

Las megaturbiditas de la Formación Empozada: un modelo interpretativo para el Ordovícico turbidítico de la precordillera argentina

Susana Heredia

CONICET- Museo de Ciencias Naturales, Universidad Nacional del Comahue,
Buenos Aires 1400 (8300) Neuquén, Argentina

Gustavo Gallardo

Centro de Tecnología Aplicada, Gerencia de Exploración, Pérez Compac S.A.
J.J. Lastra 6000 (8300) Neuquén, Argentina

RESUMEN

El Miembro Inferior de la Formación Empozada (Ordovícico medio y Superior), expuesto en el extremo sur de la precordillera argentina, Provincia de Mendoza, consiste en 305 m de brechas, pelitas verdes, areniscas, paraconglomerados y pelitas negras, que rematan la sucesión. Esta secuencia conforma dos episodios de depósitos de talud, en cambio las pelitas negras se interpretan asociadas a una cuenca profunda. El contenido paleontológico autóctono está compuesto, casi exclusivamente, por graptofauna que permite definir las Zonas de *Paraglossograptus tentaculatus*, *Nemagraptus gracilis* y *Climacograptus bicornis*, ubicando cronoestratigráficamente la sucesión en el Llanvirniano, Llandeillano tardío-Caradociano basal y Caradociano; por otro lado, se han identificado restos fósiles en el material resedimentado, olistolitos, algunos de gran tamaño, los cuales indican diversas edades del Cámbrico y Ordovícico Inferior. En este trabajo, se describen y caracterizan estos cuerpos provenientes de áreas de plataforma y talud carbonático y clástico. Se correlaciona esta unidad con otras similares en el contexto regional, lo que permite individualizar dos eventos deposicionales diferentes, asociados a una actividad tectónica importante.

Palabras claves: Megaturbiditas, Olistolitos, Ordovícico, Precordillera argentina.

ABSTRACT

Megaturbidites of Empozada Formation: an interpretative model of the turbiditic Ordovician of the Argentinian precordillera. The Lower Member of the Empozada Formation (middle and Upper Ordovician) is discontinuously exposed in the southern end of the Argentinian precordillera, in Mendoza Province. It is composed by 305 m of megabreccias and breccias, green shales, mudstones and sandstones, paraconglomerates and black shales that culminate the succession. These outcrops conform slope deposits. They are associated to two different Systems Tracts. The black shales are interpreted as a Transgressive Event. The autochthonous paleontological material is mostly composed of graptolites, which enable to define the *Paraglossograptus tentaculatus* Zone (Llanvirnian), *Nemagraptus gracilis* Zone (Upper Llandeillo-Early Caradocian) and the *Climacograptus bicornis* Zone (Caradocian). On the other hand, fossil material was identified on Cambrian and Ordovician allochthonous rocks. These olistoliths, derived from carbonate platforms and talus, are recorded in this paper. This succession is compared with similar rocks on the regional context. This allows to verify two sea-level events associated to an important tectonic activity.

Key words: Megaturbidites, Olistoliths, Ordovician, Argentinian precordillera.

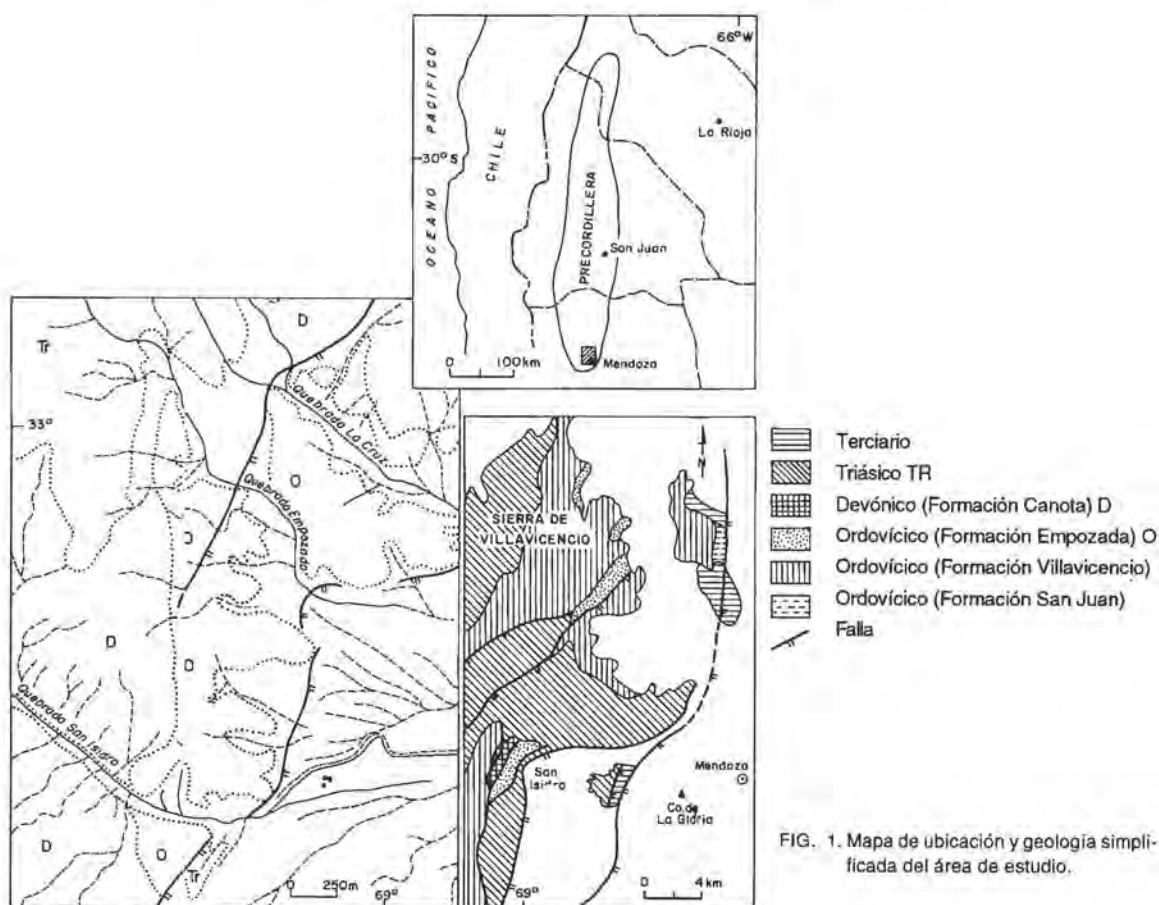
INTRODUCCION

La precordillera del oeste de Argentina, entre los 29° y 33°S y con una longitud aproximada de 500 km (Fig. 1), constituye una unidad morfoestructural caracterizada por una espesa secuencia paleozoica. Estructuralmente, corresponde a una faja plegada y corrida provocada por la orogenia terciaria, ubicándose entre los sistemas pampeano y andino. Tomando en cuenta diferencias estructurales y estratigráficas se la divide en oriental, central y occidental (Ortiz y Zambrano, 1981). Estratigráficamente, está integrada por espesas sucesiones de rocas cámbricas a devónicas marinas, sobre las que se apoyan en discordancia rocas carboníferas marinocontinentales a triásico-continentales (Baldis *et al.*, 1984). La secuencia cambro-ordovícica inferior es predominantemente calcárea, en cambio a partir

del Ordovícico medio al Devónico, es predominantemente clástica.

El Paleozoico Inferior de la precordillera ha sido ampliamente tratado por diversos autores, especialmente en el aspecto bioestratigráfico; últimamente, se ha utilizado el análisis secuencial con el objeto de particularizar los eventos sedimentarios y relacionarlos a una escala global (Beresi, 1990; Astini, 1993; Heredia y Beresi, 1995).

El principal objetivo de este trabajo es ofrecer un modelo a través de la interpretación de los afloramientos de una localidad típica del Ordovícico de la precordillera y extenderlo luego hacia secuencias de edades semejantes en la precordillera occidental (Baldis y Chebli, 1969) a fin de individualizar los eventos mayores de sedimentación.



ESTRATIGRAFIA Y MARCO REGIONAL

En el extremo austral de la precordillera, en las estratificaciones al oeste de la ciudad de Mendoza, la estratigrafía se halla conformada por afloramientos terciarios de la Formación Mariño, triásicos del Grupo Uspallata, devónicos de la Formación Canota y ordovícicos de las formaciones Empozada, Villavicencio y San Juan (Harrington y Leanza, 1957; Devizia, 1973; Pinna, 1982; Cuerda *et al.*, 1987) (Fig. 1).

La Formación Empozada (Harrington y Leanza, 1957) es una unidad litoestratigráfica que aflora en forma discontinua en el pie de la sierra precordillerana mendocina (Fig. 1). Esta unidad, con un espesor promedio de 430 m, se halla integrada por dos miembros (Gallardo *et al.*, 1988) distinguibles en afloramiento por un contacto neto entre ellos. Suprayace mediante contacto tectónico al Grupo Uspallata (Triásico Medio) y en su tope, mediante discordancia erosiva, se apoya la Formación Canota (Cuerda *et al.*, 1988), integrada por limolitas verde oscuras asignadas al Devónico (Cuerda *et al.*, 1987) (Fig. 1).

La Formación Empozada agrupa sedimentitas clásticas, cuyas edades corresponden al Llanvir-

niano, Llandeillano-Caradociano, Caradociano y tentativamente al Ashgilliano basal.

Recientemente, el espesor de esta formación se incrementó, ya que las formaciones Caliza La Cruz, San Isidro y Estancia San Martín definidas por Borrello (1965), Harrington (1961) y Pirna *et al.* (1986), respectivamente, corresponden a olistolitos o cuerpos exóticos de diferentes tamaños (Bordonaro *et al.*, 1993; Gallardo y Heredia, 1995; Heredia, 1995), que se encuentran dentro de sedimentos pertenecientes al Miembro Inferior de la Formación Empozada, los cuales serán analizados en este trabajo.

