

TRABAJO 1-

ESTRATIGRAFIA DEL PRECAMBRICO SEDIMENTARIO DE OLAVARRIA, SIERRAS BAYAS, PROVINCIA DE BUENOS AIRES, ARGENTINA.

ESTANTERIA CONGRESOS
UBICACION

Daniel Gustavo Poiré

Centro de Investigaciones Geológicas, calle 1 Nro. 644, (1900) La Plata, Argentina.

ABSTRACT. Sedimentological and mineralogical studies of the Upper Precambrian sedimentary cover (177 m thick) from Núcleo Septentrional of the Sierras Bayas, near Olavarría, have allowed to distinguish three depositional sequences separated by unconformities. The name Sierras Bayas Group is formally proposed by this succession.

The oldest depositional sequence named here Villa Mónica Formation (52 m thick) shows upwards two sedimentary facies assemblages: "Quartz-Arkosic S. F. A." and "Dolostones and Shales S. F. A.". The lower one is composed by shallow marine siliciclastics rocks (conglomerates, quartz and arkosic sandstones, diamictites and shales) and the upper one by marine shelf stromatolitic dolostones and shales. Stromatolite assemblage and Rb/Sr data show an age of 800-900 Ma for this unit.

The second depositional sequence named here Cerro Largo Formation (75 m thick) consists of basal chert breccia, fine stratified glauconitic shales and fine-grained sandstones (Shales and Sandstones S. F. A.), cross bedding quartz arenites (Quartzites S. F. A.), and siltstones and claystones (Pelites S. F. A.). This sequence represents a shallowing towards the top deposition from a subtidal nearshore to intertidal flat environments. Its age of 700-800 Ma is known by Rb/Sr analysis.

The youngest depositional sequence named Loma Negra Formation (40 m thick) comprise red and black micritic limestones whose sedimentological and geochemical characteristics suggest a carbonate ramp, shelves and lagoon sedimentary environments. This unit is overlying by Cerro Negro Formation which is probably of Vendian age.

INTRODUCCION

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires (Harrington, 1956), también denominadas Tandilia (Nágera, 1940), se extienden con rumbo NO-SE desde las lomadas de Quillalauquén hasta Mar del Plata, por más de 300 Km. En el sector noroeste de esta provincia geológica, al sudeste de Olavarría (Fig. 1), afloran una serie de unidades litoestratigráficas precámbricas, las cuales han recibido distintas denominaciones ("Tinta Sandstones", Heusser y Claraz, 1963; "Estratos de La Tinta", Tapia, 1937; "Grupo Tandil", "Formación La Tinta" y "Formación Caliza Loma Negra", Borrello, 1966; "Formación La Tinta" y "Formación Loma Negra", Antonioli, 1969; y "Formación Sierras Bayas", Dalla Salda e Iñiguez, 1978).

Estas unidades, están compuesta esencialmente por una amplia gama de rocas sedimentarias silicoclásticas y carbonáticas, de muy variada naturaleza: conglomerados, bre-

chas, arenitas, vaques, fangolitas, limolitas, arcilitas, lutitas, mudstones, grainstones, boundstones dolomíticos estromatolíticos y ftanitas. Esta complejidad litológica y la gran multiplicidad de estructuras sedimentarias, dan una idea primaria de la diversidad de procesos físicos, químicos y biológicos que intervinieron durante su formación, así como de la variedad de ambientes de deposición.

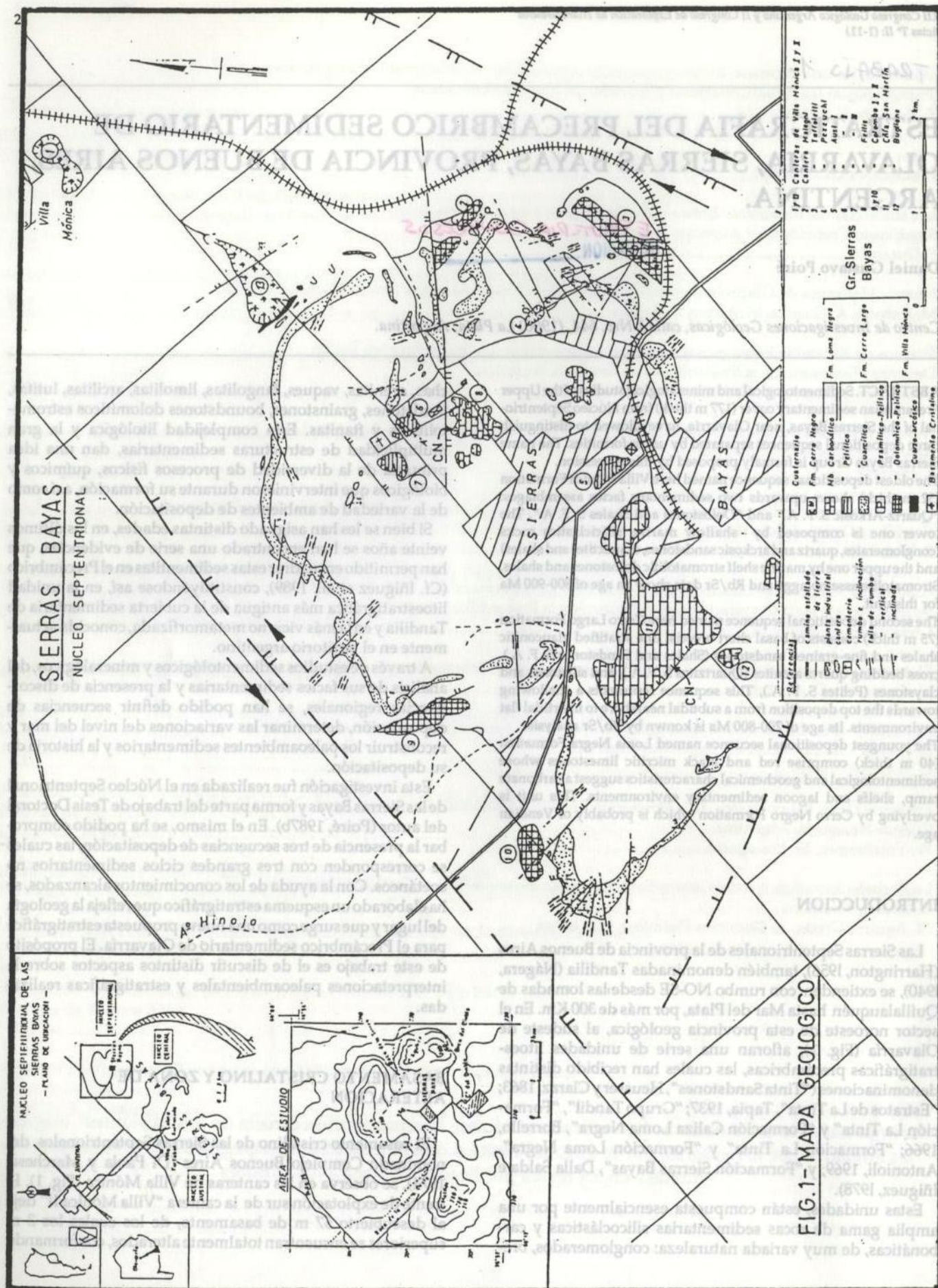
Si bien se les han asignado distintas edades, en los últimos veinte años se han encontrado una serie de evidencias, que han permitido encuadrar estas sedimentitas en el Precámbrico (Cf. Iñiguez et al., 1989), constituyéndose así, en la unidad litoestratigráfica más antigua de la cubierta sedimentaria de Tandilia y en la más vieja no metamorfizada, conocida actualmente en el territorio argentino.

