla allí observados presentan un rumbo NNE.

### Condiciones de formación

Las características de la fábrica de las milonitas muestran, en general, un ligero predominio de los procesos de recristalización sobre los de carácter cataclástico.

De acuerdo con los conceptos de Bellière (1971), basados en función de la profundidad (condiciones regionales de presión y temperatura), nuestros esquistos y gneises miloníticos se habrían originado, en

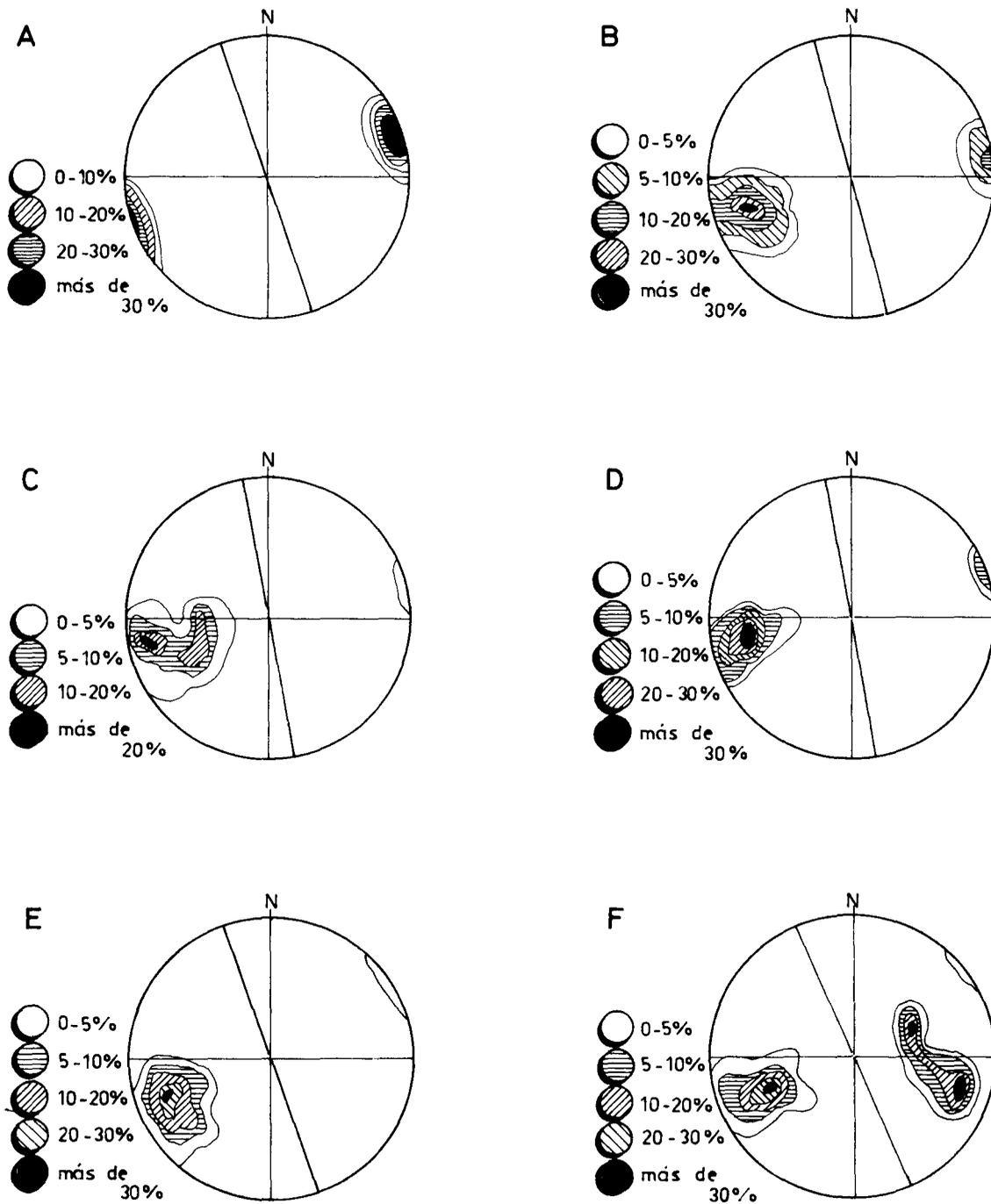


Fig. 2.—Diagramas de frecuencia de los planos de cizalla de los distintos sectores estudiados, indicados con letras mayúsculas en el bosquejo geológico de la fig. 1.