El Miembro Superior de la Formación Empozada, que ya fue tratado por Gallardo *et al.* (1988), se apoya concordantemente y está integrado por una sucesión grano creciente de pelitas y areniscas calcáreas depositadas en una plataforma marina abierta influenciada por tormentas. Se asigna, tentativamente, al Caradociano Superior-Ashgilliano basal, en función del contenido micropaleontológico de edad caradociana media a alta en los clastos intraformacionales incorporados en sus niveles superiores (Heredia *et al.*, 1990).

SEDIMENTOLOGIA

Metodológicamente, se utilizó el criterio de diferenciar litofacies o cuerpos de rocas con características específicas (color, composición, estratificación, textura, fósiles y estructuras sedimentarias). Esto permitió interpretar los procesos que controlaron la acumulación de los depósitos del Miembro Inferior de la Formación Empozada, y así, postular un modelo deposicional basado en el arreglo vertical y lateral de las litofacies presentes en esta unidad (Fig. 2). El perfil medido y descrito corresponde al de Quebrada San Isidro (margen norte) (Fig. 1) al que se sumaron las observaciones realizadas en los perfiles San Isidro Sur, Empozada y Agua de la Cruz (Fig. 3).

LITOFACIES: DESCRIPCION E INTERPRETACION

Litofacies 1: brechas, conglomerados y pelitas verdes

Litofacies 2: conglomerados oscuros

Litofacies 3: pelitas laminadas y areniscas

Litofacies 4: paraconglomerados

Litofacies 5: pelitas negras

En el presente análisis, se mantene la nomenclatura de las facies definidas por Gallardo y Heredia (1995), modificándose el de 'Conglomerado basal' por 'Conglomerados oscuros'.

LITOFACIES 1: BRECHAS, CONGLOMERADOS Y PELITAS VERDES

Descripción: en contacto por falla con las sedimentitas triásicas se disponen brechas y conglomerados intercalados con pelitas pardo verdosas, con un espesor total de 230 m.

Existen dos niveles de brechas cuyos bloques superan 1 m de longitud, un nivel basal de 17 m de espesor y un nivel cercano al techo de 22 m de

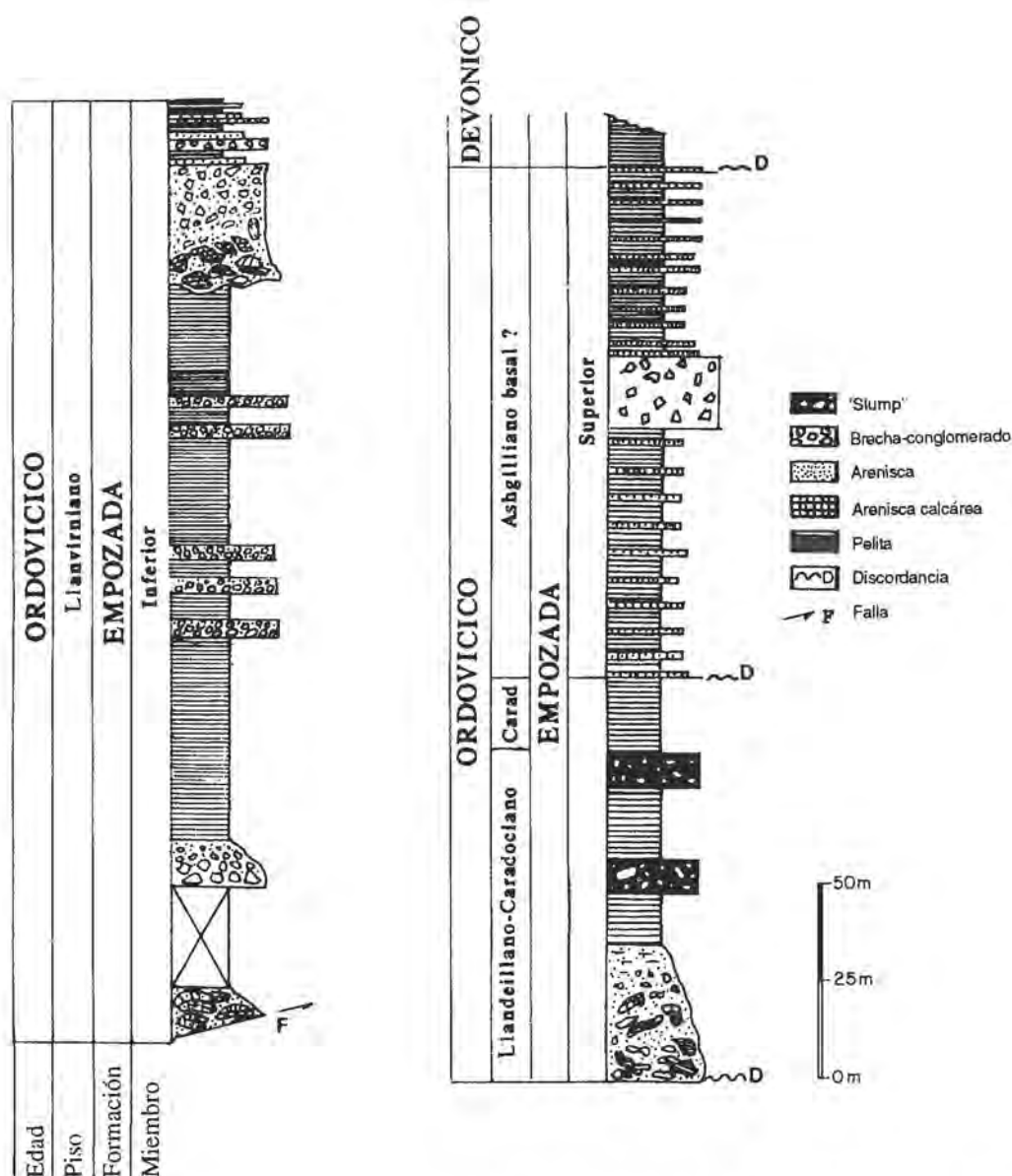


FIG. 2. Perfil columnar de la Formación Empozada en el margen norte de Quebrada San Isidro (modificado de Heredia, 1993 y Gallardo y Heredia, 1995).

espesor. La base de ambos cuerpos es erosiva y su geometría es lenticular, alcanzando los 50 m de longitud. Bordonaro *et al.* (1993) citaron para el perfil Agua de la Cruz, la presencia de clastos prismáticos aparentemente imbricados, fenómeno no observado en el perfil descrito aquí. Los clastos y bloques del nivel inferior corresponden mayormente a calizas gris blanquecinas y a calizas y pelitas oscuras con 'chert' y en forma subordinada a

areniscas, lutitas con manchas de óxidos y lutitas silicificadas; se presentan con formas angulosas y prismáticas, de 0,5-3 m de largo; aparece clasto-soportada en la base y matriz-soportada en el tope. La matriz es areno-arcillosa y de color amarillento.

La brecha superior, que está integrada por bloques de hasta 1,30 de espesor y de hasta 4 m de largo, exhibe una burda disposición de gradación inversa hacia el tramo medio y luego gradación

