

XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)
Geología y Recursos Naturales de Mendoza - V. A. Ramos (Ed.), Relatorio, I (5): 41-52

CAPITULO I.5

LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS NEOPALEOZOICAS

CARLOS L. AZCUY

Universidad de Buenos Aires y CONICET

INTRODUCCION

Los depósitos sedimentarios neopaleozoicos de la provincia de Mendoza pueden ser referidos a tres ámbitos morfoestructurales diferentes: la Precordillera, la Cordillera Frontal y la Cuenca San Rafael. De ellos, la Cuenca San Rafael y la Precordillera son los que han recibido mayor atención bioestratigráfica, a pesar de las espesas secuencias neopaleozoicas presentes en la Cordillera Frontal.

Los objetivos de esta contribución son: a) describir sucintamente las secuencias neopaleozoicas presentes en la provincia de Mendoza. En este contexto un número importante de investigaciones han sido realizadas en la última década, incluyendo varias tesis doctorales. Esta información se provee en la lista bibliográfica. b) sintetizar en un cuadro de correlación el estado del conocimiento sobre las unidades descriptas.

ANTECEDENTES

En la Precordillera Mendocina las sedimentitas neopaleozoicas fueron mencionadas por primera vez por Brackebusch en 1879, pero fue Bodenbender (1902b) quien cita los primeros fósiles vegetales de esa edad en los alrededores del Cerro Pelado. Stappenbeck (1910) reconoce capas carbonosas en la misma región y Keidel (1939b) al efectuar el estudio tectónico del Paleozoico destacó el posible origen glacial de las secuencias carbonífero-pérmicas denominándolas Serie de Jarillal y Serie de Tramajo; en ellas Dessanti y Rossi (1950) ha-

llaron fósiles continentales y marinos que atribuyeron al Carbonífero. Por su parte Frenguelli (1944b) describió la primera megaflore de niveles conocidos como El Saltito y La Playita en la quebrada de Los Cerros Bayos, capas que posteriormente Rolleri y Baldi (1969), denominaron Formación Santa Máxima. De Romer (1964) estudia el comportamiento estructural de las capas carboníferas en la quebrada de Santa Elena en tanto que Rodríguez (1967) y Amos y Rolleri (1965), efectuaron extensos levantamientos geológicos en la comarca, siendo estos últimos, los autores (sobre la base de invertebrados) de la primera zonación neopaleozoica. Aparicio (1967), realizó el hallazgo de invertebrados marinos unos 12 kilómetros al sur de la quebrada de Santa Elena.

Más recientemente Taboada (1986), efectuó estudios de detalle en la Formación Agua del Jagüel reconociendo en esa unidad la zona de *Cancrinella* y Archangelsky y Lech (1986), mencionan la misma biozona en la Formación Tramojo; Archangelsky y Archangelsky (1988), describen elementos de la zona NBG en la misma formación. González y Taboada (1988), dan a conocer nuevos avances en la biocronología del neopaleozoico marino y Ottone (1989), y Ottone y García (1991a), realizan estudios bioestratigráficos sobre mega y microfloras que amplían sustancialmente el conocimiento sobre la antigüedad de esas capas.

La Cordillera Frontal Mendocina presenta espesas secuencias neopaleozoicas, las cuales fueron estudiadas regionalmente por Polanski (1958a; 1964b; 1970; 1972). Este autor luego de realizar el levantamiento



geológico de varias Hojas Geológicas en la alta cordillera, propone una nueva interpretación tectónica y estratigráfica para el Paleozoico superior. Fidalgo (1959), realizó estudios en el Alto Valle del río Tunuyán y González Díaz (1958), al noreste del Cordón del Portillo. Más recientemente Amos y Roller (1965), efectúan estudios en el flanco oriental de la Cordillera del Tigre y Caminos (1965; 1972; 1979), realiza estudios estratigráficos y petrográficos en el Cordón del Plata, modificando interpretaciones anteriores y presentando una síntesis del conocimiento de toda la Cordillera Frontal.

Prácticamente no existen (en la Cordillera Frontal Mendocina) trabajos bioestratigráficos y/o perfiles de detalle que permitan una mayor precisión en el conocimiento de la edad y correlación de las unidades definidas en esta región.

