

Trabajo 17

ESTRATIGRAFIA Y CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES DE LOS DEPOSITOS MARINO-CLASTICOS EOPALEOZOICOS DE LA PRECORDILLERA ORIENTAL DE SAN JUAN

Estanteria EOPALEOZOICA

Silvio H. Peralta

CONICET-U.N.SAN JUAN.

ABSTRACT. The stratigraphic framework and depositional environment of the Eopaleozoic marine-clastic succession, (Villicum-Zonda Arch, Eastern Precordillera of San Juan) are described and analyzed. The succession, about 4.000 m thick is composed of the Gualcamayo (Lower Llanvirn), La Cantera (Llandeilo to Early Caradoc), Don Braulio (Late Ashgill to Early Llandovery) and Rinconada (=Mogotes Negros, Late Silurian) Formations. These unities are linked by erosional unconformities, while the Don Braulio Formation includes two minor discontinuities. In this area the Trapiche Group embraces La Cantera and Don Braulio Formations. The chaotic deposits of the Rinconada Formation are considered as a sedimentary "mélange" or olistostroma including more than 1 km large calcareous olistoliths derived from the San Juan Limestones (Early Ordovician).

INTRODUCCION

En la Precordillera Oriental sanjuanina (Ortiz y Zambrano, 1981), se reconoce como una unidad morfo-estructural característica el denominado arco Villicum-Zonda (Padula *et al.*, 1965), integrado de norte a sur por las sierras de Villicum, Chica de Zonda y cerro Pedernal. En dicho arco afloran rocas marino-clásticas eopaleozoicas exclusivamente, y en forma saltuaria, en el borde oriental de las citadas sierras, con buzamiento de las capas hacia el este y rumbo norte-sur. Se estudiaron los perfiles de las quebradas del río del Alto, Don Braulio y río del Molle, en la sierra de Villicum; quebradas Arroyo del Molino, del Medio y del Plomo en la localidad de La Rinconada; quebrada Norte en el cerro Bola, en la sierra Chica de Zonda; y sección del valle de los Potrerillos en el cerro Pedernal. Estudios complementarios se realizaron en la quebrada de Jejenes, al sur de La Rinconada, y en el cerro Pedernal de Los Berros sobre la margen sur de la quebrada de La Flecha.

ESTRATIGRAFIA

El cuadro 1 muestra la composición estratigráfica de la sucesión considerada, de acuerdo con el ordenamiento establecido por Baldi *et al.* (1982), introduciéndose como única modificación la denominación de Grupo Trapiche para el conjunto integrado por las Formaciones La Cantera y Don Braulio. Se propone como sección tipo de la aludida sucesión, aquella expuesta en el río del Alto y su naciente quebrada de Don Braulio en la sierra de Villicum, por ser donde presenta

su más completo desarrollo estratigráfico y por su menor complejidad estructural, midiéndose allí un espesor de casi 4.000 m, con rumbo general de las capas norte-sur y buzamiento variable hacia el este (vease lámina 2A).

En esta zona, los límites estratigráficos de la sucesión estudiada están representados, en la base por una marcada transición lito-bioestratigráfica respecto a los términos cuspidales de la Formación San Juan, mientras que su techo se desconoce al desaparecer sus términos superiores hacia el este por debajo de depósitos continentales del Terciario. La edad de la sucesión se extiende desde el Llanvirniano inferior en su base, hasta el Ludloviano en sus términos superiores aflorantes.

GRUPO TRAPICHE

Se introduce la denominación de Grupo Trapiche, para el conjunto integrado por las Formaciones La Cantera y Don Braulio, sobre la base de su correlación lito y bio-cronoestratigráfica con la unidad homónima, reconocida por Furque (1963) en el área de Guandacol donde incluye a las Formaciones Las Vacas (Llandeiliano), Las Plantas (Llandeiliano-Caradociano) y Trapiche (Caradociano-Ashgilliano), siendo su sustrato en ambas comarcas los depósitos eo-ordovícicos de la Formación Gualcamayo. En la sierra de Villicum, el Grupo Trapiche está cubierto en relación erosiva por los depósitos de la Formación Rinconada, desconociéndose su techo en Guandacol.

Formación Gualcamayo (Llanvirniano)

Con esta denominación se reconoce al conjunto sedimentario integrado por calizas negras margosas con macro y microfauna, y graptolitas, de edad Llanvirniana, equiparables tanto lito como bioestratigráficamente con los depósitos de dicha formación en su localidad tipo, Guandacol, reconociéndose tres miembros (ver lám. 3A):

- Miembro inferior (transfacies) (Llanvirniano inferior).

Mide aproximadamente 12 m de espesor, valor que disminuye gradualmente hacia el norte por causas tectónicas.

CUADRO I: CORRELACION ESTRATIGRAFICA DE LAS UNIDADES EPICLASTICAS
EOPALEOZOICAS DE LA CUENCA VILICUM - ZONDA.

LOCALIDAD	VILICUM	LA RINCONADA	CERRO BOLA	CERRO PEDERNAL
EDAD	TERCIARIO	TERCIARIO CARBONIFERO	CARBONIFERO	TERCIARIO
DEVONICO INFERIOR				
SILURICO	LUDLOWIANO	Fm. RINCONADA	Fm. RINCONADA	Fm. RINCONADA
	WENLOCKIANO			
	LLANDOVERIANO			
ORDOVICICO	ASHILIANO	Fm. DON BRAULIO		
	CARADOCIANO	Fm. LA CANTERA		
	LLANDEILIANO			
	LLANVIRNIANO	Fm. GUALCAMAYO		
	ARENISIANO - TREMACOCIANO	Fm. SAN JUAN	Fm. SAN JUAN	Fm. SAN JUAN

Dr. Mario HERNANDEZ



Equivala a los depósitos de transfacies reconocidos por Baldi y Beresi (1981), caracterizándose por presentar sus términos basales en marcada transición litológica y faunística respecto a los niveles de caliza del techo de la Formación San Juan. Su límite superior es convencional y está representado por el último nivel de calizas negras fosilíferas observado en la sucesión, a partir del cual comienza el franco predominio graptolítico con el que se reconoce el Miembro superior.