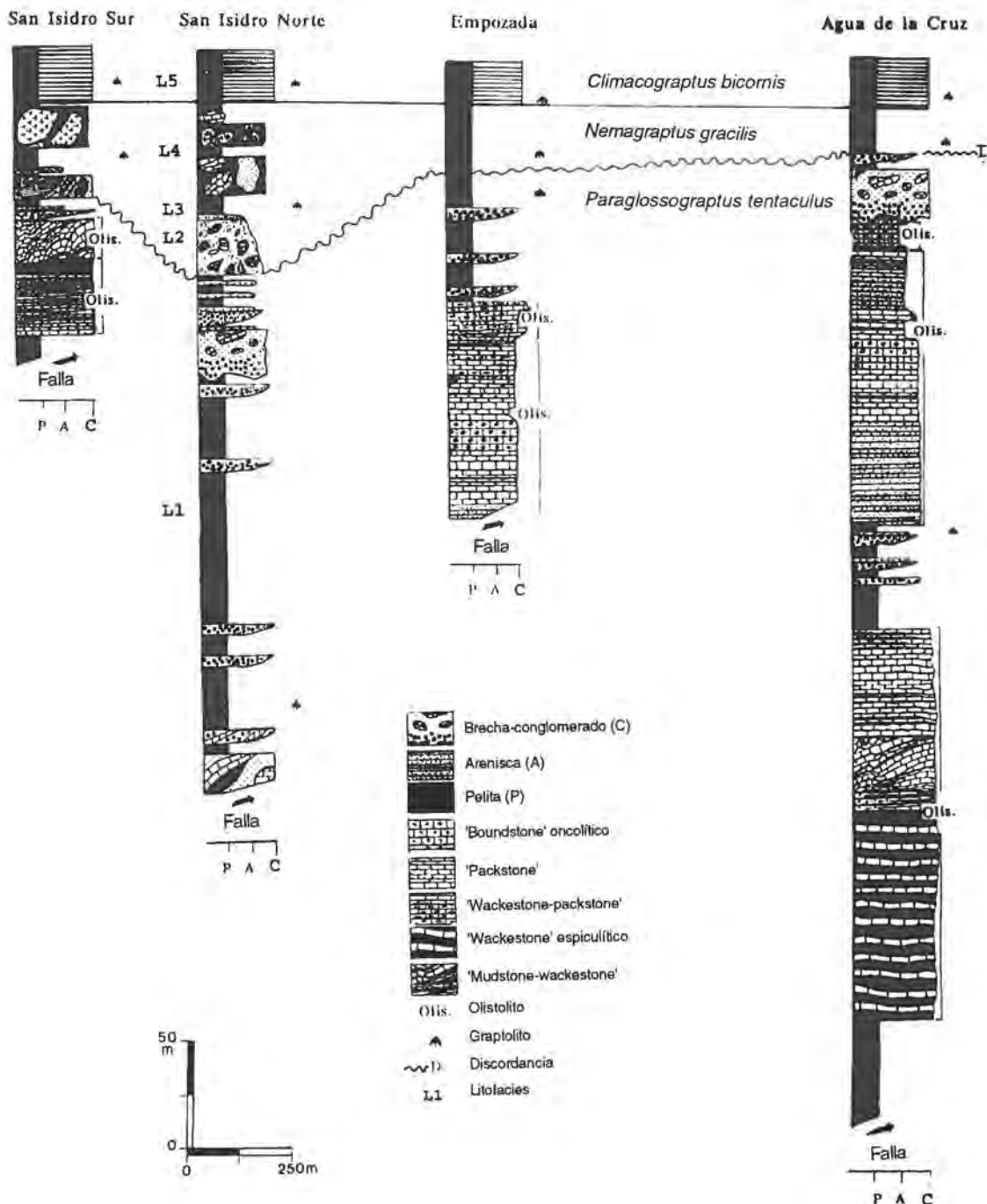


FIG. 3. Gráfico de correlación nivelado a la base de la Zona de *Climacograptus bicornis* para el Miembro Inferior de la Formación Empozada. Se aprecian las diferencias en espesores, los olistolitos y la geometría irregular de la Secuencia llanvirniana (Zona de *Paraglossograptus tentaculus*). Las diferencias en espesores y facies en la secuencia llanvirniana-caradociana (Zona de *Nemagraptus gracilis*); y, por último, los espesores y facies constantes para la Secuencia caradociana (Zona de *Climacograptus bicornis*).

normal hacia el tope. La litología dominante de los mismos está compuesta por 'boundstones' oncolíticos, bloques de calizas oscuras y pelitas negras deformados, y pelitas negras calcáreas; la matriz es escasa y pelítica. Se ha hallado, hasta el presente, material fósil en los bloques del nivel superior, identificándose conodontos del Cámbrico Superior y trilobites del Cámbrico Medio (Olistolitos... p. 25).

Se presentan, además, entre ambas brechas, numerosos niveles de conglomerados lenticulares de 0,5 hasta 1 m de espesor, base erosiva y granodecrecientes. Los niveles de conglomerados totalizan 23 m de espesor. Se hallan conformados por clastos redondeados, entre 5 a 20 cm de diámetro, los cuales están, mayoritariamente, compuestos por fragmentos de calizas blanquecinas, exhibiendo, en general, la misma composición litológica que las brechas. Presentan matriz arenosa y, en general, son matriz-soportados, con colores pardo amarillentos. Algunos conglomerados están gradados y pasan hacia el tope a areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala.

En contacto neto sobre las brechas y los niveles de conglomerados, se intercalan pelitas verde oliva con un espesor total de 168 m, las que se presentan en bancos de 2-3 cm de espesor, laminadas, silicificadas y con aspecto satinado. Las pelitas verdosas aparecen a lo largo de la sección como intervalos espesos, pudiendo alcanzar hasta 60 m de espesor continuo. En los tramos inferiores se han detectado niveles carbonosos con graptofauna (Fig. 3). **Contenido paleontológico:** se ha identificado, hasta el presente, un nivel fosilífero, a 47 m de la base, que ha brindado una graptofauna conformada por *Amplexograptus* aff. *A. confertus*, *Glossograptus hincksii hincksii*, *Oelandograptus austrodentatus* cf. *O. austrodentatus*, fragmentos varios de *Glyptograptus* sp. y otros, atribuibles a *Climacograptus* sp. (Heredia, 1993).

Edad: Zona de *Paraglossograptus tentaculatus*, Ordovícico medio, Llanvirniano.

Interpretación: por su litología y geometría se estima que el proceso dominante estuvo dado por flujos gravitacionales que culminan con flujos diluidos. Las brechas son depósitos originados por flujo de detritos (Cock y Taylor, 1977; Heubeck, 1992; Shanmugam y Moiola, 1995). Los niveles de conglomerados se vinculan a flujos densos canalizados. Por último, las pelitas se interpretan como períodos de decantación pura. Son típicos de un ambiente de talud en donde predominan depósitos gravitatorios

(Shanmugam y Moiola, 1995); asimismo, éstos presentan comúnmente gradación inversa (Naylor, 1980). Frecuentemente, este tipo de depósito ha sido asignado como 'relleno de cañones submarinos' (Shanmugam et al., 1988).

LITOFACIES 2: CONGLOMERADOS OSCUROS

Descripción: en contacto neto sobre la litofacies anterior, se dispone un nuevo ciclo de conglomerados fácilmente identificable por sus colores oscuros, a diferencia de la litofacies anterior, en donde predominan los tonos verdosos de pelitas y amarillentos de los conglomerados. Posee 25 m de espesor, caracterizados por granulometría muy gruesa, granodecreciente, con bloques de 2-3 m de longitud y 0,5-1 m de espesor máximo. La litología dominante de los bloques es de calizas oscuras e interestratificadas con pelitas negras y 'chert'; también abundan areniscas medianas grises y bloques de pelitas negras. Inmerso en una matriz areno-arcillosa abundante, aunque en general es clasto-soportada, y de color gris oscuro a negro. Su base es erosiva, modificando lateralmente su espesor (geometría irregular) (Figs. 2 y 3). Hacia el tope, grada a conglomerado fino-arenisca gruesa, gris oscuro, con abundante matriz arcillosa y estratificación burdamente planar. Los bancos arenosos gradan a 'wackes' finos y culminan con pelitas laminadas.

Contenido paleontológico: el material fosilífero de esta litofacies es esencialmente alóctono (Olistolitos... p. 25).

Interpretación: estas facies representan los verdaderos depósitos de flujo de fragmentos ('muddy debris flow') (Shanmugam y Moiola, 1995) en los cuales la matriz pelítica soporta los clastos. Se interpretan como depósitos de flujos gravitatorios que culminan con flujos diluidos. Pueden representar facies de relleno de canales con abandono del mismo. Actualmente, y en un sentido más amplio, se los asocia a depósitos de talud (Mutti, 1985; Shanmugam y Moiola, 1995). Corresponderían a las Facies A de Mutti y Ricci-Lucchi (1975). Las pelitas interestratificadas se definen como facies de albardón (Fig. 3).

LITOFACIES 3: ASOCIACIÓN DE PELITAS LAMINADAS Y ARENISCAS

Descripción: en forma transicional con los Conglomerados oscuros, esta unidad se presenta con un

espesor total de 12 m y está integrada por pelitas laminadas, con abundantes graptolitos en sus planos de estratificación. Las pelitas poseen base neta y lámina paralela, evidenciando una sutil gradación; en afloramientos muestra un relieve muy suave. En contacto erosivo, e interestratificadas con las pelitas (1, 10 m de la base de la facies), se dispone un banco de areniscas gris medio, de no más de 1 m de espesor, que carece de organización interna, masivos, con topes netos y planos. Se observan difusas estructuras de escape de agua. Lateralmente, estos bancos arenosos se acuñan.

Contenido paleontológico: se han encontrado, principalmente, graptolitos y, en forma subordinada, braquiópodos inarticulados pertenecientes al género *Obolus*. La graptofauna está integrada por las siguientes especies: *Nemagraptus gracilis*, *Dicellograptus* cf. *D. divaricatus* var. *salopiensis*, *Dicranograptus* cf. *D. rectus*, *Climacograptus* aff. *C. bicornis*, *Diplograptus* cf. *D. leptotheca*, *Orthograptus calcaratus* var. *costatus*, *Lasiograptus harknessi* var. *costatus*, *Climacograptus* aff. *C. antiquus* y *Glyptograptus* aff. *G. angustifolius* (Turner, 1959; Alfaro y Fernández, 1985).

Edad: Zona de *Nemagraptus gracilis*, Ordovícico medio-Superior (Llandeillano-Caradociano basal).

Interpretación: las características texturales y la estrecha relación con la unidad anterior, permite vincularla con corrientes turbidíticas fangosas depositadas en períodos de abandono de relleno de canales y reactivadas, periódicamente, por flujos más densos (areniscas que rellenan cauces menores). Las pelitas laminadas pueden ser clasificadas como Facies D2-D3 de Mutti y Ricci-Lucchi (1975; Gallardo y Heredia, 1995).

LITOFACIES 4: PARACONGLOMERADOS

Descripción: consiste en una espesa sucesión de 40 m de espesor de 2 ciclos de paraconglomerados, de geometría mantiforme y base neta. Los clastos están integrados por bloques redondeados de hasta 2 m de diámetro y de 5 m de longitud máxima e incluidos en una matriz, compuesta esencialmente por pelitas negras deformadas. En general, carecen de organización interna, pero se puede discriminar una sección inferior conformada por bloques de calizas bioturbadas de plataforma externa, calizas de plataforma media y bloques redondeados de areniscas grises con difusa estratificación festoneada, dispuestos desorganizadamente, cuyo es-

pesor parcial es de 25 m. Pasan a pelitas negras con una disposición normal. En la sección media, aparece un nuevo ciclo (5 m) conformado, fundamentalmente, por bloques de rocas ígneas (graníticas) y bloques de calizas micríticas oscuras y pelitas calcáreas; presenta geometría lenticular, clasto-soportada y sin organización interna. El resto de la sucesión (10 m) está integrada por bloques de 'mudstones' replegados, incluyendo escasos bloques resedimentados flotando en la matriz. Cabe destacar que por tramos, las pelitas negras parecen mantener una disposición normal; estos niveles podrían separar distintos eventos de flujo gravitacional.

Interpretación: el proceso generador dominante de estos depósitos es el flujo gravitacional, que permite ser asociado como facies A de Mutti y Ricci-Lucchi (1975). Cada evento de flujo gravitacional estaría separado por períodos de pausa con decantación pura. La presencia de niveles grano-sostén lenticulares puede vincularse a flujos más o menos canalizados (Gallardo y Heredia, 1995).