La Cuenca San Rafael definida por Azcuy (1985), incluye además de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra Pintada, una serie de pequeños afloramientos de esa antigüedad que con alineación aproximadamente noroeste sobrepasan el límite con la provincia de La Pampa y alcanzan la Sierra de Lihué-Calel y los alrededores de Puelches. Una de las primeras referencias a sedimentitas neopaleozoicas en este ámbito corresponde a Stappenbeck (1934), quien ubica estos estratos en el "Paganzo inferior". Holmberg (1948) efectúa estudios sobre rocas neopaleozoicas en el Cerro Bola, pero es Dessanti (1945b; 1956) quien realiza el primer hallazgo de fósiles poco al norte del río Diamante y designa las capas con el nombre de Formación El Imperial. Volkheimer (1967), señala y discute la presencia de herpolitas en el Cañón del río Atuel y González Díaz y García (1968) citan restos fosilíferos cerca del límite con La Pampa. Polanski (1970), realiza una síntesis del conocimiento alcanzado hasta ese momento y Giúdice (1972), efectúa el hallazgo de nuevos fósiles marinos en las cercanías del río Diamante. González Díaz (1972 a y b;), realiza el levantamiento de las Hojas Geológicas San Rafael y Agua Escondida mientras que Arrondo y Scalabrini Ortiz (1978) efectúan cuatro perfiles en el Bloque de San Rafael.

En fecha más reciente, Amos (1980) propone la Formación Agua del Toro refiriéndola al Carbonífero inferior, en tanto que Azcuy y Gutiérrez (1985), describen palinomorfos del Carbonífero superior en capas del cañón del río Atuel y Arias y Azcuy (1986), reconocen tres etapas deposicionales para esa mismas capas. García y Azcuy (1987), describen dos asociaciones palinológicas diferentes en las cercanías del río Diamante y Azcuy *et al.* (1987), presentan una síntesis actualizada del conocimiento de los estratos carboníferos de toda la cuenca. Césari y García (1989), dan a conocer una megaflorea coleccionada en el cañón del río Atuel y Es-

pejo (1990), hace un detallado estudio sobre la estratigrafía y paleoambiente de capas neopaleozoicas en los alrededores de los ríos Diamante y Atuel. Finalmente García (1991 a-c; 1992), realiza un estudio global de las micro y megaflores presentes en la parte mendocina de la cuenca.

PRECORDILLERA MENDOCINA

Las unidades carbonífero-pérmicas presentes en la Precordillera Mendocina se extienden aproximadamente desde el río Mendoza hasta el límite con la provincia de San Juan, presentando mayor desarrollo en los alrededores de Uspallata. Las unidades que afloran al este y sur de Uspallata (Formaciones Santa Elena y Santa Máxima), forman el extremo suroccidental de la Cuenca Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970), y las que afloran al norte de esa localidad (Formaciones Ansilla y Agua del Jagüel), se atribuyen al extremo sur de la Cuenca Calingasta-Uspallata (Amos y Roller, 1965). Sin embargo, el límite entre ambas cuencas en esta comarca, resulta provisionalmente tentativo.

Se trata de secuencias clásticas continentales y marinas, cuya base es la Formación Canota de antigüedad devónica inferior (Rubinstein, en prensa), y su techo lo conforman principalmente rocas volcánicas y/o volcánicas permotriásicas, o depósitos cenozoicos.

Las unidades aquí presentes son las Formaciones Ansilla, Agua del Jagüel, Santa Elena y Santa Máxima.

Formación Ansilla (Harrington, 1971)

La Formación Ansilla fue definida por Harrington (1971) al efectuar la descripción geológica de la Hoja 22c Ramblón. Su distribución areal ocupa el extremo sur de la sierra de Ansilla y la porción oriental del Cordón de la Gloria, conformando en Mendoza, una faja de aproximadamente 15 kilómetros de longitud. Sus capas se disponen formando un anticlinal apretado con plano axial subvertical.

Se apoya (en la provincia de San Juan), en discordancia sobre la Formación Cabeceras de edad paleozoica inferior, la cual forma parte de las rocas que Zollner (1950), denominó "pretiáltico". Su techo es desconocido. El espesor total de la formación es de unos 750 m.

De acuerdo con Amos y Roller (1965), y con Harrington (1971), la formación se divide en tres secciones:

La sección superior está compuesta por gruesos bancos de areniscas finas, compactas y masivas, de color verde oscuro, las cuales alternan con cuarcitas moteadas de color verde claro en ocasiones arcósicas. Su espesor no supera los 400 m.

La sección media son lutitas y limolitas laminadas de colores verde oliva a morado, reunidas en gruesos

bancos de hasta 4 m de espesor entre los que se interponen otros más delgados de areniscas cuarcíticas finas de color gris oscuro.

En esta sección se distingue el dominio de lutitas azuladas en la parte superior y un aumento de las areniscas moradas y lentes conglomerádicos en la parte inferior. Su espesor aproximado es de 200 m.

En la sección inferior, López Gamundi (1984), ha diferenciado 4 facies: 1- Pelitas y areniscas finas alternantes, representativa de depósitos hemipelágicos de baja energía y corrientes de turbidez de escasa densidad. 2- Areniscas medianas y guijas, en bancos de hasta 2 m de espesor con estratificación plana y cruzada y ondulitas. Esta facies es indicadora de depósitos producidos por corrientes de turbidez de alta densidad. 3- Ortoconglomerados, a veces asociados con areniscas de la facies 2, y considerados retrabajados. 4- Diamictitas, gruesas y finas vinculadas a flujos de escasa fluidez y alta competencia.