Consiste en una alternancia de bancos medianos a gruesos de calizas negras margosas y lutitas negras graptolíticas. Los niveles calcáreos incluyen una nutrida valvifauna integrada por diversas formas de braquiópodos, trilobites, cefalópodos nautilóideos y espongiarios, que indican una edad llanvirniana temprana en base al registro de graptolitos de la zona de *Paraglossograptus tentaculatus*, trilobites de la zona de *Mendolaspis salagastensis* (Baldi et al., 1981), a los que se asocian conontes de la zona *Amorphognathus variabilis-Eoplacognathus suecicus* (Sarmiento, 1985).

Miembro superior (Llanvirniano inferior-medio?).

Mide aproximadamente 20 m de espesor, desapareciendo hacia el norte por causas tectónicas. Su base es transicional respecto al Miembro inferior, mientras que su techo esta señalado por la discordancia erosiva de la base de la Formación La Cantera. En la parte inferior predominan lutitas negras con esporádicas intercalaciones delgadas de margas, de hasta 5 cm de espesor, que gradualmente desaparecen hacia la parte superior de la sucesión, donde predominan lutitas de coloración gris negruzcas a gris amarillentas. El mayor contenido paleobiológico se observa en las lutitas negras, en las que es frecuente observar orientación preferencial de las estipes de los graptolitos, a los que se asocian restos de trilobites. La edad es llanvirniana sobre la base del registro de

Oelandograptus austrodentatus americanus Ruedeman y *Eoglyptograptus dentatus*.

Formación La Cantera (Llandeilliano-Caradociano basal).

Mide aproximadamente 140 m de espesor, observándose su base en discordancia erosiva sobre la Formación Gualcamayo, mientras que en su tope se observa cubierta en igual relación por la Formación Don Braulio. En esta unidad se reconocen tres miembros (vease lám. 3B):

Miembro Psefítico inferior o basal (Llandeilliano).

Presenta su base en discordancia erosiva sobre la Formación Gualcamayo y su tope se observa en contacto transicional con el miembro suprayacente. En su constitución se reconocen tres litofacies a saber:

- Litofacies de areniscas guijarrosas, que integra dos niveles de este miembro: El primero en la base, con un espesor de 2,5 a 3 m, el segundo intercalado entre niveles de otras litofacies. El depósito consiste en una mátrix areniscosa de coloración verdosa, mal seleccionada, que contiene dispersos clastos subredondeados a redondeados de composición sedimentaria, en menor grado ígnea y de cuarzo, no observándose participación de elementos metamórficos. El tamaño promedio corresponde a guijarro; en forma subordinada se reconocen bloques, hasta de orden métrico, de composición sedimentaria (arenisca cuarzosa o calcáreos) o ígnea (básica). Esta litofacies representa en volumen el 35% del miembro.

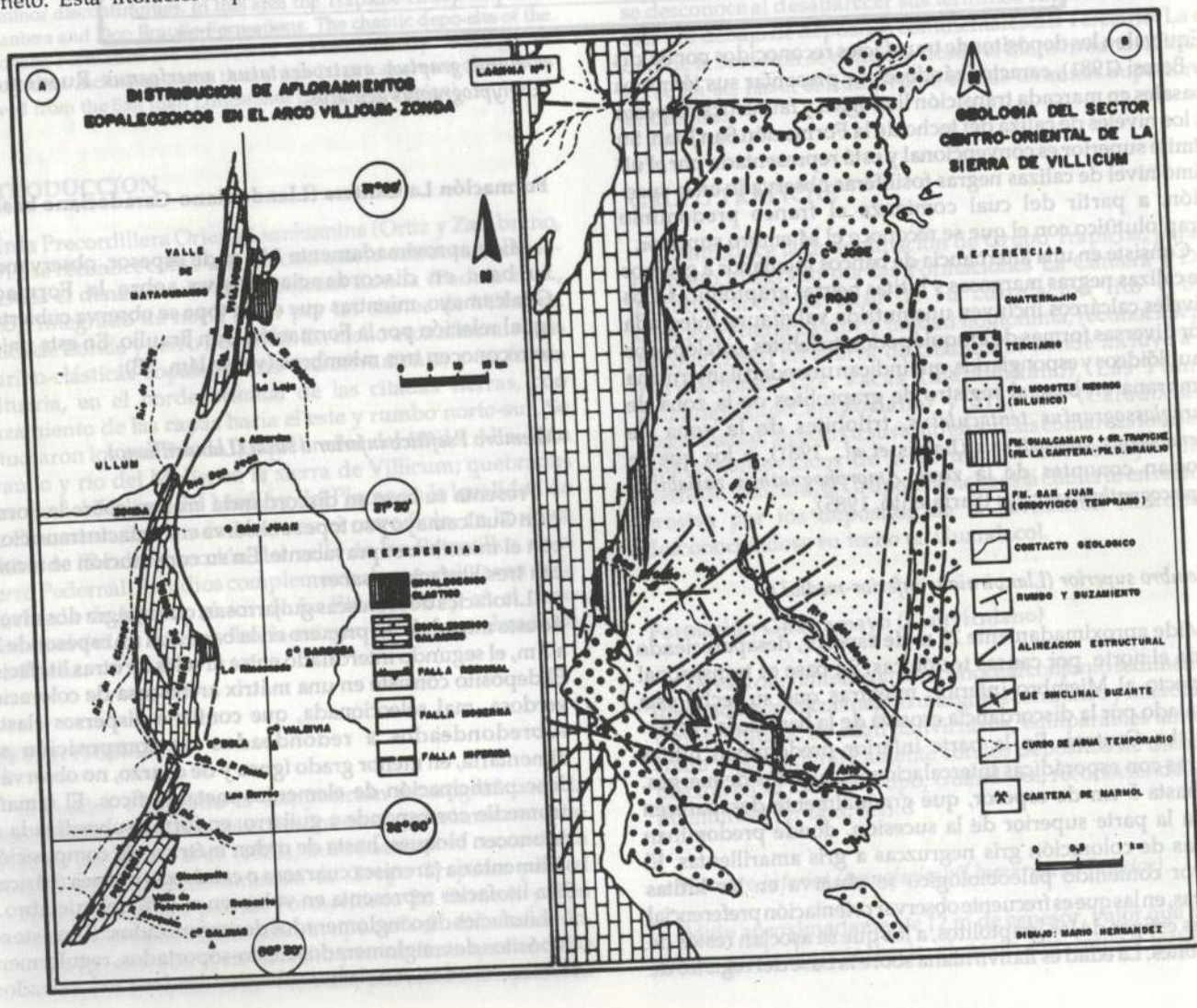
- Litofacies de conglomerados desorganizados: Consiste en depósitos de conglomerados clasto-soportados, regularmente seleccionados, con clastos subredondeados a redondeados,