LITOFACIES 5: PELITAS NEGRAS

Descripción: en contacto neto sobre la unidad anterior se dispone esta sucesión, con un espesor total de 25 m, la que se caracteriza por tener continuidad en los afloramientos, mostrando un resalto en el relieve por la resistencia mayor a la erosión. Son pelitas negras laminadas y silíceas, en niveles de 2-4 cm de espesor; un análisis visual muestra niveles muy delgados y continuos de sílex laminadas con un espesor entre 3 a 5 mm, gradando a láminas de pelitas negras.

Los contactos basales y cuspidales son netos; se observan escasos nódulos silíceos pardo oscuros de 2-4 cm de espesor. Hacia el tope, aparece una capa irregular de color gris amarillento, donde se observa una pérdida de la laminación, con perforaciones y costras de óxidos de hierro. Esta capa presenta un espesor de 10-20 cm. En contacto neto sobre esta superficie, se apoya el Miembro Superior de la Formación Empozada, integrado por pelitas y areniscas delgadas gris pardas.

Contenido paleontológico: Alfaro (1988) determinó, para estos niveles, la presencia de *Climacograptus* cf. *C. tubuliferus*, *Climacograptus pygmaeus*, *Diplograptus* cf. *D. minutus* y *Retiograptus* sp. Recientemente, Ortega (comunicación oral, 1995) en base a una nueva colección de graptolitos prove-

nientes de los perfiles Quebrada San Isidro norte y Empozada determinó la presencia de *Climacograptus bicornis*, lo que permitiría rectificar la edad de estos niveles y ubicarlos en el Caradociano inferior.

Edad: Zona de *Climacograptus bicornis*. Ordovícico Superior, Caradociano inferior.

Interpretación: el marcado cambio entre los niveles de flujos gravitacionales y las pelitas negras sugiere un obvio cambio en las condiciones de sedimentación. La naturaleza continua de las láminas de pelitas, así como la ausencia de estructuras tractivas, sugiere una acumulación lenta grano por grano (decantación pura).

Por otro lado, el color oscuro y la ausencia de bioturbación argumentan a favor de una acumulación en un ambiente anóxico (Rhoads y Morse, 1971; Loutit *et al.*, 1988). La superficie generada en su tope indica períodos prolongados de muy lenta acumulación, verificándose procesos de bioerosión, deposición de geles silíceos y óxidos, generando un 'hardground' o superficie de omisión, debido a las condiciones de menguado aporte de sedimentos a la cuenca (Kennedy y Garrison, 1975).

ASOCIACION DE LITOFACIES

Para la presente asociación de litofacies se ha elaborado un gráfico de correlación nivelado a la base de la Zona de *Climacograptus bicornis*, teniendo en cuenta la información disponible hasta el presente (Fig. 3).

Secuencia de Facies A: se considera que las facies de brechas, conglomerados y pelitas verdes conforman una asociación vinculada genéticamente, la que puede definirse como depósitos de flujos gravitacionales. Esta secuencia puede estar asociada a un talud medio e inferior de tipo delantal o planchón ('apron') (*sensu* Surlyk e Ineson, 1992), donde el talud superior es abrupto (Fig. 4). La edad es llanvirniana (Zona de *Paraglossograptus tentaculatus*). Recientemente, esta secuencia ha sido asignada a un evento de colapso del margen de la plataforma carbonática ordovícica, producido por el cambio de un ambiente tectónico pasivo a uno activo (Heredia y Beresi, 1995).

Secuencia de Facies B: esta asociación está definida por las litofacies de conglomerados oscuros, pelitas laminadas y areniscas, y paraconglomerado. Este conjunto de depósitos de flujos gravitacionales se habría originado durante el relleno de cañones submarinos (Gallardo y Heredia, 1995). La edad de esta secuencia es llandeillana-caradociana (Zona de *Nemagraptus gracilis*).

Secuencia de Facies C: comprende la litofacies de pelitas negras. Estrechamente asociada con la anterior, esta secuencia está vinculada a depósitos de un cortejo transgresivo e indica una rápida subida del nivel marino (Gallardo y Heredia, 1995). Ha sido definida como una secuencia condensada o 'transgressive system tract' (TST) (Heredia y Beresi, en prensa). Temporalmente, representa al Caradociano inferior (Zona de *Climacograptus bicornis*).

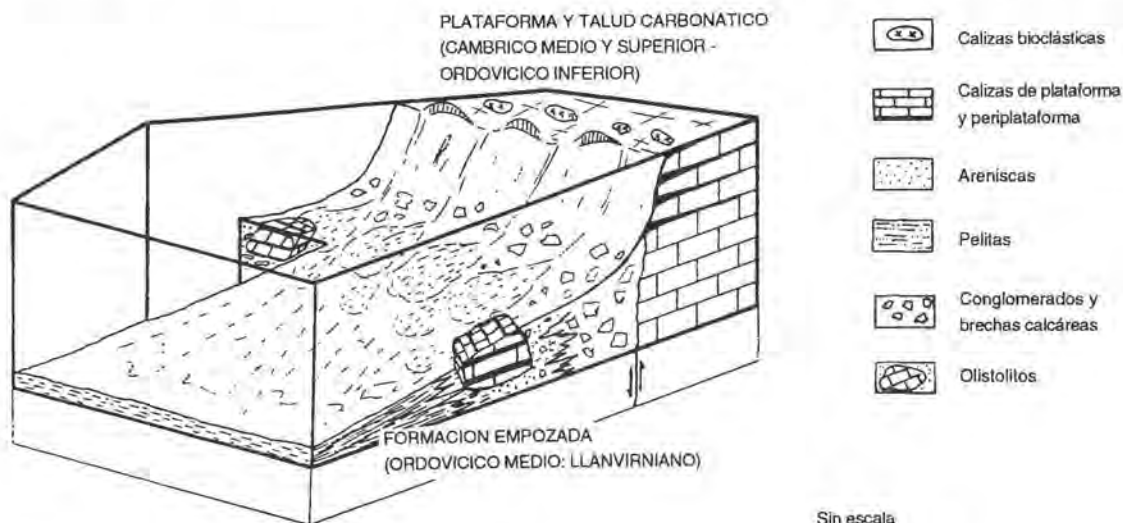


FIG. 4. Diagrama esquemático del ambiente deposicional del Miembro Inferior de la Formación Empozada (Llanvirniano), vista desde el suroeste (modificado de Surlyk e Ineson, 1992).

OLISTOLITOS

Tanto la secuencia llanvirniana como la llandeilana-caradociana basal presentan cuerpos exóticos de diferentes tamaños. Beneo (1956) llamó olistostroma al 'flysch' psefítico y olistolitos a los bloques incluidos en el mismo, conforme a la comparación hecha con depósitos parecidos en los Apeninos; Flügel (1982) utilizó los mismos conceptos, al igual que Friedman y Sander (1978) y McIlreath y James (1986).

Los olistolitos pueden ser individualizados bajo los siguientes criterios: terminaciones abruptas de los cuerpos de roca, distribución y orientación, carencia de continuidad de la estratificación de los cuerpos dentro de las rocas que los rodean y diferencias litológicas importantes.

Dentro de la región estudiada y a grandes rasgos se reconocen tres cuerpos mayores, fragmentados de la plataforma y del talud cámbrico y del talud ordovícico inferior, los olistolitos Estancia San Martín, San Isidro y La Cruz, los que se hallan asociados fundamentalmente a la Secuencia Llanvirniana (Fig. 3).

En la Quebrada Agua de La Cruz se halla el Olistolito Estancia San Martín, definido por Pinna *et al.* (1986) como Formación Estancia San Martín; se lo ha registrado en los niveles basales de la Formación Empozada. Espesor máximo estimado: 130 m; volumen en afloramiento estimado: 1.625.000 m³. Litológicamente, está compuesto por calizas y pelitas alternantes, gris amarillentas y con un espesor aproximado de 100 m. Transicionalmente, pasa a calizas negras alternantes con lutitas negras y 'chert', cuyo espesor en el perfil de la Quebrada Agua de La Cruz es de 30 m aproximadamente.

Contenido paleontológico: se han hallado restos de esponjas (Beresi y Heredia, 1995), fragmentos de trilobites y valvas indeterminadas.

En las calizas negras se han hallado trilobites agnóstidos determinados por Bordonaro *et al.* (1993) como *Glyptagnostus reticulatus* y *Aphelaspis* sp. del Cámbrico Superior.

El Olistolito San Isidro aparece en la Quebrada Agua de la Cruz, en el cerro Martillo y en la Quebrada San Isidro. Este olistolito, definido formalmente por Harrington (1961) como Caliza San Isidro, aparece en los tramos inferiores de la Formación Empozada. Espesor máximo: 110 m; volumen en afloramiento estimado: 1.600.000 m³. Básicamente, se

reconocen cinco litofacies dentro del olistolito: 1- areniscas; 2- 'boundstones' oncolíticos; 3- 'wackestones' y pelitas; 4- 'packstones' y areniscas; 5- pelitas verdosas.

La litofacies 1 son areniscas finas, masivas, de tonalidades ocre amarillentas, fuertemente bioturbadas y que presentan cemento calcáreo (20 m de espesor). No se observan restos fósiles. Le sucede la litofacies 2, 'boundstones' oncolíticos blanquecinos y 'packstones' gris azulino a gris oscuro, regularmente estratificados en bancos delgados. Pinna (1982) asignó a estos niveles 50 m de espesor. En forma transicional le sigue la litofacies 3, 'wackestones' y pelitas pardo amarillentas de 18 m de espesor, las que presentan la típica fauna de trilobites, hyolites y braquiópodos inarticulados. Luego sigue la litofacies 4, 'packstones' con un alto porcentaje de areniscas finas e intercalados con pelitas en bancos delgados; sobre los mismos, se observan fragmentos de trilobites. Espesor: 10 m.

Culmina la sucesión con la litofacies 5, compuesta por pelitas verdosas y lamosas, de 12 m de espesor, con abundancia de trilobites bien preservados.