Considerando toda la unidad se reconocen de abajo hacia arriba sedimentitas de abanico submarino, probablemente asociadas a depósitos glacimarininos, que gradan a capas depositadas en ambientes litorales.

Aunque no se han hallado fósiles salvo *Quadrantetes* sp., esta formación es atribuida al Carbonífero superior por Amos y Roller (1965), sin descartar que sus términos superiores alcancen el Pérmico basal.

Formación Agua del Jagüel (Amos y Roller, 1965)

Descrita originalmente por Harrington y posteriormente definida por Amos y Roller, esta unidad tiene sus principales afloramientos unos 17 Km inmediatamente al noreste de Uspallata. La Formación Agua del Jagüel yace en discordancia sobre la Formación Villavicencio (*sensu* Harrington, 1971) de antigüedad devónica inferior y está cubierta también en discordancia por las volcanitas permotriásicas del Grupo El Tigre. Su potencia es de aproximadamente 830 m (Taboada, 1984).

El autor antes citado (Taboada, 1986), ha reconocido tres secciones en esta formación, al integrar un perfil con observaciones en ambos márgenes de la quebrada Agua del Jagüel. La unidad ha sido afectada por fallas de alto ángulo que no permiten reconocer su verdadero espesor.

Taboada (1986), reconoció cinco facies: A, B, C, D y E, principalmente presentes en las secciones inferior y superior. Ellas son: A- Ortoconglomerado polimictico, con rodados subredondeados de cuarcita y cuarzo (sólo presente en la sección inferior). B- Areniscas medianas y gruesas con lentes guijarrosos, mostrando estratificación paralela y entrecruzada. C- Lutitas y limolitas fosilíferas con lentes de areniscas finas. D- Are-

niscas finas, con frecuente estratificación paralela, entrecruzada planar y ondulitas, a veces presente en la sección media. E- Areniscas medianas, dispuestas en gruesos bancos, comunmente presente en las tres secciones.

Por otra parte la sección media está caracterizada por la presencia de depósitos diamictíticos y pelitas con clastos caídos. López Gamundi (1984), al efectuar el estudio de las diamictitas de la Cuenca Calingasta-Uspallata, reconoció en esta unidad cuatro litofacies: 1- Diamictitas arenosas y fangolíticas, atribuidas a flujos de detritos. 2- Pelitas con areniscas medianas y diamictitas, relacionadas con turbiditas de baja densidad. 3- Fangolitas con clastos dispersos, indicadoras de balsaje glacial. 4- Areniscas finas y medianas macizas y areniscas guijosas entrecruzadas, resultado de turbiditas de más alta densidad.

Las secciones superior e inferior presentan varios niveles con invertebrados, los cuales habitaron ambientes de aguas poco profundas en las que alternaron procesos de sedimentación de baja energía (suspensión) con corrientes de fondo (Taboada, 1986). Los procesos sedimentarios que dieron origen a la sección media corresponden a corrientes de turbidez y balsaje glacial (López Gamundi, 1984).

Esta formación fue originalmente referida al Carbonífero superior por Amos y Roller (1965). El hallazgo de *Cancrinella* aff. *farleyensis* (Eth. y Dunn) asociada a otros integrantes de la zona *Cancrinella* efectuado por Taboada (1984; 1986), en un espesor cercano a los 550 m, sugiere una antigüedad asseliana para esta unidad, de acuerdo con la edad atribuida por González (1981) a esa zona. Sin embargo no se descarta que sus términos basales puedan representar la transición Carbonífero-Pérmico (Limarino *et al.*, 1991).

Formación Santa Elena

Las sedimentitas que componen esta unidad fueron descritas originalmente por Keidel (1939b), como Serie de Tramojo y Serie de Jarillal. Más recientemente en la literatura geológica han sido reiteradamente mencionadas como Formación Santa Elena, pero sin existir la propuesta formal de usar este nombre en reemplazo de los antes mencionados. En esta síntesis utilizaremos la denominación Santa Elena por entender que es en la quebrada de este nombre donde se halla mejor representada.