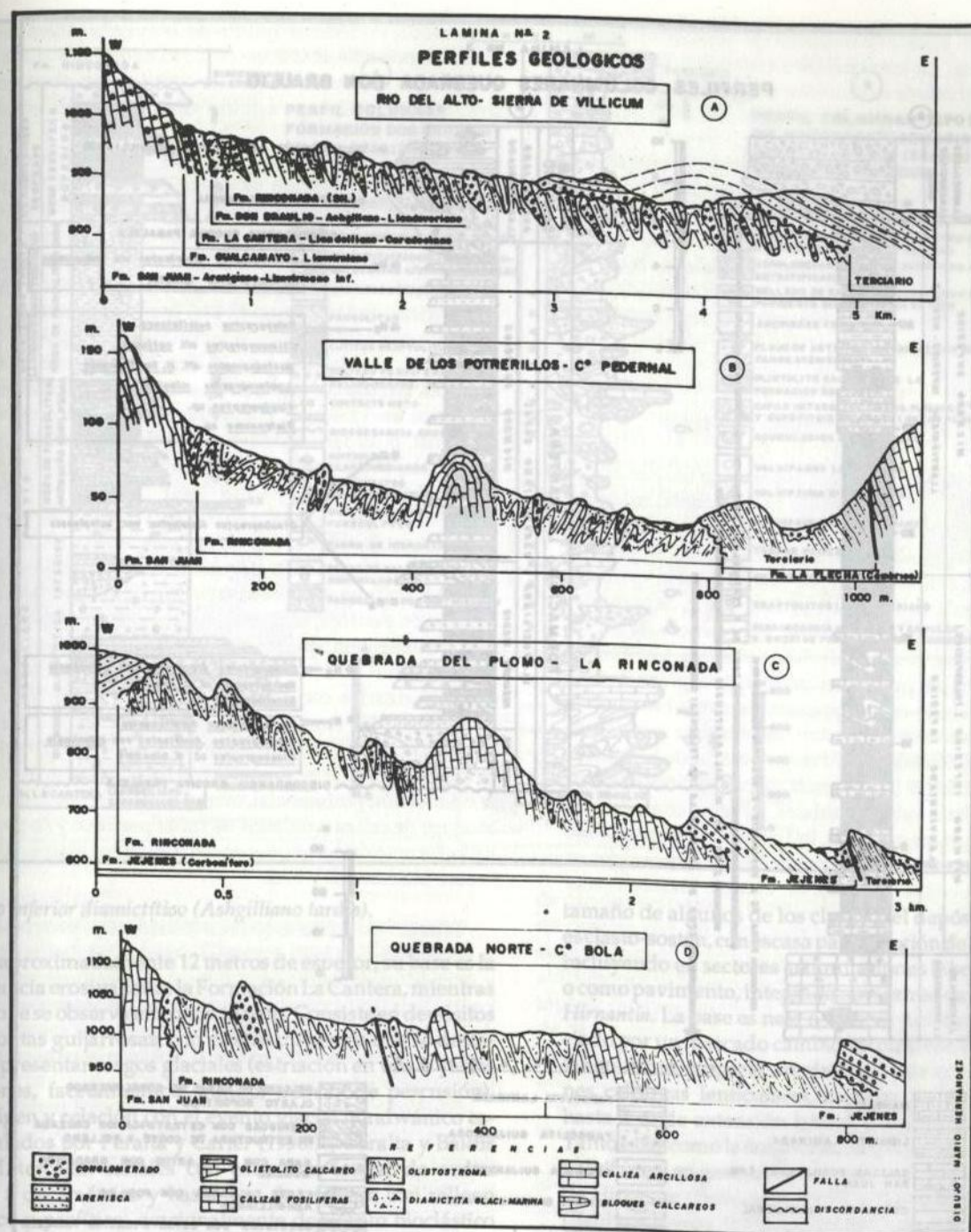
- Litofacies de areniscas y conglomerados estratificados, representada por bancos gruesos de wackes medianos a gruesos, en parte conglomerádicos, normalmente gradados, con base y tope netos o erosivos, internamente con estratificación paralela, exhibiendo a veces lineación *parting*. Se intercalan bancos medianos a gruesos de conglomerados finos a medianos, con estructura clasto-sostén a mátrix-sostén, gradación normal, orientación de clastos, base erosiva y tope neto. Esta litofacies representa el 20% del miembro

La edad del Miembro descrito es llandeiliiana sobre la base de los fósiles presentes en los clastos del depósito, y a los niveles con graptolitos ubicados inmediatamente por encima de su tope, referidos a la Zona de *Hustedograptus teretiusculus*, edad esta confirmada en trabajo reciente de Albanese y Benedetto (com. verb.), en base al registro en clastos de este depósito, de una conodontofauna de edad llandeiliiana.

Miembro medio de areniscas y pelitas (Llandeilliano).