En el Olistolito San Isidro, diversos autores recolectaron trilobites (*Athabasca digesta* y *Glossopleura inexcata*), así como hyolites, braquiópodos inarticulados (*Obolus*? sp.) y fragmentos de espículas. De los niveles del clásico bloque presente en la Quebrada San Isidro, se han rescatado los trilobites *Chilometopus parabolicus*, *Kistocare mendozanum*, *Alokistocare elongatum*, *Kootenia incerta*, *Zacantoides ferula*, *Agnostus* sp., *Mendogaspis* sp. Todas estas formas corresponden a la Zona de *Glossopleura* referida al Cámbrico Medio (Borrello, 1971).

El Olistolito La Cruz aparece expuesto en el flanco sur de Quebrada San Isidro, con 20 m de espesor (un volumen en afloramiento estimado de 1.000 m³), y en la cuchilla ubicada 600 m al norte de la anterior, con un espesor de 100 m (y un volumen en afloramiento estimado en 810.000 m³). Litológicamente, está compuesto por 'wackestones-mudstones' y pelitas oscuras alternantes, con 'chert' interestratificado. Borrello (1971) definió, para estos cuerpos, tres biozonas de trilobites del Cámbrico Superior: *Cedaria*, *Elvinia* y *Saukia*. Fragmentos o megaclastos de esta litología aparecen repetidamente dispuestos por arriba del Olistolito San Isidro. Análisis micropaleontológicos, sobre la base de conodontos, dieron edades del Cámbrico Superior (Heredia, 1987) y tremadociana para parte de estos

cuerpos (Heredia, 1995). En fragmentos menores, se hallaron especímenes de *Tonkinella stephensis* (Cámbrico Medio).

En la **Secuencia Llandeillana-Caradociana** se pueden ubicar otros olistolitos de menor tamaño, en las quebradas San Isidro y Agua de La Cruz. Litológicamente, son pelitas negras con graptolitos del Ordovícico Inferior, en donde se hallan representadas las Zonas de *Tetraraptus aproximatus*, *T. fruticosus*, *T. quadribrachiatus* (Bordonaro y Peralta, 1987). Aparecen también 'mudstones' oscuros con conodontos del Cámbrico Superior (*Phakelodus tenuis* Miller) (Heredia, 1995) y otros con trilobites (*Trilobagnostus* sp. y *Pseudagnostus idalis idalis*) asignados al Cámbrico Superior (Bordonaro et al., 1993). En forma subordinada, se han observado bloques redondeados de areniscas con estratificación festoneada, provenientes de una plataforma somera, y bloques de rocas ígneas con evidentes signos de transporte prolongado (Gallardo y Heredia, 1995).

En el caso de esta sucesión, la abundancia y tamaño del material alóctono resedimentado, junto con la presencia de bloques de rocas graníticas (litofacies de paraconglomerado), sugieren una profunda erosión del área de aporte y talud, lo que indica un fuerte control estructural (Gallardo y Heredia, 1995).

AREA DE APORTE

Secuencia Llanvirniana

Sobre el análisis litológico y paleontológico de los olistolitos distribuidos en esta secuencia se observa que las áreas de aporte no se hallan expuestas actualmente. Las edades de los olistolitos individualizados sobre la base de su contenido paleontológico son, fundamentalmente, del Cámbrico Medio y Superior. A pesar de que esta secuencia posee bloques de diferentes partes del dominio de una plataforma y de diferentes edades dentro del Cámbrico, e incluso del Ordovícico basal, los megabloques y fragmentos de la plataforma carbonática (Formación San Juan) del Ordovícico Inferior componen una proporción escasa de la totalidad de los olistolitos citados. Estos aparecen, fundamentalmente, en las sierras del Tontal y La Invernada (Banchig et al., 1993; Bercowski y Fernández, 1988) y Yerba Loca (Benedetto y Vaccari, 1992).

Secuencia Llandeillana-Caradociana basal

Al igual que la secuencia anterior, gran parte de los olistolitos y megaclastos fueron aportados por rocas no aflorantes en la actualidad. Fueron generados en áreas de plataforma, desde marginales hasta distales, de cuenca o talud e incluso de lugares con exposición de rocas ígneas (extracuencales). Se tiene presente, además, que bajo el modelo propuesto por Van Wagoner et al. (1988) y Posamentier et al. (1988), la exposición de la plataforma generaría el aporte de ese material a la cuenca, y a pesar de registrarse el material del talud del Arenigiano, mediante bloques, no se han hallado fragmentos de las áreas de la plataforma que hayan podido determinarse, fehacientemente, como pertenecientes a la Formación San Juan (Ordovícico Inferior).

TRANSPORTE

El transporte en ambas secuencias es gravitacional, como flujo de detritos, en donde la actividad tectónica ha jugado un rol de gran importancia. Sin embargo, no se descarta que en el evento más joven se hayan verificado fluctuaciones del nivel marino (Beresi, 1990) de características globales, cuya presencia habría afectado y contribuido, de manera significativa, al aporte de olistolitos a las áreas de talud y cuenca.

Muchos de los olistolitos están deformados intensamente. Como esta perturbación de la estratificación no continúa en la roca de caja, es obvio que su génesis se halla asociada al ambiente original del olistolito y, por lo tanto, el transporte sufrido por estos megaclastos no produjo deformación alguna en estos cuerpos de rocas.

La litología de la roca en la que los olistolitos se alojan, es un elemento indicador del modo de transporte. Los olistolitos se hallan asociados con depósitos gravitacionales, pobremente seleccionados, y con pelitas y sedimentitas de grano fino. En las dos secuencias, las areniscas se hallan pobremente representadas. Los olistolitos de la secuencia Llanvirniana se caracterizan por sus formas preferentemente prismáticas y angulosas, llegando a tamaños que superan los 100 m de espesor y los 400 m de longitud, sugiriendo áreas de aporte cercanas y transporte poco prolongado. La mayoría de los olistolitos presenta los planos de estratificación parale-

los a los de la roca huésped; similar observación fue realizada por Heubeck (1992), Leitch y Cawood (1980), Naylor (1982), Hine *et al.* (1992) y Teale y Young (1987). Esta orientación de relativa concordancia de los olistolitos con la estratificación de la matriz pelítica sugiere que los olistolitos fueron sostenidos por flujos gravitatorios de masa pelítica, la cual redujo efectivamente la resistencia del corte basal (Heubeck, 1992; Leitch y Cawood, 1980; Srivastava *et al.*, 1972).

El modo de transporte gravitacional que produjo los depósitos de las litofacies de Conglomerados oscuros y Paraconglomerados está asociado a un evento turbidítico (Stow, 1986), en donde se manifiestan efectos de transporte prolongado en bloques y megaclastos (Facies de Paraconglomerados; formas redondeadas preferentemente), así como aporte extracuenal (rocas graníticas), indicando exposición de las áreas de la plataforma adyacente (Posamentier *et al.*, 1988).

MODELO SEDIMENTARIO

La precordillera occidental ordovícica fue rellenada con sedimentos aportados por flujos gravitacionales. Estos transportaron detritos (Spalletti *et al.*, 1989; Astini, 1988) y megaclastos (Gallardo y Heredia, 1995; Bordonaro *et al.*, 1993; Banchig *et al.*, 1993) de las regiones adyacentes. La Formación Empozada constituye un buen ejemplo de este mecanismo y puede representar un modelo de deposición de estas dos secuencias 'turbidíticas'.

SECUENCIA LLANVIRNIANA

Hine *et al.* (1992) propusieron un modelo para el depósito de grandes bloques (>de 100 m de espesor y de 300 m de longitud), y en el cual las megabrechas se forman como resultado del colapso del margen de la plataforma, siendo el aporte de tipo lineal, y durante el cual, los flujos de detritos erodados depositan su carga en el talud y en el fondo de la cuenca. En este modelo, el talud está controlado por fallas lístricas y el mecanismo que produce estos depósitos estaría estrechamente vinculado a la acción de sismos recurrentes (regiones tectónicamente activas). Estos autores enfatizaron, además, que estos fenómenos podrían manifestarse, incluso, en plataformas carbonáticas con bajo relieve. Sin embargo, tanto las sucesiones caóticas con 'slumps' y 'slides', como los fragmentos de calizas sincrónicas con la roca de caja, o niveles autóctonos de pelagitas calcáreas que se consideran indicadores de típicas asociaciones de taludes carbonáticos (Mullins, 1983), no han sido detectados en la Secuencia Llanvirniana. Por lo tanto, se vincula la misma a un evento de colapso en donde el aporte ha sido de tipo lineal,

con un margen abrupto, en donde las rocas derivadas a la cuenca pertenecían fundamentalmente, a una antigua plataforma y talud del Cámbrico Medio y Superior, en cambio el aporte de megafragmentos de la plataforma carbonática ordovícica fue menor (Fig. 4). Regionalmente, los depósitos llanvirnianos están asignados a cortejos transgresivos (Astini *et al.*, 1995; Heredia y Beresi, en prensa), por lo cual este evento de colapso no se vincula a caídas del nivel marino, sino a un evento tectónico regional asociado a subducción y 'rifting' (Astini *et al.*, 1995). La magnitud de estos depósitos permite enmarcarla como asociados a un 'evento convulsivo' en el sentido de Clifton (1988).

SECUENCIA LLANDEILLANA-CARADOCIANA BASAL

Por otra parte, numerosos autores (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Kolla y Macurda, 1988; Kolla y Perlmutter, 1993) asociaron el desarrollo de los sistemas turbidíticos a estadios del nivel del mar bajo, con la consiguiente exposición subaérea y erosión de la plataforma adyacente. La erosión submarina en el talud, con la formación de cañones y lóculos clásticos en la cuenca, es seguida en etapas finales de este sistema, por el relleno de los cañones submarinos.