base a la recristalización observada en la Epizona inferior y Mesozona superior (Facies Esquistos Verdes). Las rocas correspondientes a esta zona muestran feldespatos fracturados de manera irregular, con destrucción incompleta y conservación de porfiroclastos. Las micas presentan bordes dentados, mientras que el cuarzo muestra una fracturación homogénea, formando mosaicos equigranulares, con granos poligonales unidos entre sí, además de la presencia de un conjunto de nuevos planos de esquistosidad.

Por otra parte, en el modelo de megafractura de Sibson (1977) se reconocen dos procesos deformativos: a) elástico-friccional y b) cuasi-plástico, el primero origina las cataclasitas coherentes, mientras que al segundo pertenecen las series de las milonitas y blastomilonitas. Siguiendo este modelo, los esquistos y gneises miloníticos se habrían formado en la zona cuasi-plástica, con temperaturas superiores a los 350° C y a profundidades mayores a los 15 km. Las protomilonitas se habrían originado a temperaturas algo menores, en la zona de transición elástico-friccional a cuasi-plástico. Mientras tanto, las escasas ultramilonitas y blastomilonitas estarían señalando zonas reducidas en las cuales se registró una mayor intensidad de la deformación.

### Interpretación geotectónica

En este punto haremos referencia a las hipótesis planteadas, tendientes a interpretar geotectónicamente la extensa zona cataclástica que, con rumbo submeridional se desarrolla en el ambiente de las Sierras Pampeanas Noroccidentales.

Aceñolaza y Toselli (1988) sostienen que las fajas deformadas del sector oriental del Sistema de Famatina son el resultado de un sistema oblicuo de tensiones, resultantes de un acontecimiento transcurriente, desarrollado durante tiempos precarboníferos y que fue responsable de la actual posición del «terrane de Precordillera».

La segunda hipótesis, planteada por Pérez *et al.* (1991) vincula esta megaestructura, con las observadas en el flanco oriental de la Puna, sugiriendo que la deformación ocurrió durante la Fase Diastrófica Oclóyica (Ordovícico sup.-Silúrico inf.), relacionada con la colisión del Cratón Arequipa-Antofalla, en el ámbito puneño, definida por Coira *et al.* (1982).

Una tercera hipótesis sostiene que los cratones de Arequipa y Antofalla fueron acrecionados durante el Paleozoico temprano, de manera independiente (Allmendinger *et al.*, 1982 y Mpodozis *et al.*, 1983). La misma habría sido corroborada durante la conferencia «Alfred Wegener» (Salta, 1991), donde además se señaló la continuidad de la faja deformada del borde oriental del Sistema de Famatina hasta la región

de Antofalla, y posiblemente relacionada con la Faja Eruptiva Occidental de la Puna (Palma *et al.*, 1986).

En base a las evidencias cinemáticas y estructurales observadas en nuestra zona de estudio, es posible disentir con la primera propuesta, ya que tales evidencias no indican un evento transcurriente sino una fracturación de carácter inverso con traslapamiento de bloques hacia el oeste.

Debido a que las últimas dos propuestas son de carácter regional, es posible señalar alguna coincidencia entre éstas y nuestras observaciones, aunque también es conveniente resaltar algunas diferencias. En efecto, tanto en estas hipótesis como en lo observado en nuestros estudios queda claro el carácter inverso de la falla, que origina la zona de cizalla investigada. Pero a partir de nuestras observaciones, nos es posible definir un movimiento compresivo hacia el oeste, mientras que en las hipótesis mencionadas se sostiene que la dirección de movimiento es hacia el NNW.