Mide aproximadamente 25 m de espesor; sus límites inferior y superior son transicionales. Consiste en una sucesión de capas finas a medianas de areniscas y pelitas con estructura turbidítica, con frecuentes marcas subestratales, y participación de paraclastos de arranque pelítico (*rip-up*), en parte asociados a clastos redondeados de rocas sedimentarias y/o ígneas tamaño grava fina. Predominan los términos Tb, Tc de Bouma, en secuencias de tipo incompleto, observándose con menor frecuencia términos Td y subordinadamente Ta. En general las marcas de base corresponden a calcos de flujo de

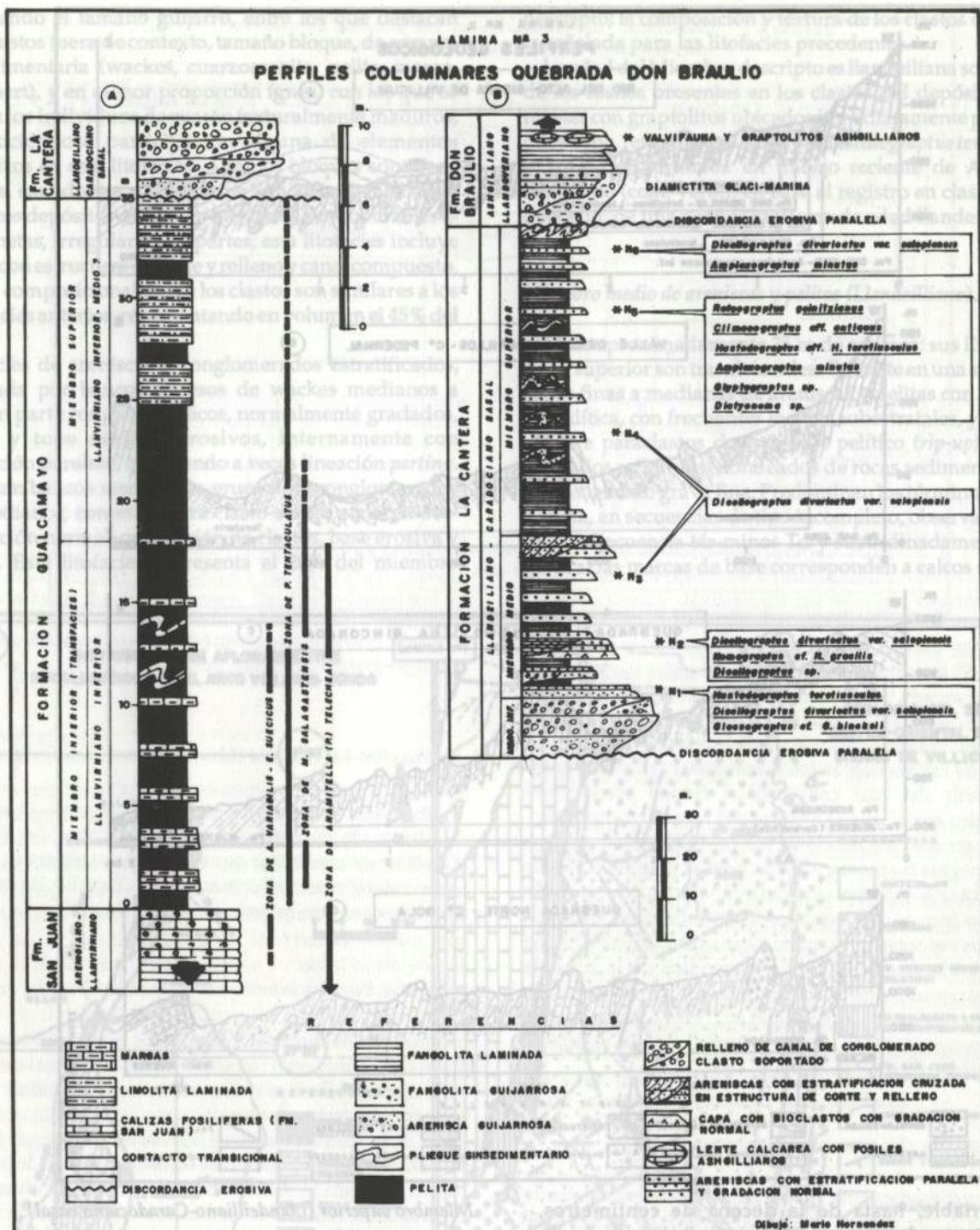




tamaño variable, hasta de la decena de centímetros, observándose en algunos casos lineación "parting", siendo común la presencia de restos de graptolitos con estipas orientadas, referidos a la zona de *Hustedograptus teretiusculus*. En partes, la sucesión incluye canales con relleno psefítico y/o arenoso, de hasta 2 m de espesor y extensión lateral del orden de la decena de metros, con arreglo estratograno decreciente, frecuente laminación parting, en menor grado estratificación cruzada de tipo planar y calcos de flujo en la base. A veces en el relleno de estos canales participa detrito bioclástico, conformado por valvifauna o bien restos de graptolitos iso-orientados.

Miembro superior (Llandeilliano-Caradociano basal).

Mide aproximadamente 100 m de espesor, su límite inferior es transicional, mientras que en su tope está limitado por la discordancia erosiva de la base de la Formación Don Braulio. Consiste en una alternancia de wackes y pelitas con arreglo turbidítico y estratificación delgada, no superando el espesor de las capas los 10 cm, con franco predominio de los términos pelíticos que constituyen entre el 70-75% de la sucesión, siendo frecuentes los términos Tc y Te de Bouma, en menor proporción Td, con laminación ondulítica y/o convoluta. Saltuariamente intercalan canales con relleno pasmítico, a los



que se asocian conglomerados finos sabulíticos, con arreglo interno estrato-grano decreciente y estratificación paralela. Tanto los canales como las capas turbíticas, contienen restos de graptolitos, referidos a la Zona de *Nemagraptus gracilis* que indica una edad Llandeiliano tardío-Caradociano basal (Peralta, 1987, 1990). Un rasgo notable es el plegamiento sinsedimentario que se observa en distintos niveles de este miembro, el que alcanza magnitud de orden decamétrico.

Formación Don Braulio (Asghilliano tardío-Llandooveriano temprano)

Mide 50 metros de espesor, siendo su base la discordancia erosiva que la separa de la Formación La Canterra, mientras que en su tope está limitada por la discordancia erosiva basal de la Formación Rinconada. En esta formación se reconocen cuatro miembros (vease lámina 4A):

estratificación, con relleno limonítico de coloración pardo rojiza a amarillenta. La característica textural y fábrica del depósito, permiten inferir destrucción de la estructura original por efecto de bioturbación, de acuerdo al modelo de Byers (1974), en ambientes similares.