A través de estudios sedimentológicos y mineralógicos, del análisis de sus facies sedimentarias y la presencia de discordancias regionales, se han podido definir secuencias de deposición, determinar las variaciones del nivel del mar y reconstruir los paleoambientes sedimentarios y la historia de su deposición.

Esta investigación fue realizada en el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas y forma parte del trabajo de Tesis Doctoral del autor (Poiré, 1987b). En el mismo, se ha podido comprobar la presencia de tres secuencias de deposición, las cuales se corresponden con tres grandes ciclos sedimentarios no coetáneos. Con la ayuda de los conocimientos alcanzados, se ha elaborado un esquema estratigráfico que refleja la geología del lugar y que surge como una nueva propuesta estratigráfica para el Precámbrico sedimentario de Olavarría. El propósito de este trabajo es el de discutir distintos aspectos sobre la interpretaciones paleoambientales y estratigráficas realizadas.

BASAMENTO CRISTALINO Y ZONA DE ALTERACION

El basamento cristalino de las Sierras Septentrionales, denominado Complejo Buenos Aires (Di Paola y Marchese, 1974), se observa en las canteras de Villa Mónica (Fig. 1). El frente de explotación sur de la cantera "Villa Mónica II" deja al descubierto 57 m de basamento, de los cuales los 3 m superiores se encuentran totalmente alterados, conformando



la zona de alteración del basamento. La cubierta sedimentaria se encuentra apoyada en discordancia sobre el basamento que tiene su parte superior alterada.

Los tipos de rocas presentes en este sector del basamento cristalino, son: granitoides (rojizos y gris verdosos, granudos, macizos, homogéneos, de grano mediano a grueso, textura granoblástica suturada, con cuarzo, microlino, biotita y escasos mafitos), migmatitas (leucosoma: grano grueso, granoblástico, con cuarzo, microclino y escasa mica; melanosoma: grano fino, granoblástico a lepidoblástico, con cuarzo, plagioclasa, abundante biotita, hornblenda, hipersteno y diópsido) y milonitas (en zonas de falla, granoclástica en típica textura de mortero homogénea, con cuarzo y feldespatos totalmente fracturados).

En la cantera de "Villa Mónica II" (en su frente Este), existe una zona en la cual los granitoides y las migmatitas se presentan sumamente alterados por acción probablemente hidrotermal. Son rocas de coloración gris verdoso por sus feldespatos y mafitos alterados. Petrográficamente se observa cuarzo, feldespatos con alteración sericitica, minerales máficos cloritizados y abundante calcita difundida y en venas.

El nivel de alteración del basamento se dispone entre las metamorfitas frescas y la cubierta sedimentaria, conformando una arcosa residual o saprolito ("gruss"), muy friable, de colores amarillentos, rojizos, verdes y grises, con pseudoestratificación, compuesta por cuarzo (fracturados), microclino y plagioclasa (levemente alterados y ausentes en la parte inferior), biotita, muscovita, matriz arcillosa illítica y óxidos de hierro. Los mafitos, calcita y cloritas que formaban parte de las rocas del basamento, no se preservan en esta zona de alteración. La matriz arcillosa es más abundante en la parte inferior (70 %) que en la superior (25 %).

CUBIERTA SEDIMENTARIA

Sobre la base de los perfiles relevados (Fig. 2), se han podido determinar para la cubierta sedimentaria de Sierras Bayas en esta área de estudio, 20 facies sedimentarias que abarcan 177 m de espesor, reunidas en seis asociaciones de facies sedimentarias y en tres secuencias de depositación.

De acuerdo con el esquema estratigráfico clásico (enunciado por Nágera, 1919; González Bonorino, 1954; modificado por Poiré e Iñiguez, 1984), la cubierta sedimentaria precámbrica, está dividida en seis miembros informales: cuarcitas inferiores, dolomías, psamopelitas, cuarcitas superiores, pelitas y calizas. La relación entre estas unidades, las asociaciones de facies sedimentarias y las facies sedimentarias aquí descritas, está representada en el Cuadro I.

La "Primera Secuencia de Depositación" (52 m de espesor), está limitada por discordancias erosivas en la base y en el techo e incluye dos asociaciones de facies sedimentarias: una inferior cuarzo-arcósica y otra superior dolomítica y pelítica. La posibilidad de que entre ambas exista una superficie de erosión ha sido evaluada, pero hasta ahora no se han encontrado evidencias en ese sentido.

Luego se apoya la "Segunda Secuencia de Depositación" (75 m de espesor), la cual está delimitada en la base por una

superficie discordante erosiva y en el techo por una discordancia. Está conformada por la Asociación de Facies Psamíticas y Pelíticas, la Asociación de Facies Cuarcíticas y la Asociación de Facies Pelíticas.

Finalmente yace la "Tercera Secuencia de Depositación" (40 m de espesor) esencialmente carbonática, con base discordante de bajo ángulo y techo erosivo. Este último fue estudiado por Barrio *et al.* (1991), quienes detectaron una importante superficie erosiva por disolución kárstica, previo al desarrollo de la Formación Cerro Negro (Iñiguez y Zalba, 1974). Esta secuencia está conformada por la Asociación de Facies Carbonáticas.

ANÁLISIS PALEOAMBIENTAL Y DE SECUENCIAS DE DEPOSITACION

El análisis paleoambiental de estos depósitos se realizó sobre la base de datos referidos a características sedimentológicas de campo, texturales y mineralógicas (petrografía, difracción de rayos X y microscopía electrónica), geoquímicas, así como el estudio de paleocorrientes, morfología de estromatolitos y contenido de trazas fósiles. A tal fin se ha seguido un orden secuencial ascendente, desde la zona de alteración del basamento hasta la discordancia con la Formación Cerro Negro.

PRIMERA SECUENCIA DE DEPOSITACION - PRIMER CICLO SEDIMENTARIO (I)