Definimos así, dos eventos clásticos con una generación diferente implantados en la precordillera de Mendoza, uno acaecido durante el Llanvirniano (megabrechas aportadas por un escarpe lineal de un antiguo talud y plataforma) (Fig. 4), y otro durante el Llandeillano-Caradociano (aportado por cañones submarinos o 'point source') extendido hasta el

Caradociano basal (sedimentitas de cuenca profunda). De esto se desprende que la diferencia entre ambos eventos está dada por la morfología del talud y el ambiente tectónico. Esto permite individualizar

la **Secuencia 1 (S1)** de edad llanvirniana, la **Secuencia 2 (S2)** de edad llandeillana tardía-caradociana basal y la **Secuencia 3 (S3)** del Caradociano inferior.

CORRELACION REGIONAL

En un intento por transferir el modelo a otras partes de la cuenca ordovícica (Fig. 5) se ha recurrido a las descripciones e interpretaciones, que de norte a sur en la precordillera occidental (Baldís y Chebli, 1969), fueron realizadas por Ortega *et al.* (1991) para la Formación Yerba Loca (Fürque, 1963); Caballé *et al.* (1992) para el Grupo Vallecito (Fürque y Caballé, 1985) en la Sierra de la Invernada; Banchig *et al.* (1993) para las formaciones Los Ratones (Banchig, 1992) y Los Sombreros (Cuerda *et al.*, 1983); y por último, Spalletti *et al.* (1989) para la Formación Portezuelo del Tontal (Cuerda *et al.*, 1985).

SECUENCIA 1 (S1)

Identificada en la Formación Yerba Loca por Ortega *et al.* (1991) fue descrita como turbiditas arenosas en lóbulos. Posee olistolitos del Cámbrico Medio, del Cámbrico Inferior tardío, y en menor proporción, del Ordovícico Inferior. Estos han sido ubicados al oeste de Jachal en la sección de los túneles viales, los cuales fueron estudiados por Benedetto *et al.* (1986) y citados por Bordonaro (1990), y se hallan incluidos entre pelitas verdes y areniscas. Benedetto y Vaccari (1992) excluyeron esta sucesión de la Formación Yerba Loca y la correlacionaron con la Formación Los Sombreros. La edad de esta sucesión (Astini, 1988) permite correlacionarla con la S1 (Fig. 5).

Se la ha identificado en la Sierra de La Invernada (Caballé *et al.*, 1992); litológicamente, se halla asociada a 'abanicos submarinos turbidíticos' con una participación pelítica importante (Formación Corralito); las descripciones de Banchig *et al.* (1993) indican olistolitos del Cámbrico (Fig. 5).

Individualizada en la Sierra del Tontal (Banchig *et al.*, 1993) (Fig. 5), representan 'turbiditas proximales' con olistolitos, mostrando fuertes similitudes litológicas con la S1 de la Formación Empozada.

Ciertamente, perdura el desconocimiento sobre

varias unidades, una de las más complejas es la Formación Villavicencio (Harrington, 1941) (Fig. 5), la que engloba varios olistolitos. El mayor de ellos corresponde al Cerro Pelado, megacuerpo de 11 km de largo y 500 m de espesor, el cual exhibe calizas del Cámbrico Superior (Heredia, 1990). Un análisis detallado de los Cordones de Cortaderas y de Alojamiento (Harrington, 1941) en la Provincia de Mendoza permitiría dilucidar si corresponden a enclaves tectónicos (Cuerda, 1988) o a olistolitos de edad cámbrica, originarios de un talud carbonático y alojados en pelitas llanvirnianas (Fig. 5).

SECUENCIA 2 (S2)

Esta secuencia posee una gran distribución en toda la precordillera. Se halla representada por turbiditas delgadas asociadas a cuerpos básicos y 'pillow lavas', en la precordillera occidental. Aparece en la Sierra de Yerba Loca, en la Formación Yerba Loca (Ortega *et al.*, 1991), en la Sierra de La Invernada, en la Formación La Invernada (Caballé *et al.*, 1992), en la Sierra del Tontal en las formaciones Portezuelo Tontal y Los Sombreros (Cuerda *et al.*, 1983) y en Calingasta en la Formación Alcaparrosa (Schauer *et al.*, 1987).

En el caso de la precordillera de Mendoza, los autores coincidieron en que, parte de la Formación Villavicencio (Harrington, 1941) posee una edad llandeillana tardía-caradociana basal, sugerida por Cuerda *et al.* (1988), y representa la continuidad austral de los afloramientos de la Sierra del Tontal. La asimilamos, asimismo, a depósitos de un abanico turbidítico en una posición superior y media ('upper fan' y 'middle fan'), lugar al cual llegaron, eventualmente, flujos de detritos. Ejemplos de estos fragmentos lo constituyen las pelitas negras con tetrágraptidos citadas por Cuerda *et al.* (1993), siendo ésta similar a la graptofauna hallada por Bordonaro y Peralta (1987) en los bloques pelíticos

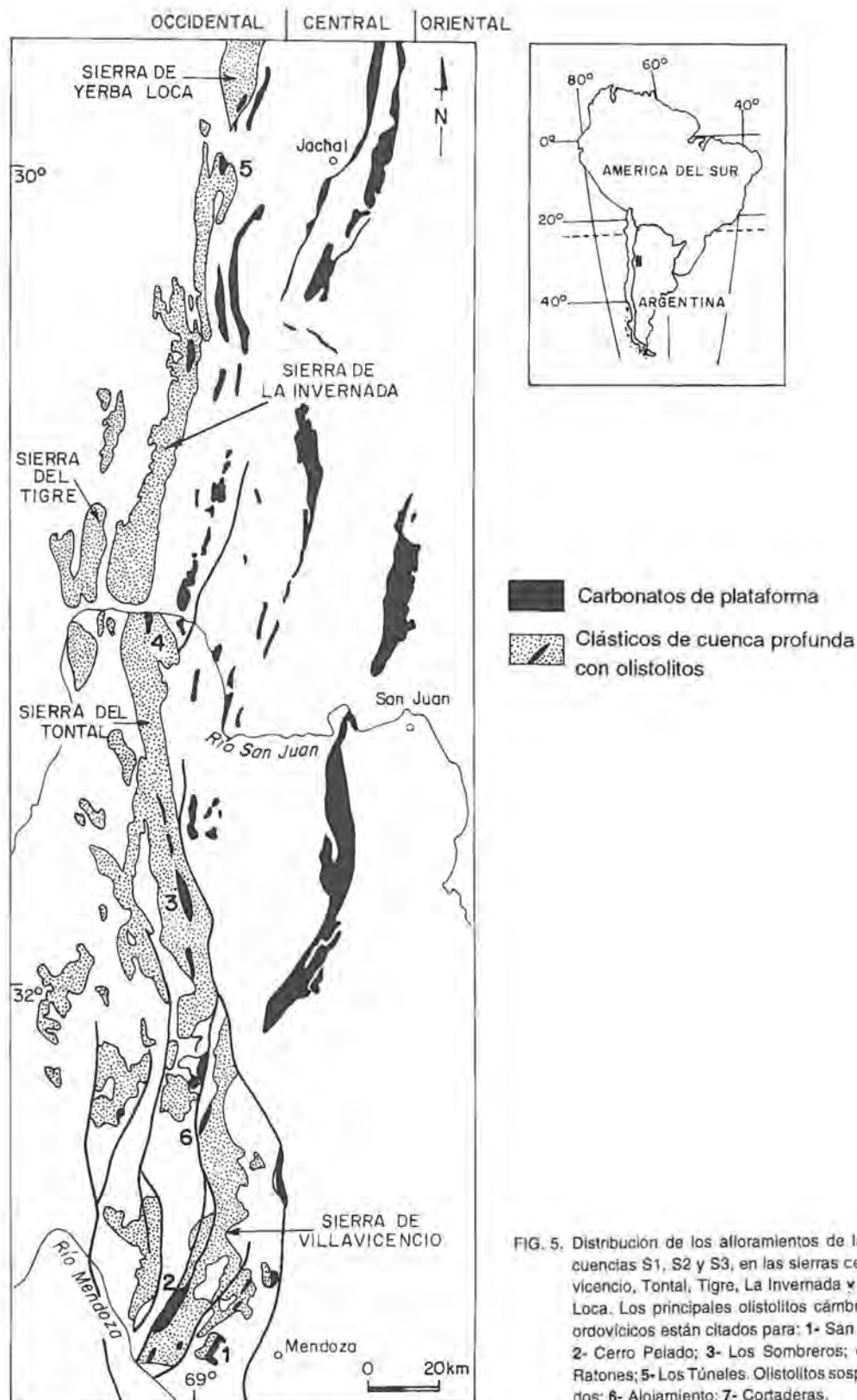


FIG. 5. Distribución de los afloramientos de las secuencias S1, S2 y S3, en las sierras de Villaviciencia, Tontal, Tigre, La Invernada y Yerba Loca. Los principales olistolitos cámbricos y ordovícicos están citados para: 1- San Isidro; 2- Cerro Pelado; 3- Los Sombreros; 4- Los Ratones; 5- Los Túneles. Olistolitos sospechados: 6- Alojamiento; 7- Cortaderas.

del Miembro Inferior de la Formación Empozada y alojados, también, en la Secuencia 2 (Zona de *Nemagraptus gracilis*). En la Formación Empozada, este evento no aparece asociado con cuerpos ultrabásicos, evidentemente, por su posición dentro de la cuenca.

SECUENCIA 3 (S3)

El carácter regional y transgresivo de esta secuencia queda de manifiesto por sus características deposicionales, en donde queda indicado un ahoga-

miento de la cuenca, fundamentalmente en la precordillera occidental, aunque este evento se registra también en regiones orientales.

Se ha identificado esta secuencia en la Sierra de Yerba Loca, en la Formación Yerba Loca (Ortega *et al.*, 1991), en la Sierra del Tontal en la Formación Portezuelo Tontal (Cuerda *et al.*, 1986), al sudeste de Calingasta en la Formación Alcaparrosa (Schauer *et al.*, 1987), como así también en la Formación La Invernada (Fürque *et al.*, 1990). En la precordillera oriental se ha reconocido la S3 en la Formación Los Azules (Alfaro y Cuerda, 1990).