La edad de este miembro es, en sentido amplio, asghilliana tardía-llandoveriana temprana, sobre la base de su posición estratigráfica por encima de niveles fosilíferos del Ashgilliano tardío (Fauna de *Hirnantia*) y por debajo de los niveles graptolíticos del Miembro suprayacente, de la zona de *Atavograptus atavus*, quedando planteada la definición del límite Ordovícico-Silúrico para esta sección, ante la falta de registro de formas diagnósticas.

Miembro ferrífero superior (Llandoveriano temprano).

Mide aproximadamente 12 m de espesor; su base se observa en contacto neto con el miembro infrayacente, mientras que en su tope está limitado por la discordancia erosiva basal de la Formación Rinconada (=Formación Mogotes Negros), el cual en partes está enmascarado por fallamiento local. Consiste en bancos tabulares de hasta 1 m de espesor, de areniscas y oolitas ferríferas, entre los que intercalan bancos de lutitas negras a gris oscuras, portadoras de graptolitos. Los bancos de areniscas y oolitas presentan base neta o plana y tope ondulado, conteniendo en partes acumulaciones bioclásticas detríticas. Internamente presentan laminación paralela u ondulada y gradación normal. El rasgo notable de los bancos psamíticos lo constituye la presencia de concreciones redondeadas, esferoidales a subesferoidales, de igual composición que la del banco que las contiene, indicando retrabajamiento *in situ* del depósito. Los bancos oolíticos se destacan por su coloración pardo-rojiza y contener clastos texturalmente maduros de *chert*.

La edad de este miembro es llandoveriana temprana sobre la base de su contenido en quitinozoos, registrado por Volkheimer *et al.* (1981) en los niveles de oolitas ferríferas, y de graptolitos de la zona de *Atavograptus atavus* de los niveles lutíticos (Peralta, 1985).

Formación Rinconada (=Fm. Mogotes Negros) (Silúrico superior).

Es la única de las formaciones consideradas, cuyos afloramientos se reconocen fuera de la sierra de Villicum, extendiéndose hacia la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal. Se prioriza la denominación de Formación Rinconada (Amos, 1954) a la de Formación Mogotes Negros propuesta por Cabeza Quiroga (en Borrello, 1969), en función del carácter formal de la primera, en la que Amos (*op. cit.*) incluyó tanto los olistostroma de la sierra Chica de Zonda como sus equivalentes homotácicos de Villicum. En este trabajo, a diferencia de este autor, se propone como localidad tipo de dicha unidad a aquella de la sierra de Villicum, en lugar de La Rinconada en la sierra Chica de Zonda, sobre la base de los siguientes argumentos:

- es la localidad donde presenta el mayor espesor aflorante

reconocido en todo el ámbito de la cuenca Villicum-Zonda (vease lámina 2A,B,C D).

- sus límites superior e inferior aparecen claramente expuestos, no dando lugar a dudas sobre el carácter sedimentario de su base.

- sus depósitos presentan menor grado de complejidad estructural y afectación tectónica que los homólogos de la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal respectivamente.

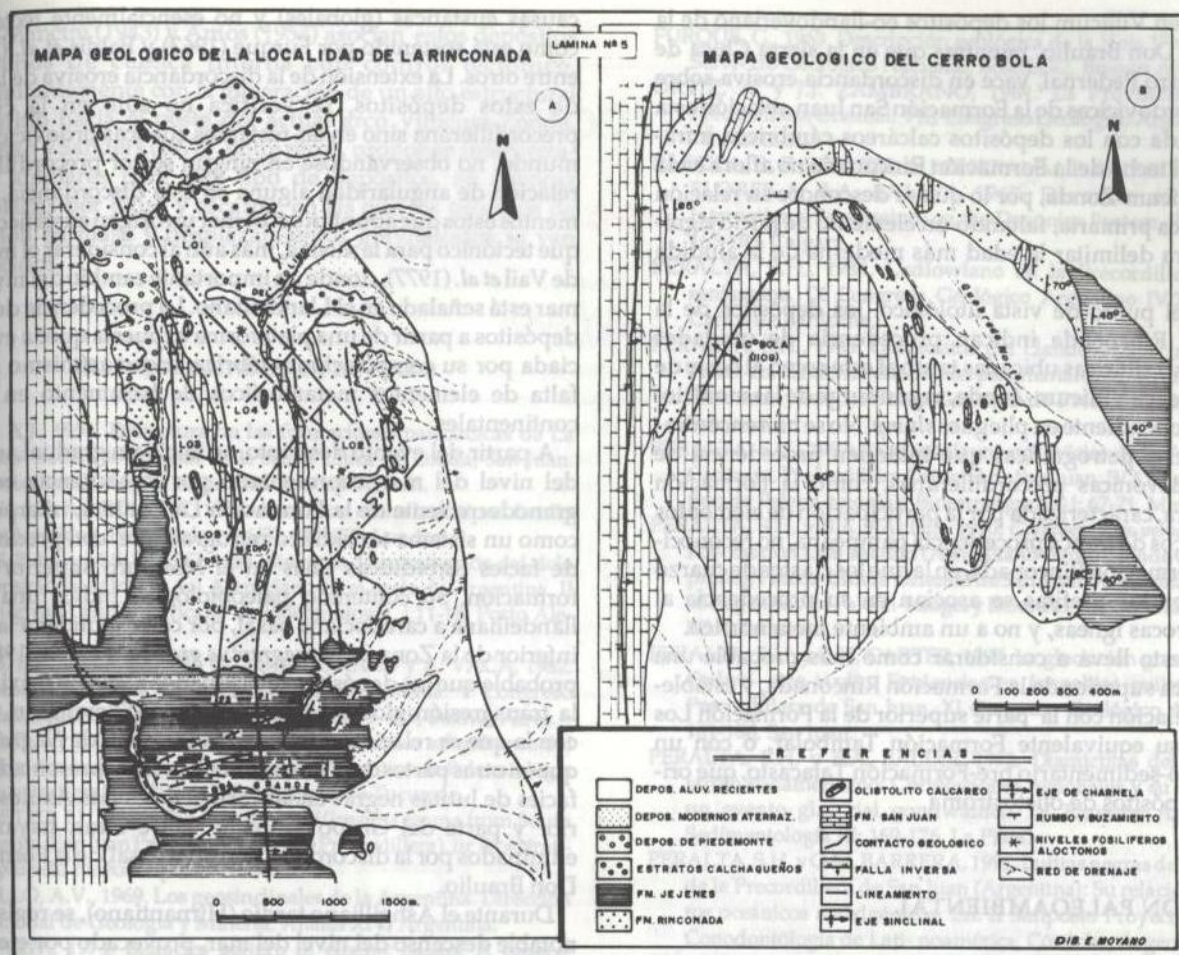
La base de la formación es una discordancia erosiva, que la separa de los depósitos eo-llandoverianos de la Formación Don Braulio en la sierra de Villicum, y de las calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan, en la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal (véase láminas 1B; 5A,B). Su techo se desconoce al desaparecer sus términos superiores hacia el este, por debajo de una cubierta de depósitos continentales terciarios en Villicum, y valle de los Potrerillos en el cerro Pedernal, o de sedimentitas carboníferas como ocurre en el cerro Bola, o bien por ambos depósitos como en La Rinconada (véase lámina 2A,B,C y D).