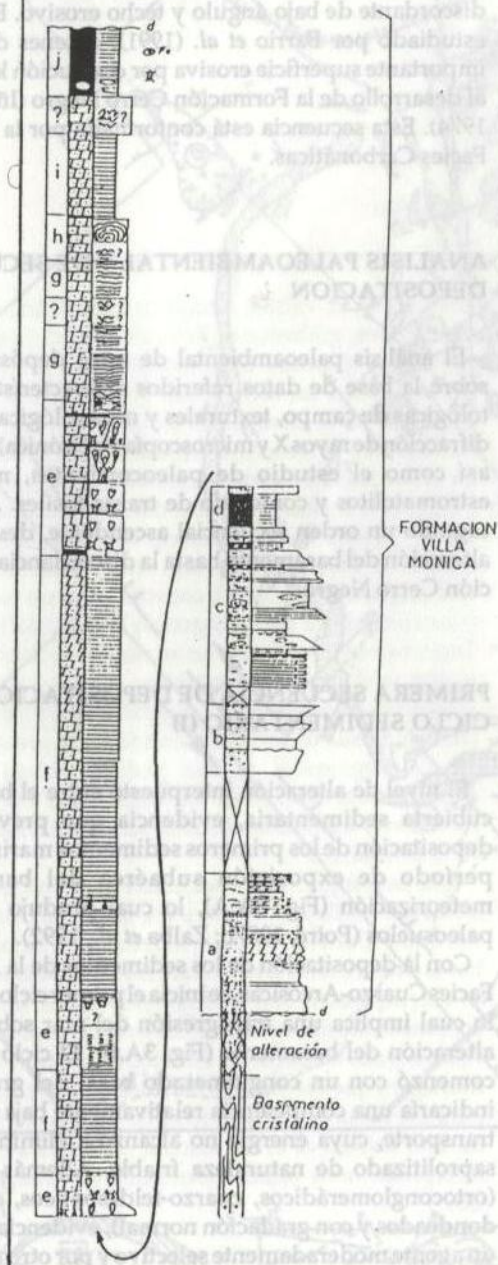
El nivel de alteración interpuesto entre el basamento y la cubierta sedimentaria, evidencia que previamente a la depositación de los primeros sedimentos marinos, existió un período de exposición subaérea del basamento con meteorización (Fig. 3A.A), lo cual produjo este nivel de paleosuelos (Poiré, 1987b; Zalba *et al.*, 1992).

Con la depositación de los sedimentos de la Asociación de Facies Cuarzo-Arcósicas, se inicia el primer ciclo sedimentario, lo cual implica una transgresión del mar sobre la zona de alteración del basamento (Fig. 3A.B). El ciclo sedimentario comenzó con un conglomerado basal del grano fino, que indicaría una competencia relativamente baja del agente de transporte, cuya energía no alcanzó a eliminar el sustrato saprolitizado de naturaleza friable. Además estos bancos (ortoconglomerádicos, cuarzo-feldespatícos, de granos redondeados y con gradación normal), evidencian por un lado un agente moderadamente selectivo y por otro una velocidad de sedimentación relativamente alta, ya que los feldespatos se mantienen poco alterados.

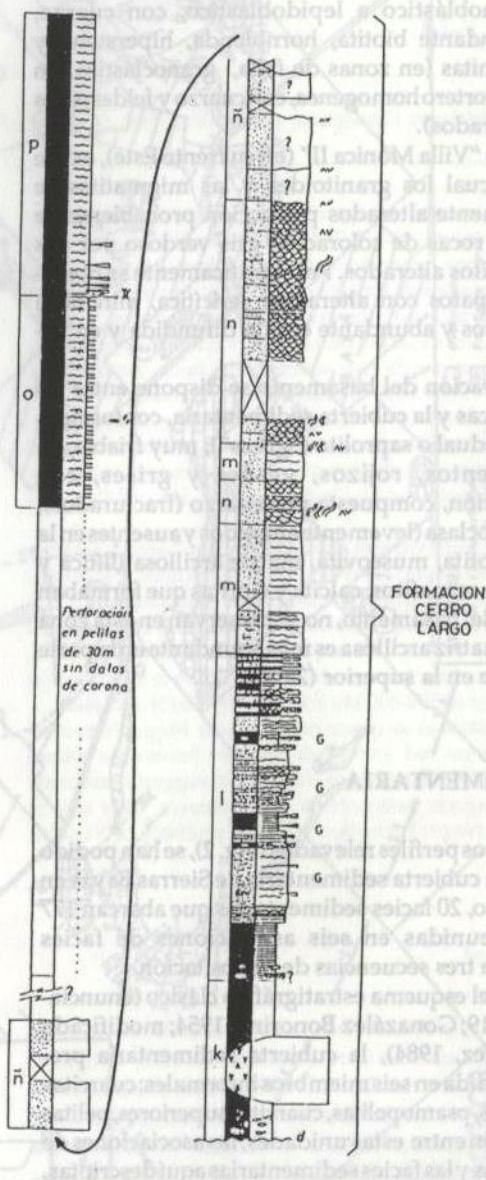
La secuencia madura composicionalmente y texturalmente hacia arriba, ya que se van apilando vaques arcósicas, arenitas subarcósicas y finalmente arenitas cuarzosas, lo cual refleja un agente cada vez más selectivo, de menor competencia y condiciones litorales más estables, con velocidades de sedimentación más lentas, ya que los feldespatos tienden a desaparecer paulatinamente.