Esta unidad aflora inmediatamente al este de Uspallata, en la quebrada arriba citada y se halla trunca por fallas que la contactan al oeste con el Grupo Puntilla de Uspallata, de antigüedad paleozoica inferior y al este con el Grupo Bonilla, de supuesta edad precámbrica. Debido a la fuerte tectónica presente en el área, la For-

CUADRO I: CORRELACION ESTRATIGRAFICA

REGIONES O CUENCAS	PRECORDILLERA				SAN RAFAEL	
FORM. PERIOD.	ANSILTA	A. d. JAGUEL	Sta. ELENA	Sta. MAXIMA	EL IMPERIAL	A. ESCOND.
PERMICO SUPERIOR						
PERMICO INFERIOR						
CARBONIF. SUPERIOR	litoral (()) marino	marino ?	marino	marino	continental (()) marino	?
	?		continental	continental		
CARBONIF. INFERIOR						

 ZONA CANCRINELLA

 INVERTEBRADOS ESCASOS DEL CARBONIFERO SUPERIOR

 INVERTEBRADOS MUY ESCASOS

 FITOZONA N B G

 PLANTAS DEL CARBONIFERO / PERMICO

 PLANTAS MUY ESCASAS

mación Santa Elena se halla afectada por fallas de orientación nornoreste, subparalelas al rumbo de las capas, y por otras de rumbo nornoroeste. Además se reconocen otras fallas menores de distinta orientación y también plegamiento y capas rebatidas (Archangelsky y Archangelsky, 1988).

Estas condiciones hacen difícil evaluar la potencia de la unidad, que ha sido estimada en 1500 m (López Gamundi *et al.*, 1987).

Archangelsky (1984), realiza observaciones en el sector occidental de esta formación hasta entonces con-

CUADRO I: (Continuación)

CORDILLERA FRONTAL							
VALGUARAZ	MORTERITOS	TOTORAL	L. BALAS	LAS PEÑAS	A. TUPUNG.	EL PLATA	A. TUNUYAN
?	?						
S/F	S/F	?	?	?	?	?	?
▲ ▲ ▲		((△)) marino	S/F	S/F	S/F	((△)) marino	(△) marino
?	?	?	?	?		?	?
					?		



PALINOMORFOS DEL CARBONIFERO SUPERIOR



PALINOMORFOS DEL PERMICO INFERIOR



ESCOLECODONTES



DIAMICTITAS DE ORIGEN GLACIAL

S/F

SIN FOSILES

siderado homoclinal con buzamiento al oeste, concluyendo que se trata de un pliegue apretado, levemente asimétrico con inclinación hacia el norte. Asimismo sugiere una importante reducción en la potencia de la secuencia (no más de 280 m), destacando que este estilo

tectónico no es frecuente en capas neopaleozoicas de la Precordillera.

La Formación Santa Elena se compone de una alternancia de areniscas finas y pelitas gris oscuras con interposición de escasos conglomerados verdosos. En la

parte inferior de esta unidad fueron hallados entre otros elementos *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky y *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky, indicadores de la presencia de la fitozona NBG. Esta zona fue definida por Archangelsky y Azcuy (1985) y su antigüedad es carbonífera tardía media-superior. Especialmente en su parte superior, la Formación Santa Elena ha brindado niveles fosilíferos de invertebrados con *Cancrinella* aff. *farleyensis* (Eth. y Dunn) y *Crurithyris* aff. *roxoi* (Olivera), lo cual confirma el reconocimiento de la zona de *Cancrinella* (Archangelsky y Lech, 1986) de antigüedad pérmica temprana (Asseliano).

Formación Santa Máxima (Rolleri y Criado Roque, 1969)

Los estratos reunidos bajo esta denominación fueron definidos por Rolleri y Criado Roque (1969), luego que varios investigadores realizaran observaciones en la comarca. Constituyen una angosta faja de afloramientos de unos 2 Km de ancho, de rumbo nornoroeste, la cual se extiende a lo largo de las quebradas de Los Cerros Bayos y de Los Manantiales. Ambas quebradas (separadas por un portezuelo) se hallan ubicadas aproximadamente a mitad de camino entre las ciudades de Mendoza y Uspallata.

La Formación Santa Máxima descansa en discordancia angular sobre rocas de la Formación Villavicencio (Devónico inferior) (*sensu* Harrington, 1971) y es cubierta en la misma relación por volcanitas del Grupo Choyoi (Permo-Triásico). Su espesor máximo es de aproximadamente 1000 m en la quebrada de Los Manantiales (Ottone, 1989).

En esta secuencia homoclinal Ottone (1987a), levanta 12 perfiles de detalle y reconoce que la sedimentación tuvo lugar en un ambiente litoral regido por un mar inestable. Este autor ha reconocido cuatro facies sedimentarias:

A- Ciclos granodecrecientes compuestos por ortoconglomerados polimícticos de color gris, en bancos de 3-5 m de potencia; psamitas gruesas hasta guijarras feldespáticas, medianas y finas entrecruzadas, gris oscuras, en bancos lenticulares; y pelitas carbonosas y carbones con abundante mega y microflora. Esta facies representa depósitos fluviales y palustres originados en un sistema fluvial meandriforme próximo a la costa y con alguna influencia marina. Se la reconoce principalmente en los tramos basales de la formación.