Consiste en depósitos de olistostroma o *mélange* sedimentaria, integrados por una mezcla compleja y heterogénea de bloques alóctonos de composición clástica y carbonática, inmersos en una matriz de trama clástica fina y coloración verdosa, caracterizándose por su estructura caótica o desordenada, que contrasta con la estratificación normal u "ordenada" de las unidades que le infrayacen, lo que llevó a caracterizarlos con la denominación de *wildflysch* (Fossa-Mancini, 1943; Amos, 1954, Borrello, 1969). Si bien estos depósitos no muestran estratificación normal, esta queda evidenciada por la naturaleza de su fábrica, caracterizada por la orientación preferencial, meridiana a sub-meridiana, de los bloques de caliza y rellenos de canal psefítico y/o psamítico. En la formación se reconocen los siguientes elementos líticos (véase láminas 4B y 5A):

- Bloques de caliza alóctonos (olistolitos), provenientes de la Formación San Juan. En general presentan forma elipsoidal y tamaño variable desde la decena de centímetros hasta 2,5 km de longitud, como aquellos de mayor tamaño reconocidos en el área de La Rinconada. Se verifica su procedencia de la parte superior de la Formación San Juan, y en ningún caso de las unidades cámbricas infrayacentes.

- Bloques de conglomerados deslizados: Consisten en depósitos de relleno de canal desplazados y rotados por deslizamiento gravitatorio, a pesar lo cual pueden reconocerse sus características primarias, las que resultan útiles a los fines de determinar su carácter alóctono. Están conformados por clastos de rocas sedimentarias e ígneas, a los que se asocian clastos de cuarzo texturalmente maduros.

- Depósitos heterolíticos deformados por desplazamiento gravitatorio. Consisten en capas alternantes de wackes y pelitas con estructura de Bouma, en las que predominan términos Tc y Te, en menor proporción Tb, frecuentemente con tope ondulado, que por sus características litológicas han favorecido el desarrollo y preservación de estructuras en *slump*, cuyas dimensiones alcanzan hasta el centenar de metros de espesor. A estos depósitos se asocian acumulaciones bioclásticas masivas, estratificadas o como pavimento bioclástico, que conjuntamente con las estructuras físicas observadas, permiten interpretarlas como depósitos de tor-



mentas o tempestitas.

- Depósitos de relleno de canal, integrados por conglomerados de variada composición, fábrica y textura. Cuando el relleno es arenoso, consisten en general de wackes cuarzosos de coloración verdosa, a veces guijarrosos, con estratificación paralela y lineación *parting*, o estratificación entrecruzada planar. Los canales alcanzan en algunos casos dimensiones de hasta decenas de metros, participando en su composición clastos de distintos tipos de rocas sedimentarias (areniscas, calizas, *chert*, margas, conglomerados) e ígneas (básicas y mesoácidas), a las que se asocian clastos de cuarzo texturalmente maduros. Es frecuente encontrar en estos depósitos, acumulaciones bioclásticas con estructura y fábrica diversas: masiva, estratificada o como pavimento bioclástico, indicando en este último caso colonización dentro de la zona fótica, en ambiente de plataforma.

- Depósitos de flujo de detritos: Consisten en depósitos masivos con mátrix fangolítica intensamente deformada, que contiene clastos de variado tamaño, composición y textura, conformados fundamentalmente por fragmentos de estratos de areniscas, y en menor proporción de conglomerados y caliza, a los que se asocian clastos resedimentados, texturalmente maduros, de rocas sedimentarias clásticas o bien de rocas ígneas básicas.

- Acumulaciones bioclásticas: Consisten en depósitos masivos o estratificados, que se presentan como relleno en la base

de canales arenosos, o como pavimento bioclástico en el tope de canales con relleno psefítico o psamítico, tratándose de acumulaciones transportadas o autóctonas, en depósitos alóctonos deslizados (olistostromas). Es frecuente observar el tope de canales con relleno psefítico, coronado por una costra de pavimento bioclástico, en general de menos de 10 cm de espesor, conformado por corales, crinoideos y braquiópodos, que indican colonización en ambiente de plataforma.