La facies lutítica con algunos niveles delgados de areniscas

PRIMERA SECUENCIA



SEGUNDA SECUENCIA

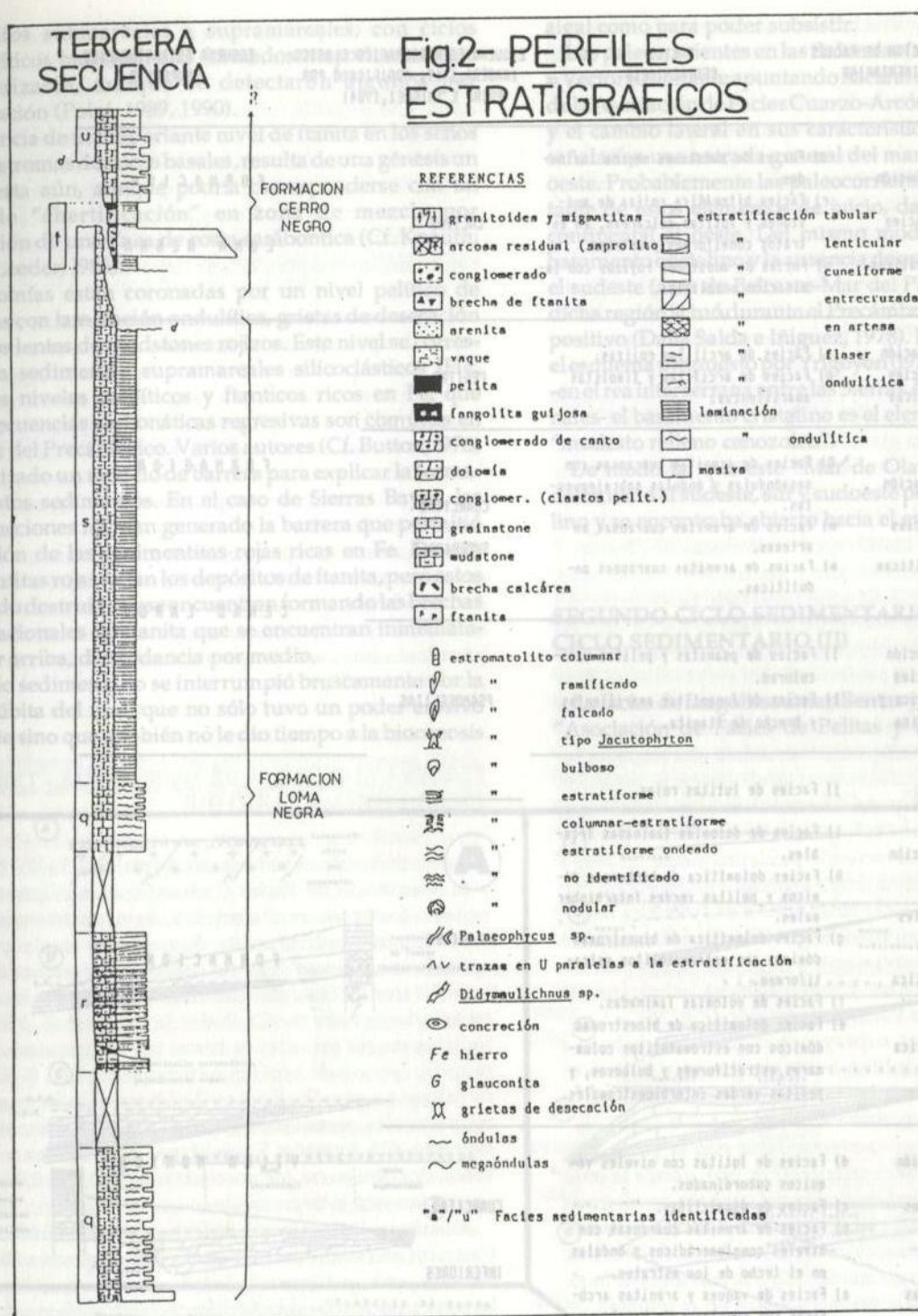


que coronan esta sucesión silicoclástica, se corresponderían con un ambiente de muy baja energía. La fisilidad y la ausencia de estructuras tractivas, hacen pensar en aguas estancas (laguna costera?). Los niveles psamíticos intercalados, habrían sido producidos por pulsos esporádicos de flujos relativamente más energéticos.

En determinado momento se produjeron los cambios ambientales que provocaron el pasaje de una secuencia

silicoclástica a una esencialmente carbonática (Fig. 3A.C). En primer lugar, se crearon las condiciones fisicoquímicas necesarias para la formación de carbonatos y la proliferación de algas cianofíceas y/o bacterias. Asimismo se debió haber formado una barrera que impidió la llegada de material terrígeno al mar.

El desarrollo de grandes estromatolitos, evidencia que en este estadio reinaron condiciones climáticas tropicales a



subtropicales, con aguas cálidas, de buena circulación, cristalinas, sin material suspensivo, saturadas en carbonatos, con pH mayor a 8 y de poca profundidad con buena penetración de la luz. Si bien las algas colonizaron el litoral silicoclástico gracias a las nuevas condiciones, ellas mismas produjeron un mejoramiento en los parámetros fisicoquímicos que controlan la precipitación de carbonatos. Esto es así, dado que las algas al realizar fotosíntesis entregan O_2 al medio marino y

hacen disminuir la presión de CO_2 y aumentar el pH.

De modo tal que comenzó la colonización de este litoral marino, a través de tapices algales que formaron bioconstrucciones estromatolíticas (Fig. 3A,C), originalmente de calcita magnesiana, que por distintos estados diagenéticos hoy se manifiestan como dolomías (Poiré, 1987a y b). Los distintos ambientes que marcan las bioconstrucciones estromatolíticas evidencian de base a techo, una regresión general (Fig. 3A.D)

ASOCIACION DE FACIES SEDIMENTARIAS	FACIES SEDIMENTARIA	ESQUEMA ESTRATIGRAFICO CLASICO (NAGERA, 1919; MODIFICADO POR POIRE E IRIGUEZ, 1984)	ESQUEMA ESTRATIGRAFICO PROPUESTO
Asociación de facies carbonáticas	s) Facies de mudstones negros lamina-dos. r) Facies bitemática rojiza de mud-stones y lutitas calcáreas, en es-tratos cuneiformes y artesas. q) Facies de mudstones rojizos con la-minación ondulítica.	CALIZAS	FORMACION LOMA NEGRA
Asociación de facies pelíticas	p) Facies de arcilitas rojizas. o) Facies de arcilitas y limolitas amarillentas.	PELITAS	
Asociación de facies cuarcíticas	n) Facies de arenitas cuarzosas con megaóndulas y óndulas sobreimpues-tas. m) Facies de arenitas cuarzosas en artesas. l) Facies de arenitas cuarzosas on-dulíticas.	CUARCITAS SUPERIORES	FORMACION CERRO LARGO
Asociación de facies psamítica y pelítica	i) Facies de psamitas y pelitas vari-colores. k) Facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita.	PSAMOFELITAS	
Asociación de facies dolomítica y pelítica	j) Facies de lutitas rojas. i) Facies de dolomías laminadas fria-bles. h) Facies dolomítica de biohermas dó-micos y pelitas verdes interbioher-males. g) Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos estra-tiformes. f) Facies de dolomías laminadas. e) Facies dolomítica de bioestromas dómicos con estromatolitos colum-nares, estratiformes y bulbosos, y pelitas verdes interbioestromales.	DOLOMIAS	FORMACION
Asociación de facies cuarzo-arcóscas	d) Facies de lutitas con niveles vá-quicos subordinados. c) Facies de diamictitas. b) Facies de arenitas cuarzosas con niveles conglomerádicos y óndulas en el techo de los estratos. a) Facies de vaques y arenitas arcó-sicas con conglomerado basal.	CUARCITAS INFERIORES	VILLA MONICA

Cuadro 1: Relación entre las asociaciones de facies y facies sedimentarias, con el ordenamiento estratigráfico clásico y el esquema estratigráfico propuesto para el Grupo Sierras Bayas.

de depósitos submareales a supramareales, con ciclos estromatolíticos bioestromales formados mayoritariamente por somerizacin, aunque se detectaron algunos por profundización (Poiré, 1989, 1990).

La presencia de un importante nivel de ftanita en los senos de los bioestromas dómicos basales, resulta de una génesis un tanto incierta aún, aunque podría corresponderse con un modelo de "chertificación" en zona de mezcla por progradación de una línea de costa carábontica (Cf. Knauth, 1979, fide Leeder, 1982).

Las dolomías están coronadas por un nivel pelítico de lutitas rojas con laminación ondulítica, grietas de desecación y pequeños lentes de mudstones rojizos. Este nivel se corresponde con sedimentos supramareales silicoclásticos (Fig. 3A.D). Los niveles arcilíticos y ftánticos ricos en Fe, que coronan secuencias carbonáticas regresivas son comunes en secuencias del Precámbrico. Varios autores (Cf. Button, 1976) han encontrado un modelo de barrera para explicar la formación de estos sedimentos. En el caso de Sierras Bayas, las bioconstrucciones habrían generado la barrera que permitió la formación de las sedimentitas rojas ricas en Fe. En esta facies de lutitas rojas faltan los depósitos de ftanita, pero estos habrían sido destruidos y se encuentran formando las brechas intraformacionales de ftanita que se encuentran inmediatamente por arriba, discordancia por medio.

Este ciclo sedimentario se interrumpió bruscamente por la entrada súbita del mar, que no sólo tuvo un poder erosivo importante sino que también no le dio tiempo a la biocenosis

algal como para poder subsistir.