B- Areniscas y areniscas pelíticas grises, granodecrecientes, con estratificación entrecruzada sigmoide y tabular planar, en gruesos bancos lenticulares que se asocian lateralmente con otros tabulares de psami-

tas medianas a finas gris blanquecinas o verdosas. Esta facies se habría originado en un medio litoral marino con marcada influencia continental, incluyendo depósitos de migración lateral de canales, de barras arenosas y de planicie litoral afectada por olas y mareas. Es común en las partes medias y cuspidales de la unidad y es portadora de una microflora relativamente mal preservada.

C- Alternancia de psefitas (para y ortoconglomerados), psamitas (gruesas a finas) y pelitas, con laminación ondulítica y estratificadas en bancos tabulares. Esta facies de menor distribución que las anteriores brindó una escasa microflora y corresponde a depósitos transicionales entre los fluviales de la facies A y los de fondo de la facies D.

D- Fangolitas guijosas gris oscuras en bancos lenticulares, con escasas interposiciones de areniscas medianas masivas subordinadas y paraconglomerados de color gris verdoso. Esta facies presente en la base de las secciones levantadas en la quebrada de Los Manantiales está originada por flujos gravitacionales de corrientes densas. La presencia de cadilitos es interpretada como producida por balsaje glacial.

El hallazgo de una megaflora en la facies A (Ottone 1987b), constituida por *Fedekurtzia argentina* Archangelsky, *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky, *Botrychiopsis weissiana* Kurtz, *Bumbudendron pagancianum* Archangelsky, Azcuy y Wagner, *B. nitidum* Archangelsky, Azcuy y Wagner y *Ginkgophyllum* sp. entre otras, permite referir esta asociación a la fitozona NBG (Archangelsky y Azcuy, 1985) de antigüedad carbonífera tardía media-superior. En fecha más reciente Ottone y García (1991a) dieron a conocer una megaflora proveniente de los niveles más altos de la formación, compuesta por *Paracalamites australis* Rigby, *Cordaicarpus emarginatus* Walkom, *Ginkgophyllum* sp. y *Cordaitea* sp., reafirmando la antigüedad pérmica temprana de esos niveles conocida a partir de estudios palinológicos.

Los estudios de los palinomorfos de la Formación Santa Máxima realizados por Ottone (1988; 1989), incluyen microsporas, megasporas, acritarcas y escolecondontes que han permitido reafirmar la antigüedad de las capas basales de la formación, y también extender la de las cuspidales al Pérmico temprano (véase Palinología del Paleozoico superior, este mismo volumen).

CORDILLERA FRONTAL MENDOCINA

Los depósitos sedimentarios neopaleozoicos que se reconocen en este ámbito corresponden a la porción sur de la Cordillera Frontal, desde las proximidades del límite con San Juan hasta la latitud del río Tunuyán. Ellos se alinean de norte a sur en los Cordones del Tigre, del

Plata y del Portillo. Al primero corresponde la Formación Yalguaraz la cual es incluida en la Cuenca Calingasta-Uspallata.

En el Cordón del Plata han sido definidas las Formaciones Loma de Los Morteritos, Alto Tupungato y El Plata, en tanto que en el del Portillo, se reconocen las Formaciones Totoral, Las Balas, Las Peñas y Alto Tunuyán.

Los depósitos que conforman estas unidades corresponden a secuencias marinas que apoyan discordantemente sobre rocas devónicas conocidas como "pretilítico" (como en el caso de las que afloran en el Cordón del Tigre), o sobre el complejo metamórfico (Proterozoico o Paleozoico inferior temprano) o bien se desconocen sus condiciones de yacencia. Están cubiertas por la Formación Choiyoi (Asociación Volcánica Variscica) de antigüedad permotriásica (Caminos, 1979).

Las sedimentitas neopaleozoicas de la Cordillera Frontal han sido divididas por Caminos (1979) en dos litofacies denominadas oriental y occidental, las cuales presentan características diferentes.

La litofacies oriental aflora en Mendoza en los tres cordones arriba citados y se caracteriza por el predominio de areniscas sobre pelitas. Estas fracciones son cíclicas y se presentan en paquetes de más de 10 m de potencia cada una, formando una alternancia distintiva por su color y granulometría que presenta un aspecto bandeado. Los estratos de psamitas gruesas y medianas son de colores claros en tanto que los de pelitas son más oscuros (grises verdosos o parduscos). Las Formaciones Loma de Los Morteritos, Totoral y Las Balas presentan las características de la facies oriental cuyo ambiente de depositación se interpreta como marino de aguas someras con alta energía.

La litofacies occidental presenta afloramientos más extensos. Estos se conocen en Mendoza en los Cordones del Portillo y del Plata hasta las inmediaciones del río Mendoza, pero continúan hacia el norte en forma discontinua hasta el noroeste de La Rioja. Esta litofacies es más homogénea, se compone de pelitas y areniscas finas de color gris oscuro, macizas o con fina laminación plano paralela. De esta litofacies participan las Formaciones Las Peñas, Alto Tunuyán, Alto Tupungato y El Plata, las cuales se habrían depositado en ambientes marinos de aguas profundas con escasa energía y probablemente por debajo de la zona de oxidación.