La edad silúrica superior de la Formación Rinconada se basa en los siguientes argumentos:

- los fósiles más modernos encontrados corresponden a elementos de la clásica valvifauna reconocida en el Silúrico superior de la Precordillera Central sanjuanina (Formaciones Los Espejos y Tambolar) que incluye como formas diagnósticas *Monograptus argentinus* Cuerda y *Monograptus uncinatus* var. *notouncinatus* Cuerda (Cuerda (1969). Los fósiles más antiguos encontrados corresponden a bloques de calizas procedentes de la Formación San Juan, del Ordovícico Temprano. En ninguna de las localidades consideradas, se han encontrado formas de la típica fauna de braquiópodos y trilobites del Devónico Inferior de la Formación Talacasto, por lo que no ha sido posible confirmar el registro de Amos y Boucot (1963), sobre la base del hallazgo de *Leptocoelia nuñezi*, como así tampoco de los restos de plantas por cuyo contenido se caracteriza la Formación Punta Negra;

- el sustrato más moderno de la Formación Rinconada, lo

constituye en Villicum los depósitos eo-llandoveriano de la Formación Don Braulio, mientras que en la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal, yace en discordancia erosiva sobre calizas eo-ordovícicas de la Formación San Juan, relación esta no observada con los depósitos calcáreos cámbricos infra-yacentes. El techo de la Formación Rinconada no aflora en la cuenca Villicum-Zonda, por lo que se desconoce su relación estratigráfica primaria, faltando un elemento de juicio significativo para delimitar la edad más moderna de la aludida formación.

- desde el punto de vista litológico, los depósitos de la Formación Rinconada indican procedencia de unidades ordovícicas y silúricas ubicadas tanto al este como al oeste de la actual cuenca Villicum-Zonda, según surge de las mediciones de paleopendiente en pliegues *slump*. No se han encontrado evidencias petrográficas que indiquen procedencia de unidades devónicas precordilleranas, como la Formación Punta Negra, caracterizada por la participación de elementos metamórficos de franca procedencia pampeana, no reconocidos en la Formación Rinconada, en la que los clastos de cuarzo presentes en las psefitas se asocian en su procedencia al cortejo de rocas ígneas, y no a un ambiente metamórfico.

Lo expuesto lleva a considerar como más probable una edad silúrica superior de la Formación Rinconada, y establecer su correlación con la parte superior de la Formación Los Espejos o su equivalente Formación Tambolar, o con un evento tecto-sedimentario pre-Formación Talacasto, que originó los depósitos de olistostroma.

EVOLUCION PALEOAMBIENTAL

En la Precordillera Central y Oriental, el sustrato de la sucesión marino-clástica eopaleozoica, está representado por depósitos calcáreos de plataforma miogeosinclinal de la Formación San Juan (Borrello, 1969). El pasaje entre ambas sucesiones está representado, en el ámbito precordillerano, por una zona de transición o transfacies (Baldís y Beresi, 1981), Miembro inferior de la Formación Gualcamayo en este trabajo, integrada por una alternancia de calizas y lutitas negras fosilíferas, de edad arenigiana en Guandacol y llanvirniana en Villicum, interpretadas por los citados autores como el inicio de una gradual profundización de la cuenca durante el Ordovícico temprano.

El acentuamiento del proceso de profundización y su evolución hacia condiciones euxínicas, está evidenciado por el notable desarrollo de lutitas negras (graptolutitas) en el Miembro superior de la Formación Gualcamayo. La relación de esta facies con un modelo de eventos oceánicos anoxigénicos, su correspondencia con cambios del nivel del mar de segundo y tercer orden (Vail *et al.* (1977), y su vinculación con significativos estadios de mar alto, son postulados por Peralta y Barrera (1992), condiciones estas que probablemente perduraron hasta el Llanvirniano alto-Llandeiliano inferior de acuerdo con el registro bioestratigráfico.

Durante el Llandeiliano (Zona de *H. teretiúsculus*), la depositación de las psefitas del Miembro inferior de la Formación La Cantera (=Fm. Las Vacas) se produjo en respuesta a un descenso del nivel del mar, el cual se interpreta relacionado a

causas eustáticas (globales) y no esencialmente tectónicas como está sostenido por Furque (1963) y Baldís *et al.* (1982), entre otros. La extensión de la discordancia erosiva de la base de estos depósitos, se verifica no sólo en la cuenca precordillerana sino en las restantes cuencas ordovícicas del mundo, no observándose en ningún sector precordillerano relación de angularidad alguna en esta discordancia, argumentos estos que apuntan a sostener un origen eustático antes que tectónico para la misma, más aún al considerar el modelo de Vail *et al.* (1977), donde un importante cambio del nivel del mar está señalado en el Llandeiliano. La procedencia de estos depósitos a partir de una plataforma expuesta queda evidenciada por su composición y fábrica, como asimismo por la falta de elementos metamórficos de basamento en áreas continentales.

A partir del evento descrito, se inicia un gradual ascenso del nivel del mar, representado por la secuencia estratigráfica decreciente de la Formación La Cantera, interpretada como un sistema turbidítico retrogradante, con predominio de facies turbidíticas finas en el Miembro superior de la formación. Su contenido paleobiológico indica una edad llandeiliana a caradociana basal, por corresponder a la parte inferior de la Zona de *Nemagraptus gracilis* (Peralta, 1987). Es probable que los depósitos relacionados al punto máximo de la transgresión global del Caradociano (Skevington, 1973), con la que se relaciona el apogeo de la Zona de *N. gracilis*, y que en otras partes de la Precordillera están representados por facies de lutitas negras en las formaciones Los Azules superior y parte del Grupo Trapiche, entre otras, hayan sido eliminados por la discordancia erosiva basal de la Formación Don Braulio.

Durante el Ashgilliano tardío (Hirnantiano), se registra un notable descenso del nivel del mar, provocado por efecto de la glaciación gondwánica, reconocida por Peralta y Carter (1990) en el Miembro diamictítico inferior de la Formación Don Braulio. La correlación continental e implicancias paleogeográficas de este evento, fueron analizadas e interpretadas por Peralta y Baldís (1992). Este descenso eustático fue seguido de un ascenso, evidenciado por el nivel psefítico basal del Miembro de fangolitas fosilíferas (Hirnantiano), interpretado como un cortejo transgresivo de plataforma por desglaciación, que evolucionó hacia facies de plataforma distal, con baja tasa de sedimentación pelítica, en el Miembro de fangolitas ocreas.