Las paleocorrientes en las dolomías (vectores N 255 y N 300 = Vector Resultante apuntando hacia al oeste), el acuífamiento de la Asociación de Facies Cuarzo-Arcósicas hacia el sudoeste y el cambio lateral en sus características sedimentológicas, señalarían una entrada general del mar desde el este hacia el oeste. Probablemente las paleocorrientes sean el más importante de estos elementos de juicio, dado que ubica el área continental al oeste. Del mismo modo, la disposición del basamento cristalino y la ausencia de estas sedimentitas hacia el sudeste (área de Balcarce-Mar del Plata) evidenciaría que dicha región actuó durante el Precámbrico como un elemento positivo (Dalla Salda e Iñiguez, 1978). De igual modo, según el esquema propuesto por Yrigoyen (1975), hacia el sur y oeste -en el rea interserrana entre las Sierras Australes y Septentrionales- el basamento cristalino es el elemento positivo con un "modesto relleno cenozoico".

De modo tal que este "Mar de Olavarría" habría estado delimitado al sudeste, sur y sudoeste por el basamento cristalino y se encontraba abierto hacia el este y noroeste.

SEGUNDO CICLO SEDIMENTARIO - SEGUNDO CICLO SEDIMENTARIO (II)

La facies de fangolitas amarillentas y brecha de ftanita de la "Asociación de Facies de Pelitas y Psamitas" (fangolitas,

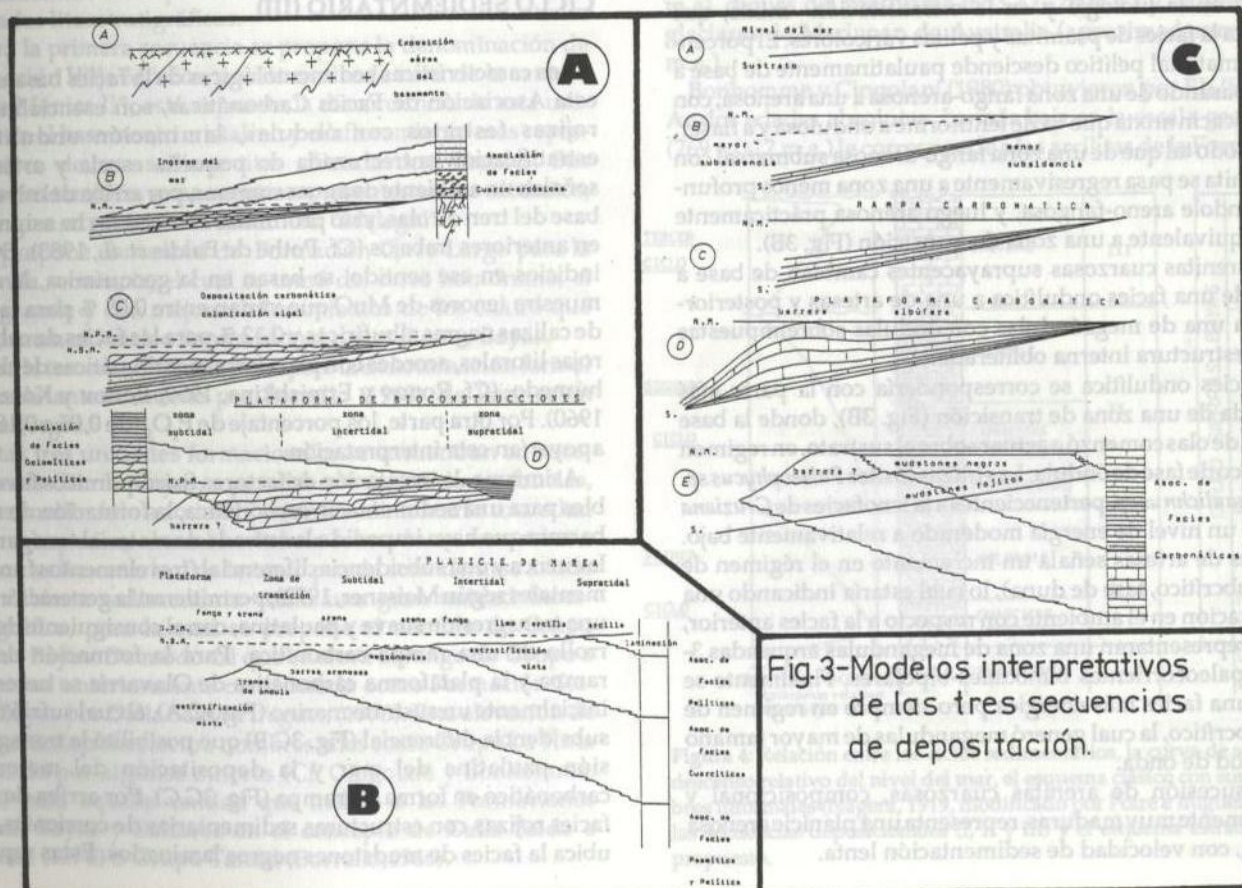


Fig.3-Modelos interpretativos de las tres secuencias de depositación.

brechas de ftanita y brechas diamictíticas, en litosomas interdigitados y sin clastos carbonílicos), revela que pudo haber sido formada por un agente enérgico, que fue acumulando distintos sedimentos de acuerdo al sustrato que iba erosionado. Cuando se nutrió de pelitas supratidales, dejó fangolitas, y cuando se encontró con grandes niveles de ftanita, formó gravas ftánicas residuales o bien las mezcló con pelitas para sedimentar sin selección el material que pasó a ser posteriormente brechas diamictíticas. De modo tal que la calidad de la depositación estuvo controlada más por un problema de aporte, que de selección del propio agente. Asimismo los intraclastos carbonílicos se debieron haber disuelto, dado que el Ph y el Eh bajaron sustancialmente, tal cual lo evidencia la presencia de cubos de piritosferas (oxidados posteriormente a hematita y magnetita), los cuales sugieren un Ph debajo de 8 y un Eh entre 0 y -0,4 (Poiré, 1987).

La presencia de mica glauconítica en las sedimentitas que están inmediatamente por arriba, es un buen indicador paleoambiental, ya que se forma en un mar abierto de plataforma estable (velocidad de sedimentación muy baja) a profundidades mayores a los 50 m, en condiciones de Ph entre 7 y 8 y Eh levemente negativo (Odin y Matter, 1981). Asimismo, su presencia evidenciaría, de acuerdo al ciclo geoquímico del Fe en costas, un evento transgresivo. Esto es así ya que los sedimentos menos profundos, los cuales son un buen sustrato parental, pasan a ocupar profundidades mayores a los 50 m en donde se glauconitizan. De igual modo su ubicación en la zona basal de una secuencia silicoclástica marina y su posterior decrecimiento vertical paulatino, señala una etapa regresiva posterior. Esto es corroborado también por la variación vertical en la litología y en la estratificación mixta, que presenta la facies de psamitas y pelitas varicolores. El porcentaje de material pelítico desciende paulatinamente de base a techo, pasando de una zona fango-arenosa a una arenosa, con estratificación mixta que va de lentiforme a ondulosa y a flaser.

De modo tal que de una zona fango-arenosa submareal con glauconita se pasa regresivamente a una zona menos profunda de índole areno-fangosa, y luego arenosa prácticamente pura, equivalente a una zona de transición (Fig. 3B).

Las arenitas cuarzosas suprayacentes cambian de base a techo, de una facies ondulítica a una de artesas y posteriormente a una de megaóndulas con óndulas sobreimpuestas con su estructura interna obliterada.