El contacto normal entre ambas litofacies es sólo visible en la Formación El Plata y podría representar un engranaje lateral. Si bien es distintivo, no se observan discontinuidades que sugieran la interrupción de la sedimentación que alcanza en total valores superiores a los 7000 m (Caminos, 1965).

Formación Yalguaraz (Amos y Rolleri, 1965)

Las sedimentitas que componen esta unidad fueron definidas por Amos y Rolleri (1965) y afloran en las estribaciones orientales de la Cordillera del Tigre, al norte y sur del límite con la provincia de San Juan.

La Formación Yalguaraz yace en discordancia sobre rocas devónicas del Grupo Ciénaga del Medio ("pretilítico") y su techo son volcanitas permotriásicas de la Formación Choiyoi. Su potencia oscila entre 1250 m (Caminos, 1979) y 1545 m (Amos y Rolleri, 1965).

Aproximadamente los 1000 m inferiores de esta unidad se componen de lutitas y limolitas negras y gris azuladas hasta verdosas, macizas o finamente laminadas, a veces con pequeños rodados de rocas paleozoicas y ocasionales interposiciones de areniscas finas hasta gruesas de colores grises y parduzcos. Se destacan en este tramo, principalmente 2 paquetes de diamictitas (fangolitas guijarrosas), macizas hasta groseramente estratificadas, el inferior de 450 m y el superior de 45 m. Están compuestas por una matriz areniscosa-limosa con guijas y bloques que a veces alcanzan 1 m de diámetro. La parte superior son areniscas cuarcíticas y areniscas arcillosas, grises, compactas, con interposición de lentes conglomerádicos y también de pelitas.

Esta unidad no ha brindado fósiles hasta la fecha, pero se le asigna una antigüedad carbonífera superior (Amos y Rolleri, 1965) por correlación con otras unidades próximas de la Precordillera con características similares (Hoyada Verde y Leoncito). Es interesante destacar la observación realizada por Caminos (1979), en el sentido que la Formación Yalguaraz es la única unidad carbonífera de la Cordillera Frontal, que presenta depósitos diamictíticos relacionados con ambientes glaciares.

Formación Loma de Los Morteritos (Polanski, 1958a)

Esta formación definida por Polanski (1958a), se halla expuesta en el flanco oriental del Cordón del Plata al poniente de Potrerillos. Su base es desconocida por contacto tectónico y su techo lo conforman discordantemente el Conglomerado del Río Blanco y las volcanitas de la Formación Choiyoi. Su potencia es de unos 1200 m (Caminos, 1965).

Esta secuencia se compone principalmente por arcosas, ortocuarcitas y areniscas lutíticas, estratificadas en gruesos bancos macizos, de colores claros (grises a rosados y verdosos) que alternan con pelitas oscuras (grises, verdosas y violadas) y conglomerados subordinados. Esta alternancia otorga a la sucesión el típico aspecto bandeado de la facies oriental mencionado más arriba.

El estilo tectónico dominante es homoclinal y hasta el momento no se han encontrado fósiles. Sin embargo Caminos (1965) sugiere la probable vinculación de estos depósitos con otros de la Precordillera como la Formación Santa Elena y el pequeño afloramiento ubicado unos 12 Km más al sur de la quebrada del mismo nombre, en el paraje denominado Agua de las Cortaderas, estudiado por Aparicio (1967). Este último autor reportó el hallazgo de una fauna compuesta por *Lissochonetes* sp., *Canocrinella* sp., *Neospirifer* sp., *Spirifer* sp. y *Orbiculoidea* sp. que fuera atribuida al Carbonífero superior. Sin embargo, y aceptando las correlaciones litológicas sugeridas más arriba, no debe descartarse que la asociación mencionada es portadora de *Canocrinella* por lo cual podría alcanzar el Pérmico temprano.

Formación Totoral (González Díaz, 1958)

La Formación Totoral definida por González Díaz (1958), se presenta en afloramientos aislados en las estribaciones orientales del Cordón del Portillo. Sus principales exposiciones se hallan entre los arroyos Villegas y del Nabo, y toma su nombre del afloramiento más austral ubicado en el arroyo Totoral (tributario del Nabo), donde esta unidad se presenta más completa.

No se conoce su base ni su techo debido a que se halla limitada al este y oeste por fracturas con el complejo metamórfico. Su espesor se estima superior a los 1000 m (Polanski, 1972).

La secuencia está compuesta principalmente por areniscas cuarzosas y feldespáticas, micáceas, de granulometría mediana y colores claros, con delgadas interposiciones de pelitas oscuras y abundantes niveles conglomerádicos.