CONCLUSIONES

- Se ha analizado la estratigrafía del Miembro Inferior de la Formación Empozada, individualizando tres secuencias deposicionales (según el criterio de Van Wagoner *et al.*, 1988), mediando entre las dos primeras una discordancia regional.
- Las S1 y S2 corresponden a megaturbiditas que representan posiciones de talud; mientras que la S3, con lutitas negras, se asigna a cuenca profunda.
- El análisis bioestratigráfico y ambiental de las secuencias ordovícicas de la precordillera occidental permite correlacionar los eventos que generaron el depósito de estas complejas sucesiones.
- Se homologan así los eventos identificados en el Miembro Inferior de la Formación Empozada con los que generaron los depósitos de las formaciones Villavicencio, Portezuelo Tontal, Los Sombreros, Alcaparrosa, La Invernada, Corralito, Los Ratones y Yerba Loca.
- S1 (Llanvirniano): evento transgresivo asociado a una intensa actividad tectónica, que genera el aporte de olistolitos desde la Sierra de Yerba Loca hasta el extremo sur de la precordillera, en el cual las megabrechas parecen indicar que fueron aportadas por un escarpe lineal de un antiguo talud y plataforma de edad cámbrica, y en forma subordinada de la plataforma y talud de edad ordovícica inferior. Indica, asimismo, el momento del cambio de margen pasivo a uno activo.
- S2 (Llandeillano-Caradociano basal): evento de 'lowstand', manifestado por una completa asociación de facies desde turbiditas delgadas con lavas almohadilladas (cuenca profunda), turbiditas de lóbulo arenoso-pelítico, y por último, relleno de cañones submarinos, los cuales representan etapas finales del evento S2.
- S3 estrechamente asociado a S2 y con el que puede ser considerado como un solo evento, y manifestado regionalmente, implica un ahogamiento de la cuenca turbidítica del Caradociano basal de la precordillera.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer al Dr. M. Hünicken (Museo de Paleontología, Universidad Nacional de Córdoba), por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias. Especialmente, los autores

agradecen al Dr. M. Suárez (Servicio Nacional de Geología y Minería) y a un evaluador anónimo por sus críticas constructivas y revisión detallada del texto original.

REFERENCIAS

- Alfaro, M. 1988. Graptolitos del Ordovícico Superior (Caradociano) de la Quebrada Agua de La Cruz, Precordillera de Mendoza. *Ameghiniana*, Vol. 25, No. 4, p. 299-303.
- Alfaro, M.; Cuerda, A. 1990. Nuevos graptolitos del Ordovícico Superior en la Formación Los Azules, Cerro Viejo, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, Vol. 27, No. 3-4, p. 273-280.
- Alfaro, M.; Fernández, R. 1985. Una graptofauna del Ordovícico Superior (Caradociano) de Estancia Canota (Provincia de Mendoza). *Ameghiniana*, Vol. 22, No. 1-2, p. 63-67.
- Astini, R. 1988. Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*, Vol. 1, p. 11-15. La Plata.
- Astini, R. 1993. Secuencias depositacionales y niveles del mar en el sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Ciencias Naturales, Geología*, Vol. 88, p. 113-126.
- Astini, R.; Benedetto, J.; Vaccari, N. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 107, No. 3, p. 253-273.
- Baldis, B.; Beresi, M.; Bordonaro, O.; Vaca, A. 1984. Argentine Precordillera as a key to Andean structure. *Episodes*, Vol. 7, No. 3, p. 14-19.
- Baldis, B.; Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. *Jornadas Geológicas Argentinas*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 47-65.
- Banchig, A. 1992. Secuencia clástico-carbonática en paleoambiente de cañón submarino de Quebrada de Los Ratones, Precordillera Occidental, San Juan. *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 4, Actas, Vol. 2, p. 25-31. La Plata.
- Banchig, A.; Ormeño, P.; Lucero, C. 1993. Análisis de paleodirecciones en las brechas carbonáticas y conglomerados del talud continental, Ordovícico, Precordillera Occidental, San Juan. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas, Vol. 1, p. 121-127. Mendoza.
- Benedetto, J.; Vaccari, N.E.; Herrera, Z. 1986. El hallazgo de rocas cámbricas fosilíferas al Oeste de Jachal, Provincia de San Juan. *In Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 29-30. Mendoza.
- Benedetto, L.; Vaccari, E. 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques resedimentados Cambro-ordovícicos de la Precordillera Occidental, Argentina. *Estudios Geológicos*, Vol. 48, No. 5-6, p. 305-313.
- Beneo, E. 1956. Accumuli terziari da resedimentazione (Olisthostroma) nell' Appennino centrale e frane sottomarine; estensione tempo-spaziale del fenomeno. *Servizio Geologico d'Italia, Bollettino*, Vol. 78, p. 291-319.
- Bercowsky, F.; Fernández, A.E. 1988. Hallazgo de *Nuia* sp. (Algae) en la Formación de Los Sombreros, Cámbrico medio, Sierra del Tontal, Precordillera sanjuanina. Nota Paleontológica. *Ameghiniana*, Vol. 25, No. 2, p. 187-188.
- Beresi, M. 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 11, Actas, Vol. 1, p. 32-46. San Juan.
- Beresi, M.; Heredia, S. 1995. Asociación de espículas de poríferos cámbricos de la Precordillera de Mendoza. *Ameghiniana*, Vol. 32, No. 4, p. 401-405.
- Bordonaro, O. 1990. El sistema Cámbrico de la Provincia de San Juan. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 11, Actas, Vol. 1, p. 18-30. San Juan.
- Bordonaro, O.; Peralta, S. 1987. El Arenigiano Inferior de la Formación Empozada en la localidad de San Isidro, Mendoza, Argentina. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 10, Actas, Vol. 3, p. 81-84. San Miguel de Tucumán.
- Bordonaro, O.; Beresi, M.; Keller, M. 1993. Reordenamiento estratigráfico del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. *In Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Actas, Vol. 2, p. 12-19. Mendoza.
- Borrello, A.V. 1965. Sistemática estructural sedimentaria en los procesos de la orogénesis. *Anales del Centro de Investigaciones Científicas (CIC)*, Vol. 6, p. 65-93. La Plata.
- Borrello, A.V. 1971. The Cambrian of South America. *In Lower Paleozoic rocks of the world*, Vol. 1, Cambrian of the New World. *Wiley-Interscience*, p. 385-438. New York.
- Caballé, M.; Fúrque, G.; Cuerda, A.; Alfaro, M. 1992. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Sierra de La Invernada (Ordovícico), Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, Vol. 29, No. 1, p. 9-26.
- Clifton, H.E. 1988. Sedimentologic relevance of convulsive geologic events. *Geological Society of America, Special Paper*, Vol. 229, p. 1-5.
- Cook, H.; Taylor, M. 1977. Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. *In Deep-water carbonate environments*, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. 25, p. 51-81. Tulsa.
- Cuerda, A. 1988. Investigaciones estratigráficas en el 'Grupo Villavicencio', Precordillera de Mendoza y San Juan, República Argentina. *In Congreso Geológico*