Otro aspecto importante a considerar en el momento de proponer un modelo geotectónico para esta región, es la continuidad de la faja deformada hacia la zona de Antofalla, en el norte, y su posible relación con la Faja Eruptiva Occidental de la Puna tal como lo sugieren Palma *et al.* (*op. cit.*).

### Conclusiones

La faja deformada, que con rumbo submeridional se desarrolla a lo largo del borde oriental del Sistema de Famatina, excediendo los límites de las Sierras Pampeanas, se relacionaría con la Faja Eruptiva Occidental de la Puna. Esta estructura estaría asociada a un régimen compresivo y se habría desarrollado durante el Ordovícico Superior-Silúrico Inferior (Fase Diastrófica Oclóyica).

Las observaciones estructurales y cinemáticas realizadas en el presente trabajo, nos permiten inferir un movimiento relativo de bloques hacia el oeste, a lo largo de una gran falla con rumbo NNW y de carácter inverso.

La fábrica milonítica de los esquistos y gneises miloníticos se habría formado bajo un régimen cuasi-plástico, con temperaturas del orden de los 350° C y profundidades superiores a los 15 km. Las protomilonitas se habrían originado en un ambiente más somero, en una zona de transición entre cuasi-plástico y elástico-friccional, mientras que en zonas donde la deformación fue más intensa se originaron las ultramilonitas y blastomilonitas.

### AGRADECIMIENTOS

Dejamos constancia de nuestro agradecimiento a la GTZ y a la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de Tu-

cumán por su apoyo económico. A los Dres. Alejandro J. Toselli, José Sosa Gómez y Luis H. Dalla Salda por la lectura crítica del manuscrito.

### Referencias

- Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (1990). Zonas miloníticas de sectores orientales al Sistema de Famatina, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino*, 2, 289-292.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J. (1988). El Sistema de Famatina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. *V Congreso Geológico Chileno*, 1, 55-67.
- Allmendinger, R. W., Jordan, T., Palma, M. y Ramos, V. (1982). Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25-27°), Argentina. *V Congreso Latinoamericano de Geología*, 1, 499-518.
- Bellière, J. (1971). Mylonites, Blastomylonites et Domaines Polymetamorphiques. *Anales de la Société Géologique de Belgique*, 94, 249-263.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. (1982). Tectonic and magmatic evolution of the Northern Andes of Argentina and Chile. *Earth Science Review*, 18, 303-332.
- Higgins, M. (1971). *Cataclastic rocks*. Geol. Surv. Prof. Pap., 687, 1-97.
- López, J. P., Lisiak, J. H. e Indri, D. A. (1991). Estructuras deformacionales en el borde oriental del Sistema de Famatina, Argentina. *VII Reunión de Microtectónica*, 77-82.
- Mpodozis, C. y Forsythe, R. (1983). Stratigraphy and geochemistry of accreted Pacific floor in southern South America. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology*, 41, 103-124.
- Palma, M. A., Parica, P. C. y Ramos, V. A. (1986). El Granito Archibarca: su edad y significado tectónico, Provincia de Catamarca. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, 41, 414-419.
- Pérez, W. A., Lencina, R. y Durand, F. R. (1991). Las milonitas de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina: indicadores cinemáticos, edad y significado geotectónico. *VI Congreso Geológico Chileno*, Actas, 6-10.
- Sibson, R. (1977). Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc., Londres*, 5, 133, 191-213.
- Sosic, M. V. J. (1971). Descripción geológica de la Hoja 14d Tinogasta. Bol. 129, Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J. y Aceñolaza, F. (1985). Milonitas de bajo grado de la megafractura de Sierras Pampeanas en la Quebrada de La Rioja, Sierra de Velasco, Argentina, *IV Congreso Geológico Chileno*, 1, 159-171.
- Turner, J. C. M. (1962). Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja), *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 43, 77-126.
- Turner, J. C. M. (1971). Descripción geológica de la hoja 15d, Famatina, Prov. de La Rioja. Bol. 126, Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Argentina.

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