La facies ondulítica se correspondería con la parte más profunda de una zona de transición (Fig. 3B), donde la base del tren de olas comenzó a actuar sobre el sustrato, en régimen subcrítico de fase de óndula. Las trazas fósiles *Palaeophycus* sp. y *Didymaulichnus* sp. pertenecientes a la icnofacies de *Cruziana* indican un nivel de energía moderado a relativamente bajo. La facies de artesas señala un incremento en el régimen de flujo (subcrítico, fase de duna), lo cual estaría indicando una somerización en el ambiente con respecto a la facies anterior, ya que representarían una zona de megandulas arqueadas 3-D, con paleocorrientes bimodales-bipolares. Finalmente se pasó a una facies más enérgica pero siempre en régimen de flujo subcrítico, la cual generó megandulas de mayor tamaño y longitud de onda.

Esta sucesión de arenitas cuarzosas, composicional y texturalmente muy maduras, representa una planicie arenosa subtidal, con velocidad de sedimentación lenta.

El contacto con las pelitas que las cubren es de tipo transicional intercalado con estratificación mixta del tipo ondulosa. La facies de arcilitas y limolitas amarillentas presenta una estratificación mixta muy conspicua, que va de ondulosa a lentiforme en sentido ascendente. Las capas limolíticas presentan una estratificación entrecruzada de pequeña escala, por óndulas de tracción-decantación. La estratificación mixta está acompañada de cuerpos lenticulares, rellenos con material similar al de las sedimentitas que los contienen, que responderían a depósitos de canal de planicies de marea.

Todos estos elementos y la presencia además de niveles de minerales pesados en las limolitas, conducen a interpretar a estas facies pelíticas como un subambiente intermareal de una planicie de marea, con rango meso a macromareal (Cf. Reineck y Singh, 1975; Reading, 1978). Asimismo, la facies de arcilitas rojizas marcaría una zona supramareal, en donde las lentes arenosas verdes podrían inferirse como cargas tractivas que llegan a esta zona supramareal, en forma esporádica durante tormentas.

La presencia de glauconita en los sedimentos basales de plataforma ubicaría a esta unidad sedimentaria en una costa de mar abierto, por lo cual se infiere a partir del modelo de sedimentación propuesto, una zona sublitoral amplia con grandes barras arenosas que reduzcan sensiblemente la energía del oleaje (Fig. 3B).

TERCERA SECUENCIA SEDIMENTARIA - TERCER CICLO SEDIEMNTARIO (III)

Las características sedimentológicas de la facies basales de esta Asociación de Facies Carbonáticas, son esencialmente rojizas (estratos con óndulas, laminación ondulítica, estratificación entrecruzada de pequeña escala y artesas), señalan un ambiente de aguas someras, por arriba del nivel de base del tren de olas, y no profundas como se las ha asignado en anteriores trabajos (Cf. Pothe de Baldi et al., 1983). Otros indicios en ese sentido, se basan en la geoquímica, la cual muestra tenores de MnO que varían entre 0,05 % para facies de calizas negras albufricas y 0,12 % para las facies de calizas rojas litorales, acordes con plataformas carbonáticas de clima húmedo, (Cf. Ronov y Ermishkina, 1959; Ronov y Korzina, 1960). Por otra parte, los porcentaje de P_2O_5 (de 0,05 a 0,18 %) apoyarían esta interpretación.

Asimismo, la instalación de factores fisicoquímicos favorables para una sedimentación carbonática, la formación de una barrera que haya impedido la entrada de material terrígeno a la cuenca y una subsidencia diferencial (tres elementos fundamentales según Meissner, 1972), permitieron la generación de una transgresión suave y paulatina, con el consiguiente desarrollo de una rampa carbonática. Para la formación de la rampa y la plataforma carbonática de Olavarría se necesitó inicialmente un sustrato marino (Fig. 3C.A), el cual sufrió una subsidencia diferencial (Fig. 3C.B) que posibilitó la transgresión paulatina del mar y la depositación del material carbonático en forma de rampa (Fig. 3C.C). Por arriba de las facies rojizas con estructuras sedimentarias de corrientes, se ubica la facies de mudstones negros laminados. Estas repre-

sentan una zona de aguas calmas, ricas en materia orgánica, que por sus características sedimentarias y por su características geoquímicas (fundamentalmente el contenido de SiO_2 , MnO y P_2O_5), indican un ambiente de albuferas. Es posible inferir, que esta laguna costera se formó al pasar de un estado de rampa a uno de plataforma, vale decir que en la zona marginal se creó un abultamiento que actuó de barrera y generó la albufera (Fig 3C.D).

Finalmente, un paisaje krístico se instaló en la región a causa de un brusco descenso del nivel del mar y exposición subaérea de la plataforma (Barrio *et al.*, 1991).

DISCUSION

Esquema estratigráfico propuesto

Sobre la base de lo anteriormente expuesto, se puede observar que esta cubierta precámbrica está conformada por tres secuencias de depositación, las cuales se corresponden respectivamente con otros tantos ciclos sedimentarios no coetáneos. Sus características hacen que se diferencien entre sí y reunan todos los requisitos necesarios para considerar a estas secuencias como Formaciones, y a las asociaciones de facies como Miembros.

En la Figura 4 se han esquematizado los ciclos sedimentarios con sus curvas de transgresión-regresión, la denominación anterior de Nágera (1919, modificado por Poiré e Iñiguez, 1984), las secuencias de depositación y sus equivalencias con las unidades litoestratigráficas.

Para la primera secuencia se propone la denominación de Formación Villa Mónica, puesto que en la zona de la cantera "Villa Mónica II", está expuesta la discordancia de esta unidad con el basamento cristalino y el afloramiento más representativo de sus sedimentitas silicoclásticas basales. Sus dolomías también se encuentran presentes en los alrededores, con buena exposición en la cantera "Malegni".

Se propone el nombre de Formación Cerro Largo para la segunda secuencia, el cual se tomó del cerro homónimo, el más grande y con mejores afloramientos de los cuatro que conforman el Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas.

Para la tercera secuencia se respetó la denominación formal utilizada anteriormente por Borrello (1963), de Formación Loma Negra.

Estas tres unidades formacionales se encuentran en sucesión en las Sierras Bayas, separadas entre sí por discordancias, correspondiéndole a todo el paquete sedimentario una edad rifeana superior, el cual se habría formado en una misma cuenca sedimentaria. Por lo tanto puede considerarse a toda esta cubierta sedimentaria como una gran unidad litoestratigráfica, para la cual se propone el nombre de Grupo Sierras Bayas. De modo tal que se eleva al rango de Grupo a la unidad anteriormente considerada como Formación Sierras Bayas por Dalla Salda e Iñiguez (1978). Esta elevación de categoría deja sin efecto a nombres tales como Grupo La Tinta utilizado por algunos autores (Cf. Cingolani y Bonhomme, 1988) para aquella unidad que incluía a las Formaciones Sierras Bayas y Balcarce en el concepto de Dalla Salda e Iñiguez (1978) o Grupo Tandil (Borrello, 1966).