- Chileno*, No. 5, Actas, Vol. 2, p. C177-C187. Santiago.
- Cuerda, A.; Cingolani, C.; Varela, R. 1983. Los graptolitos de la Formación Los Sombreros, Ordovícico Inferior de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. *Ameghiniana*, Vol. 20, No. 3-4, p. 239-260.
- Cuerda, A.; Cingolani, C.; Arrondo, O.; Morel, E.; Ganuza, D. 1987. Primer registro de plantas vasculares en la Formación Villavicencio, Precordillera de Mendoza, Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Paleontología*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 179-184. Santa Cruz de la Sierra.
- Cuerda, A.; Cingolani, C.; Schauer, O.; Varela, R. 1985. El Ordovícico de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, República Argentina. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 109-132. Antofagasta.
- Cuerda, A.; Cingolani, C.; Schauer, O.; Varela, R. 1986. Bioestratigrafía del Ordovícico (Llanvirniano-Llandeilliano) de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan. Descripción de su fauna graptolítica. *Ameghiniana*, Vol. 23, No. 1-2, p. 3-33.
- Cuerda, A.; Cingolani, C.; Varela, R.; Schauer, O. 1987. Graptolitos ordovícicos del 'Grupo Villavicencio', flanco sudoriental de la Sierra del Tontal en el área de Santa Clara, Precordillera de San Juan y Mendoza, República Argentina. In *Congreso Latinoamericano de Paleontología*, No. 4, Actas, Vol. 1, p. 111-118. Santa Cruz de la Sierra.
- Cuerda, A.; Lavandaio, E.; Arrondo, O.; Morel, E. 1988. Investigaciones estratigráficas en el 'Grupo Villavicencio', Cénota, Provincia de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 13, No. 3, p. 356-365.
- Cuerda, A.; Cingolani, C.; Bordonaro, O. 1993. Las secuencias sedimentarias eopaleozoicas. In *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (Ramos, V.A.; editor). In *Congreso Geológico Argentino*, No. 12 y *Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, No. 2, Actas, Vol. 13, p. 21-30. Mendoza.
- Devizia, C. 1973. Estudio Geológico del Sector de San Isidro, Departamento Las Heras-Mendoza. Tesis Doctoral (Inédito), *Universidad Nacional de La Plata*, 88 p.
- Flügel, E. 1982. Microfacies analysis of Limestone. *Springer-Verlag*, 633 p. Berlin.
- Friedman, J.; Sander, C. 1978. Principles of Sedimentology. *J. Wiley*, 792 p. Londres.
- Fürque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guadacol, Provincia de La Rioja y San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, No. 92, p. 1-104. Buenos Aires.
- Fürque, G.; Caballé, M. 1985. Paleozoico Inferior en el Cerro Bayo, Sierra de La Invernada, San Juan. *Revista del Museo La Plata (Nueva Serie), Geología*, Vol. 10, No. 81, p. 1-18.
- Fürque, G.; Catallé, M.; Cuerda, A.; Alfaro, M. 1990. El Ordovícico de la Sierra de La Invernada y su fauna de graptolitos, San Juan. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Paleontología*, Vol. 9, p. 159-181.
- Gallardo, G.; Heredia, S.; Maldonado, A. 1988. Depósitos carbonáticos alóctonos, Miembro Superior de la Formación Empozada, Ordovícico Superior de la Precordillera de Mendoza, Argentina. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 5, Actas, Vol. 1, p. A37-A53. Santiago.
- Gallardo, G.; Heredia, S. 1995. Estratigrafía y sedimentología del Miembro Inferior de la Formación Empozada (Ordovícico Medio y Superior), Precordillera Argentina. In *Reunión Internacional del Proyecto 271 IUGS-UNESCO* Noviembre, 1990, Porto Alegre, Brasil. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, Vol. 60, No. 3-4, p. 449-460. Córdoba.
- Harrington, H.J. 1941. Investigaciones geológicas en las sierras de Villavicencio y Mal País, Provincia de Mendoza. *Dirección de Minería y Geología, Boletín*, No. 49, 55 p. Buenos Aires.
- Harrington, H.J. 1961. The Cambrian formations of South America. In *El Sistema Cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base*. In *Congreso Geológico Internacional*, No. 20, *Simposio III*, p. 504-516. Moscú.
- Harrington, H.J.; Leanza, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *University of Kansas, Department of Geological Sciences, Special Publication*, No. 1, 259 p. Lawrence.
- Heredia, S. 1987. Zona de *Proconodontus tenuiserratus* (Conodontes) Cámbrico superior de la Formación La Cruz, Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, Vol. 24, No. 3-4, p. 147-150.
- Heredia, S. 1990. Geología de la Cuchilla del Cerro Pelado, Precordillera de Mendoza, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 11, Actas, Vol. 2, p. 101-104. San Juan.
- Heredia, S. 1993. El Llanvirniano de la Precordillera de Mendoza, Argentina. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 12, Actas, Vol. 1, p. 138-141. Mendoza.
- Heredia, S. 1995. Conodontes cámbricos y ordovícicos en los bloques alóctonos del conglomerado basal de la Formación Empozada, Ordovícico Medio-Superior, San Isidro, Precordillera de Mendoza, Argentina. In *Reunión Internacional del Proyecto 271 IUGS-UNESCO*, Noviembre, 1990, Porto Alegre, Brasil. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, Vol. 60, No. 3-4, p. 235-248. Córdoba.
- Heredia, S.; Beresi, M. (En prensa). Eventos anóxicos ordovícicos en la Precordillera Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, Teil 1. In *Geoscientific Latinamerican Colloquium*, No. 14. Tübingen.
- Heredia, S.; Beresi, M. 1995. Ordovician events and sea level changes on the western margin of Gondwana: The Argentine Precordillera. Ordovician Odyssey: Short Papers for the Seventh International Symposium on the Ordovician System (Las Vegas, U.S.A.) (Cooper, J.; Droser, M.; Finney, S.; editors). *Pacific Section Society for Sedimentary Geology (SEPM)*, p. 315-319. Fullerton.
- Heredia, S.; Gallardo, G.; Maldonado, A. 1990. Conodontes

- caradocianos en las calizas alóctonas del Miembro Superior de la Formación Empozada (Ordovícico Medio y Superior), San Isidro (Mendoza, Argentina). *Ameghiniana*, Vol. 27, No. 3-4, p. 197-206.
- Heubeck, C. 1992. Sedimentology of large olistoliths, southern Cordillera Central, Hispaniola. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 62, No. 3, p. 474-482.
- Hine, A.C.; Locker, S.D.; Tedesco, L.P.; Mullins, H.T.; Hallock, P.; Belknap, D.F.; Gonzáles, J.L.; Neumann, A.C.; Snyder, S.W. 1992. Megabreccia shedding from modern low relief carbonate platforms, Nicaraguan Rise. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 104, p. 928-943.
- Kennedy, W.; Garrison, R. 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, Vol. 22, p. 311-386.
- Kolla, V.; Macurda, D.B. 1988. Sea-level changes and timing of turbidity-current events in deep-sea fan systems. IV Application concepts of sea-level change. In *Sea-level Change: an integral approach*. (Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C.; editors). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. 42, p. 381-392.
- Kolla, V.; Perlmutter, M.A. 1993. Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 77, No. 7, p. 1129-1141.
- Leitch, E.C.; Cawood, P. 1980. Olistoliths and debris flow deposits at ancient consuming plate margins: an eastern australian example. *Sedimentary Geology*, Vol. 25, p. 5-22.
- Loutit, T.; Hardenbol, J.; Vail, P.; Baum, R. 1988. Condensed sections: The key to age dating and correlation of continental margin sequences. In *Sea-Level Changes-An Integrated Approach*. (Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C.; editors). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, No. 42, p. 183-213.
- McIlreath, I.; James, N. 1986. Carbonate slopes. In *Facies Models*, 2nd Edition (Walker, R.G.; editor). *Geoscience Canada, Reprint Series*, No. 1, p. 245-258. Ontario.
- Mullins, H. 1983. Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas. In *Platform margin and deep water carbonates*. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course*, Vol. 12, No. 4, p. 4-138.
- Mutti, E. 1985. Turbidite Systems and their relations to depositional sequences. In *Provenance of arenites* (Zuffa, G.G.; editor). NATO Advanced Study Institute Series, Series C, Mathematical and physical Sciences, No. 148, p. 65-93. Holland.
- Mutti, E.; Ricci-Lucchi, F. 1975. Turbidite facies associations-Field trip guidebook A-11. In *International Sedimentology Congress*, No. 9, p. 21-36. Nice.
- Naylor, M.A. 1980. The origin of inverse grading in muddy debris flow deposits - a review. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 50, p. 1111-1116.
- Naylor, M.A. 1982. The Casanova Complex of the northern Apennines: a melange formed on a distal passive continental margin. *Journal of Structural Geology*, Vol. 4, p. 1-18.
- Ortega, G.; Brussa, E.; Astini, R. 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, Vol. 28, No. 1-2, p. 163-178.
- Ortiz, A.; Zambrano, J. 1981. La Provincia geológica Precordillera oriental. In *Congreso Geológico Argentino*, No. 8, *Actas*, Vol. 3, p. 59-74. San Luis.
- Pinna, L. 1982. Estratigrafía del Paleozoico Inferior de San Isidro, San Isidro, Departamento Las Heras, Provincia de Mendoza. Tesis de Licenciatura (Inédito), *Universidad Nacional de San Juan, Departamento de Ciencias Naturales*, 93 p.
- Pinna, L.; Baldi, B.; Bordonaro, O. 1986. Formación Estancia San Martín (Nov. Nom.) del Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio de la Comarca de San Isidro, Mendoza. *Jornadas sobre Geología de Precordillera*, No. 1, *Actas*, Vol. 1, p. 7-11. San Juan.
- Posamentier, H.W.; Jervy, M.T.; Vail, P. 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I - Conceptual framework. In *Sea-level Change: an integrated approach* (Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C.; editors). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. 42, p. 109-124.
- Rhoads, D.; Morse, J. 1971. Evolution and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, Vol. 4, p. 413-428.
- Shanmugan, G.; Moiola, R.; Sales, J. 1988. Duplex-like structures in submarine fan channels, Ouachita Mountains, Arkansas. *Geology*, Vol. 16, p. 229-232.
- Shanmugan, G.; Moiola, R. 1995. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysh sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 79, No. 5, p. 672-695.
- Schauer, O.; Varela, R.; Cingolani, C.; Cierda, A. 1987. Presencia de una graptofauna Llandellano-Caradociana en la Formación Alcaparrosa, del flanco occidental de la Sierra del Tontal (Precordillera de San Juan). *Ameghiniana*, Vol. 24, No. 3-4, p. 151-158.
- Spalletti, L.; Cingolani, C.; Varela, R.; Cierda, A. 1989. Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (Western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology*, Vol. 61, p. 287-301.
- Srivastava, P.; Stearn, C.; Mountjoy, E.W. 1972. A Devonian megabreccia at the margin of the Ancient Wall carbonate complex, Alberta. *Canadian Petroleum Geology, Bulletin*, Vol. 20, p. 412-438.
- Stow, D. 1986. Deep clastic seas. In *Sedimentary environments and facies*, 2nd. edition (Reading, H.G.;

- editor). *Blackwell Scientific Publications*, Vol. 12, p. 399-344. Oxford.U.K.
- Surlyk, F.; Ineson, J. 1992. Carbonate gravity flow deposition along a platform margin scarp (Silurian, North Greenland). *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 62, No. 3, p. 400-410.
- Turner, J.C.M. 1959. Faunas graptolíticas de América del Sur. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, Vol. 14, No. 1-2, p. 5-168.
- Teale, T.C.; Young, J.R. 1987. Isolated olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, Southern Italy. In *Marine Clastic Sedimentology* (Leggett, J.K.; Zuffa, G.G.; editors). *Graham and Trotman Publishers*, p. 75-88. London.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M.; Todd, R.G.; Widmier, J.M.; Thompson, S.; Sangree, J.B.; Bub, J.N.; Hatfield, N.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In *Seismic stratigraphy-Applications to hydrocarbon exploration* (Payton, C.E.; editor). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, Vol. 26, p. 49-212.
- Van Wagoner, J.C.; Posamentier, H.; Mitchum, R.M.; Vail, P.; Sarg, J.F.; Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. II.- Sea level changes and sequence stratigraphy. In *Sea-level Changes: an integrate approach* (Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.; Posamentier, H.W.; Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C.; editors). *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Vol. 42, p. 39-46.