Sobre la margen izquierda del arroyo Totoral un banco pelítico brindó una reducida y mal preservada fauna compuesta por *Orbiculoidea* sp., *Lingula* sp., *Naiadites* sp. y *Carbonicola* sp. (González Díaz, 1958). El escaso valor estratigráfico de estas especies sólo permite sugerir una antigüedad carbonífera s.l. Por otra parte resulta interesante mencionar que el autor citado, propone una correlación litológica con la parte inferior de la Formación El Imperial, actualmente ubicada en el Carbonífero superior.

Formación Las Balas (Polanski, 1958a)

La Formación La Balas definida por Polanski (1958a), constituye el asomo más austral de sedimentitas neopaleozoicas dentro de la Cordillera Frontal. Se ubica en el flanco oriental del Cordón del Portillo y consiste de un único y pequeño afloramiento que se extiende al norte y sur del arroyo Miranda, unos tres kilómetros al norte del río Tunuyán.

Su base es desconocida y se halla cubierta por volcanitas permotriásicas de la Formación Choiyoi. Su espesor estimado es de 700 m. La unidad comienza con ortocuarcitas de colores claros y bancos lentiformes de conglomerados finos, los que son cubiertos por gruesos bancos de pelitas oscuras con rodados dispersos y concreciones ferruginosas. Hacia arriba reaparecen los depósitos de ortocuarcitas, areniscas micáceas, feldespáticas y conglomerádicas, que dominan los términos más altos de la formación alternando con vaques oscuras. No fueron hallados fósiles y Polanski (1964b), la refiere con dudas al Carbonífero.

Formación Alto Tupungato (Polanski, 1958a)

Con esta unidad comienza la descripción de las formaciones neopaleozoicas mendocinas referidas a la facies occidental según Caminos (1979).

La Formación Alto Tupungato establecida por Polanski (1958a), está ampliamente expuesta en la vertiente occidental del Cordón del Plata, en el área de drenaje de las cabeceras del río Tupungato y de su tributario el río del Plomo. Hacia el norte sus afloramientos alcanzan los alrededores de Puente del Inca.

Se desconoce su base y su techo lo constituyen volcanitas permotriásicas de la Formación Choiyoi. El espesor estimado por Polanski (1958a), es de 1700 m.

La secuencia está dominada por areniscas cuarzosas y ortocuarcitas finas hasta sabulíticas, gris oscuras a negras, y areniscas feldespático-micáceas grises y verdosas, entre las que se intercalan bancos a veces lentiformes de pelitas gris oscuras a verdosas con clastos dispersos. Una interesante observación de Polanski (1972), es el aspecto bandeado que adoptan algunos paquetes de sedimentitas en la base del cerro Tupungato, dado que esta característica no es típica de la facies occidental. Con relación a la antigüedad, esta formación que no ha proporcionado fósiles determinables, es asignada por Polanski (1958a), al Carbonífero inferior sobre la base de correlaciones litológicas con otras unidades de la Precordillera como el Grupo San Eduardo, actualmente atribuido al Carbonífero tardío temprano.

Formación El Plata (Caminos, 1965)

La Formación El Plata definida por Caminos (1965), aflora extensamente en las cumbres y en la vertiente oriental del Cordón del Plata, y se continúa hacia el sur por las cumbres del Cordón de Santa Clara. Probablemente configure la mayor exposición areal y estratigráfica de neopaleozoico marino de la Cordillera Frontal.

El estilo tectónico de estas espesas secuencias es homoclinal con inclinación al oeste, y su base apoya en discordancia angular sobre rocas del complejo meta-

mórfico. Su techo lo conforman volcanitas permotriásicas de la Formación Choiyoi. La potencia estimada de esta unidad es del orden de los 7000 m.

Caminos (1965), dividió la secuencia en 3 miembros cuyas características son las siguientes:

Miembro inferior: Comienza con un conglomerado basal de unos 50 m, polimítico, con rodados de hasta 0,20 m de granitoides y filitas. El resto son areniscas arcósicas y cuarzosas de colores blanquecinos o rosados con interposiciones de pelitas grises y moradas. Su espesor total es de unos 200 m. Este miembro presenta fuertes similitudes con la Formación Loma de Los Morteritos y Totoral.

Miembro medio: Las características de este miembro de aproximadamente 1550 m, contrastan netamente con las del anterior. Se trata de una espesa y monótona sucesión de vaques macizas, areniscas finas con laminación ondulítica, y lutitas a veces carbonosas, de color gris oscuro hasta negro, dispuestas en bancos de límites más bien transicionales que netos.

Miembro superior: Presenta un pasaje transicional con el anterior y se compone de lutitas negras y areniscas finas, compactas de color gris oscuro. Su potencia excede los 4000 m.