Estas condiciones se interrumpieron por un descenso eustático en el Llandoveriano temprano, Zona de *Atavograptus atavus*, evidenciado por las oolitas ferríferas del Miembro superior de la Formación Don Braulio, y la discontinuidad estratigráfica (contacto neto), que relaciona estos depósitos de plataforma interna con los de plataforma externa del miembro infra-yacente.

Un cambio drástico ocurre en el Ludloviano, con la sedimentación de los olistostromas de la Formación Rinconada (=Formación Mpgotes Negros), a los que se asocian olistolitos de calizas eo-ordovícicas provenientes de la Formación San Juan. Esta *melange* sedimentaria u olistostroma se inicia en su base con la discordancia erosiva que en Villicum la separa del Miembro ferrífero de la Formación Don Braulio, mientras que en la sierra Chica de Zonda y cerro Pedernal yace directamente sobre distintos niveles de caliza de la Formación San Juan.

Fossa-Mancini (1943) y Amos (1954) asocian estos depósitos a rellenos de cuenca interna con control tectónico, concomitantemente con la generación de un alto estructural submarino hacia el oeste del actual arco Villicum-Zonda. Friedman y Sanders (1978), entre otros, proponen interpretaciones similares para este tipo de depósitos, en cuencas controladas por talud y escarpe, en las que los procesos de remoción en masa y desplazamientos gravitatorios se ven favorecidos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- AMOS, A.J., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada. Pie oriental de la sierra Chica de Zonda, San Juan. Asociación Geológica Argentina Revista IX: 5-38.
- AMOS, A.J. & A.J. BOUCOT, 1963. A revision of the brachiopod family Leptocoelidae. Paleontology, 6(3): 440-457, London.
- BALDIS, B.A.J. y M.S. BERESI, 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el oeste de Argentina. II Congreso Latinoamericano de Paleontología, I:11-18, Porto Alegre.
- BALDIS, B.A.J., M.S. BERESI, O.L. BORDONARO y A. VACA, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas IV: 399-445, Buenos Aires.
- BALDIS, B.A. y T. BLASCO, 1975. Primeros trilobites ashgillianos del Ordovícico sudamericano. 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, I:399-445, San Miguel de Tucumán.
- BENEDETTO, J.L., 1986. The first typical *Hirnantia* Fauna from South America (San Juan Province, Argentine Precordillera). In: Biostratigraphie du Paléozoïque 4:439-447.
- BORRELLO, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XIV, Argentina.
- BYERS, C.W., 1974. Biofacies pattern in euxinic basins: A general model. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 25:5-17.
- CUERDA, A.J., 1969. Sobre las graptofaunas del Silúrico de San Juan. Ameghiniana Revista IV: 223-235, Argentina.
- DOTT, R.H., 1963. Dynamic of subaqueous gravity depositional processes. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 47: 104-128.
- FOSSA-MANCINI, E., 1943: Supuestos vestigios de glaciaciones del Paleozoico en Argentina. Rev. Museo La Plata 1: 406-437, Argentina.
- FRIEDMAN, G.M. & J.E. SANDERS, 1978. Principles of sedimentology. John Wiley & Sons, 792 pp., New York.
- FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol. Servicio Geológico Nacional, Boletín 92, Buenos Aires.
- ORTIZ, A. y J.J. ZAMBRANO, 1981. La Provincia Geológica Precordillera Oriental. VIII Congreso Geológico Argentino, III:59-74, San Luis.
- PADULA, E., E. ROLLERI, A. MINGRAMM, P. CRIADO ROQUE, M. FLORES & B.A. BALDIS, 1967. Devonian of Argentina. International Symposium on the Devonian System, Proceeding 2: 165-193, Calgary.
- PERALTA, S.H., 1984. Ludlowiano en la Precordillera Oriental sanjuanina. IX Congreso Geológico Argentino IV:296-304, San Carlos de Bariloche.
- PERALTA, S.H., 1985. Graptolitos del Llandoveryano inferior en el Paleozoico inferior clásico del pie oriental de la sierra de Villicum. Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera, p. 134-138, San Juan.
- PERALTA, S.H., 1987: La graptofauna ordovícica de la Formación La Canteira, Precordillera Oriental de San Juan. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, I: 67-71, Mendoza.
- PERALTA, S.H. y B.A. BALDIS, 1990. *Glyptograptus persculptus* en la Formación Don Braulio (Ashgilliano tardío-Llandoveryano temprano), Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. V Congreso Argentino de Paleontología y Bioestrat. En: Correlac. Geológica Nº 7, Tucumán.
- PERALTA, S.H. y C.H. CARTER, 1990. La glaciación gondwánica del Ordovícico tardío: Evidencias en fangolitas guijarrosas de la Precordillera de San Juan. XI Congreso Geológico Argentino II: 181-186, San Juan.
- PERALTA, S.H. y B.A. BALDIS, 1992. Diamictitas del Ordovícico tardío sudamericano: Correlaciones regionales y su relación con un evento glacial gondwánico. IV Reunión Argentina de Sedimentología III: 169-176, La Plata.
- PERALTA, S.H. y O.M. BARRERA, 1992. Lutitas negras del Ordovícico de la Precordillera de San Juan (Argentina): Su relación con eventos oceánicos anoxigénicos. En: II Simposio Proyecto 270 IGCP, Conodontología de Latinoamérica, Córdoba, Argentina.
- SARMIENTO, G.N., 1985. La Biozona de *Amorphognathus variabilis-Eoplacognathus pseudoplanus* (Conodonta), Llanvirniano inferior, en el flanco oriental de la sierra de Villicum. Primeras Jornadas Sobre Geología de Precordillera, I: 119-123, San Juan, Argentina.
- SKEVINGTON, D., 1973: Ordovician graptolites. En: Hallam, A. (Ed.) Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier Sc. Publ. Amsterdam.
- VAIL, P.R., R.M. MITCHUM & S. THOMPSON III, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C.E. (Ed.), Seismic Stratigraphy: Applications to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 26: 83-97, Tulsa.
- VOLKHEIMER, W., E.D. PÖTHE DE BALDIS y B.A. BALDIS, 1981. Quitinozoos del Silúrico inferior.