Por arriba de este Grupo y en discordancia erosiva, se encuentra la Formación Cerro Negro, cuya edad probable es el Vendiano (Cf. Bonhomme y Cingolani, 1980; Iñiguez *et al.*, 1989), pero que aún no ha sido estudiado en su totalidad como para poder corroborar dicha edad. Cabe destacar que solo se ha detallado su estudio en su sección basal y en un tramo medio de la cantera Cerro Negro (Cf. Barrio *et al.*, 1991; Andreis *et al.*, 1992), pero que esta unidad posee en subsuelo ms de 100 metros (Iñiguez, comunicación personal). Una determinación más profunda de su edad en todo su desarrollo permitiría conocer si podría pertenecer al Grupo Sierras Bayas.

EDAD DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS

Una revisión bibliográfica de los antecedentes permitió observar que se le han adjudicado a este Grupo muy variadas edades, pero que a partir de principios de la década del 70 tomó mayor auge considerarlo como precámbrico (Cf. Iñiguez *et al.*, 1989).

Cabe destacar que existen varios trabajos en donde se establecieron expresiones numéricas de edad, logrando una mayor precisión en cuanto a en qué nivel del Precámbrico se desarrollaron estos sedimentos. En primer lugar Valencio *et al.* (1980a y b) determinaron que la posición del polo magnético en esta secuencia es coincidente con las curvas de desplazamiento polares hallados en otros continentes en el Precámbrico superior, como en el complejo Mbozi (743 $\pm$ 30 m.a.), diques del pre-Nama (653 $\pm$ 70 m.a.) y sedimentitas glaciares de Marinoan de Australia (aproximadamente 700 m.a.).

Bonhomme y Cingolani (1980) obtuvieron por Rb/Sr y K/Ar dos edades absolutas. La más baja en la escala geológica (769 $\pm$ 12 m.a.) le corresponde a las arcilitas de la Formación

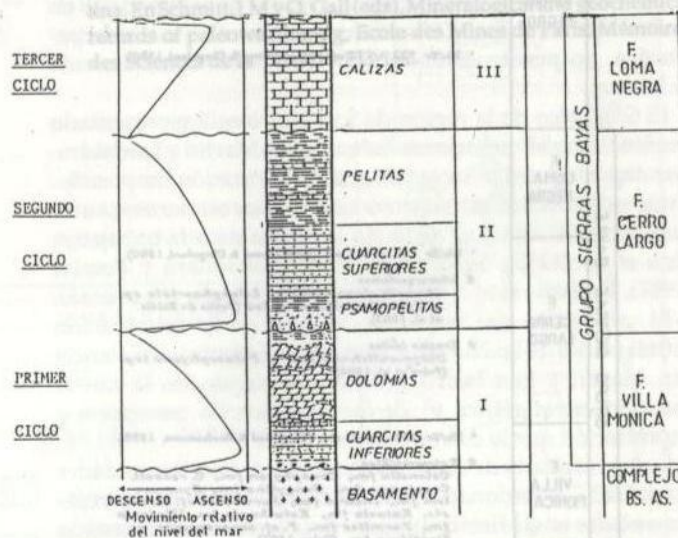


Figura 4: Relación entre los ciclos sedimentarios, la curva de ascenso-descenso relativo del nivel del mar, el esquema clásico con sus miembros informales (Nágera, 1919, modificado por Poiré e Iñiguez, 1984), las secuencias deposicionales (I, II y III) y el esquema estratigráfico propuesto.

Cerro Largo y la más joven (723 $\pm$ 12 m.a.) le pertenece a la Formación Cerro Negro. Asimismo, Cingolani y Bonhomme (1988) determinaron una edad de 793 $\pm$ 32 m.a. para las pelitas interbioestromales de la Formación Villa Mónica. Cabe destacar que todas estas edades son de diagnósis tardías (Fig. 5).

Pothé de Baldi *et al.* (1983) adjudicaron mediante una microfótila fósil, una edad 700-800 m.a. a las pelitas de la Formación Cerro Largo (Fig. 5).

Otro aporte surgió del análisis bioestratigráfico de los estromatolitos (Poiré, 1987b, 1989, 1990), los cuales determinan una edad de 800-900 m.a. para las dolomías de la primera secuencia de depositación (Fig. 5).

De modo tal que la Formación Villa Mónica posee una edad comprendida entre los 800 y 900 m.a. Luego de un tiempo se depositaron los sedimentos de la Formación Cerro Largo, teniendo como edad probable entre los 769 $\pm$ 12 m.a. y 793 $\pm$ 32 m.a.. De la Formación Loma Negra aún no se tienen datos geocronológicos y de la edad de la Formación Cerro Negro, se conoce el valor techo de 723 $\pm$ 12 m.a.

CONCLUSIONES

De lo arriba expuesto se concluye que:

1) La cubierta sedimentaria precámbrica del Núcleo Septentrional de las Sierras Bayas, al sudeste de Olavarría, está conformada por tres secuencias deposicionales separadas por discordancias. Para esta sucesión se propone el nombre de Grupo Sierras Bayas.

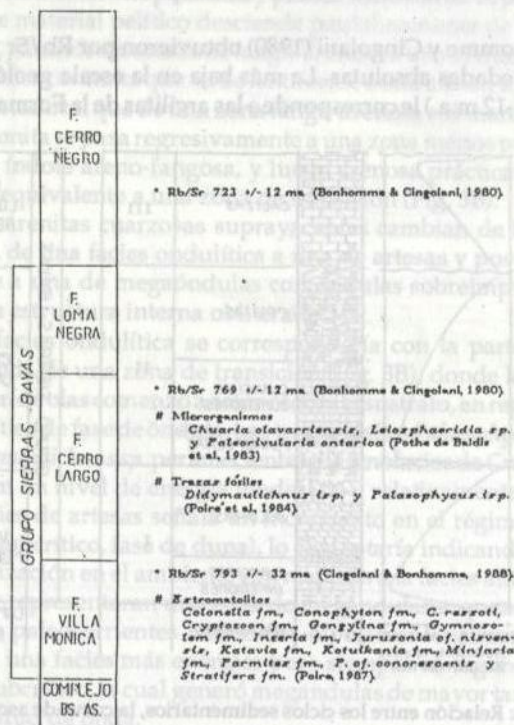


Figura 5: Columna estratigráfica del Grupo Sierras Bayas, con sus datos bioestratigráficos y edades radimétricas.

2) La primera secuencia es de carácter silicoclástica en su parte inferior y carbonífera en la superior, y representa una depositación marina de aguas someras. Se propone el nombre de Formación Villa Mónica para esta unidad.

3) La segunda secuencia es netamente silicoclástica y está integrada por depósitos submareales que pasan hacia arriba a sedimentos de planicie de marea. A esta unidad se le denomina aquí Formación Cerro Largo.

4) La secuencia más joven es carbonífera y ha sido interpretada como el producto de una rampa carbonífera que evoluciona a plataforma, con la generación de barrera y albufera. Para esta secuencia se toma el nombre de Formación Loma Negra tal cual lo propusiera Borrello (1963).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece muy especialmente al Dr. A. M. Iñiguez por su apoyo permanente a lo largo de la dirección de esta investigación. Asimismo, al Dr. L. A. Spalletti por las sugerencias aportadas y discusión de ideas. A la Dra. A. del Valle por el constante intercambio de opiniones. A la Dra. E. Di Paola por las sugerencias aportadas con su arbitraje, las cuales posibilitaron darle mejor forma a este trabajo. A la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires por subsidiar mis estudios. A Loma Negra CIASA, especialmente a los Lics. H. Vidili y R. Iturriza, por el apoyo logístico brindado y la discusión de las ideas en el campo. A los Sres G. Poiré y C. Brianese por los dibujos realizados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ANDREIS, R.R., P.E. ZALBA Y A.M. IÑIGUEZ, 1992. Paleosuperficies y sistemas deposicionales en el Proterozoico superior de la región de Sierras Bayas, provincia de Buenos Aires, Argentina. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología Actas I: 283-290.
- ANTONIOLI, J.A., 1969. Formación La Tinta. Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires Notas, VI(5): 1-32.
- BARRIO, C.A., D.G. POIRE Y M.A. IÑIGUEZ, 1991. El contacto entre la Formación Loma Negra (Grupo Sierras Bayas) y la Formación Cerro Negro, un ejemplo de paleokarst, Olavarría, provincia de Buenos Aires. Revista Asociación Geológica Argentina Revista XLVI(1-2): 69-76.
- BONHOMME, M.G. y C.A. CINGOLANI, 1980. Mineralogía y geocronología Rb/Sr y K/Ar de fracciones finas de la "Formación La Tinta", Provincia de Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina Revista XXXV(4): 519-538.
- BORRELLO, A.V., 1963. Caracteres bioestratigráficos de la Formación La Tinta. II Jornadas Geológicas Argentinas Actas III: 47-61.
- BORRELLO, A.V., 1966. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación La Tinta, Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Paleontografía Bonaerense, Comisión de Investigaciones Científicas, Provincia de Buenos Aires V: 1-42.
- CINGOLANI, C.A. y M. BONHOMME, 1988. Resultados geocronológicos en niveles pelíticos intercalados en las dolomías de Sierras Bayas (Grupo La Tinta), provincia de Buenos Aires. Segundas Jornadas Geológicas Bonaerenses Actas: 283-289.
- DALLA SALDA, L. y A.M. IÑIGUEZ, 1978. "La Tinta". Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. VII Congreso Geológico Argentino Actas I: 539-550.

- DI PAOLA, E.C. y H.G. MARCHESE, 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (provincia de Buenos Aires). *Asociación Argentina de Mineralogía Petrología Sedimentología Revista* V(3-4): 45-58.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Provincia de Buenos Aires Serie II(55): 5-37.
- HARRINGTON, H.J., 1956. Argentina. En Jenks W.R (Ed). *Handbook of South American Geology*. Geological Society of America Memoir 65: 129-165.
- HEUSSER, J.O. y G. CLARAZ, 1863. *Beitrage zur geognostischem und physikalischen Kenntniss der Provinz Buenos Aires*. Neue Denkschr. allgem. Schweizges f. d. gesamt. Naturw XXI(2).
- INIGUEZ, A.M. y P.E. ZALBA, 1974. Nuevo nivel de arcilitas en la zona de Cerro Negro, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Provincia de Buenos Aires Serie II(264): 93-100.
- INIGUEZ, A.M., A. DEL VALLE, D.G. POIRE, L.A. SPALLETTI y P.E. ZALBA, 1989. Cuenca precámbrica/paleozoica inferior de Tandilia, provincia de Buenos Aires. En Chebli G. y L. A. Spalletti (eds), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Instituto Superior Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, Serie de Correlación Geológica 6: 245-263.
- LEEDER, M.R., 1982. *Sedimentology. Process and product*. G. Allen-Undwin, 344 pp, Londres.
- MEISSNER, F.F., 1972. Cyclic sedimentation in Middle Permian strata of the Permian basin, West Texas and New Mexico. En Elam J.C. y S. Chuber (Eds) *Cyclic sedimentation in the Permian Basin*. West Texas Geology Society Midland :203-232, Texas.
- NAGER, J.J., 1919. La Sierra Baya (provincia de Buenos Aires). Estudio geológico y económico. *Anales Ministerio Agricultura Sección Geología* 1: 66 pp.
- NAGER, J.J., 1940. Tandilia. Biblioteca Facultad Humanidades y Ciencias Educación, Universidad Nacional de La Plata XXIV: 1-272.
- ODIN, G.S. y A. MATTER, 1981. De glauconiarun origine. *Sedimentology* 28: 611-641.
- POIRE, D.G., 1987a. Bolomitización estromatolítica/enterramiento tardío en el Precámbrico de Olavarría, provincia de Buenos Aires, Argentina. *X Congreso Geológico Argentino Actas* II: 25-28.
- POIRE, D.G., 1987b. Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral 494, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (inédito).
- POIRE, D.G., 1989. Stromatolites of the Sierras Bayas Group, Upper Proterozoic of Olavarría, Sierras Septentrionales, Argentina. *Stromatolite Newsletter* XIV: 58-61.
- POIRE, D.G., 1990. Ciclos estromatolíticos y cuerpos monoesstromatolíticos de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría: su significado sedimentológico. *Tercera Reunión Argentina de Sedimentología Actas* :223-228.
- POIRE, D.G. y A.M. INIGUEZ, 1984. Miembro Psamopelitas de la Formación Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. *Asociación Geológica Argentina Revista* XXXIX(3-4): 276-283.
- POTHE DE BALDIS, E.D., B. BALDIS y J. CUOMO, 1983. Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental. *Asociación Geológica Argentina Revista* XXXVIII(1): 73-83.
- READING, H., 1978. *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, 576 pp, Oxford.
- REINECK, H.E. y I. SINGH, 1975. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, 439 pp, New York.
- RONOV, A.B. y A.I. ERMISHKINA, 1959. Distribution of manganese in sedimentary rocks. *Geochemistry (USSR) (English Translation)* 3: 254-278.
- RONOV, A.B. y G.A. KORZINA, 1960. Phosphorus in sedimentary rocks. *Geochemistry (USSR) (English Translation)* 8: 805-829.
- TAPIA, A., 1937. Las cavernas de Ojo de Agua y Las Hachas. *Ministerio Agricultura Dirección de Minería y Geología Boletín* 43: 1-26.
- VALENCIO, D.A., A.M. SINIATO y J.F. VILAS, 1980a. Paleomagnetism of Upper Precambrian rocks of the La Tinta Formation, Argentina. *Geophysics Journal Research Astronomy Society* 62: 563-575.
- VALENCIO, D.A., J.F. VILAS y A.M. SINIATO, 1980b. Paleomagnetismo y edades radiométricas de algunas formaciones neoprecámbricas y eopaleozoicas de la Argentina. *Asociación Geológica Argentina Revista* XXXV(3): 421-433.
- YRIGROYEN, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. VI Congreso Geológico Argentino Relatorio :139-168.
- ZALBA, P.E., D.G. POIRE, R.R. ANDREIS y A.M. INIGUEZ RODRIGUEZ, 1992. Precambrian paleoweathering records and paleosurfaces of Tandilia System, Buenos Aires province, Argentina. En Schmitt, J.M y Q. Gall (eds), *Mineralogical and geochemical records of paleoweathering*, Ecole des Mines de París, Mémoires des Sciences de la Terre 18:153-161.