En el miembro medio de esta espesa secuencia se han hallado escasos y mal preservados invertebrados marinos determinados como *Orbiculoidea* sp., *Chonetes* sp., *Posidonia* sp. cf. *P. beecheri* Bronn., *Posidonia* sp. cf. *P. laterugata* de Kon., los cuales son insuficientes para avalar una ubicación cronológica cierta. Por esta razón su antigüedad surge de la correlación litológica con la Formación Alto Tunuyán, la cual es atribuida al Carbonífero superior.

Formación Alto Tunuyán (Polanski, 1958a)

Esta formación fue establecida por Polanski (1958a), para referirse a las secuencias marinas que afloran en las nacientes del río Tunuyán, vertiente occidental del Cordón del Portillo y Cordón de la Delicias.

Se desconocen sus relaciones de base y techo y su espesor se estima en 1500 m. Está compuesta por lutitas y limolitas, a veces carbonosas, de color gris oscuro hasta negro con laminación ondulítica; ortocuarcitas, vaques y areniscas feldespático-micáceas finas, con estratificación paralela, y subordinados conglomerados oligomíticos y polimíticos, lentiformes, en bancos que varían entre 0,4 y 1,3 m (Polanski, 1972).

El hallazgo de fósiles en esta unidad fue realizado por Fidalgo (1958), quien halló una fauna escasa y mal preservada compuesta por *Linoproductus cora* d'Orb., *Septosyringothyris keideli* Harr., *Aviculopecten* sp. cf. *A. barrealensis* Reed, *Orthoceras* sp., *Spirifer* sp. y *Orbiculoidea* sp., proponiendo una edad carbonífera tar-

día. En fecha más reciente, Caminos (1979) cita otro hallazgo fosilífero sobre la margen izquierda del arroyo Pabellón, en el extremo septentrional del Cordón de las Delicias consistente en *Septosyringothyris keideli* Harr. y *Beecheria patagonica* Amos, elementos que confirman la antigüedad anterior.

Una interesante observación ha sido realizada por Caminos (1979), al señalar la posibilidad que las Formaciones Alto Tupungato, El Plata y Alto Tunuyán constituyan una sola unidad. Esta presunción deberá ser corroborada con perfiles de detalle y el hallazgo de fósiles, que posibiliten una correlación más segura.

Formación Las Peñas (Polanski, 1958a)

La Formación Las Peñas fue creada por Polanski (1958a), para nominar dos afloramientos aislados, originalmente descriptos por González Díaz (1958), como parte de la Formación Totoral. Estos afloramientos se hallan ubicados en los alrededores y al norte del cerro de las Peñas, poco al oeste de los que conforman el resto de la Formación Totoral.

Sus contactos de base y techo son tectónicos y se ha estimado un espesor de 1200 m (Polanski, 1972). En la base de esta secuencia se observan bancos de conglomerados con clastos de metamorfitas y volcanitas que son cubiertos por una alternancia de lutitas y areniscas finas, micáceas, gris oscuras que no han brindado fósiles. Una edad carbonífera superior es sugerida por Polanski (1972), sobre la base del contenido de rocas volcánicas del "complejo mesovariscico" en sus conglomerados.

CUENCA SAN RAFAEL

Las sedimentitas neopaleozoicas que afloran en la Cuenca San Rafael corresponden a depósitos del Carbonífero superior hasta Pérmico inferior. En la provincia de Mendoza, se extienden desde aproximadamente el río Seco de Las Peñas (La Tosca) hasta los alrededores del Agua Escondida en el límite con la provincia de La Pampa. Penetran además en esta provincia alcanzando la latitud de Puelches (Vilela y Riggi, 1958; Melchor y Césari, 1991). Las mejores exposiciones se hallan entre las represas Agua del Toro (río Diamante) y El Nihuil (río Atuel), y corresponden a la Formación El Imperial. El resto, hacia el sur, son afloramientos saltuarios con una orientación levemente nornoroeste.

Los depósitos neopaleozoicos de esta cuenca son continentales y marinos con predominio de los primeros. En el Bloque de San Rafael se apoyan sobre capas devónicas y/o esquistos precámbricos? y están cubiertos por rocas volcanoclásticas pérmicas o sedimentitas cenozoicas.

Las unidades reconocidas son la Formación El Imperial y sus equivalentes Pájaro Bobo (Nuñez, 1979) y Agua del Puntano (González Díaz, 1972a); y la Formación Agua Escondida probablemente equivalente a la Formación Carapacha (Melchor, 1990). La Formación Agua del Toro definida por Amos (1980), y considerada como carbonífera inferior, ha sido recientemente reinterpretada como miembro superior de la Formación El Imperial (Espejo, 1990).

Formación El Imperial (Dessanti, 1945b)

Esta unidad fue definida por Dessanti (1945b; 1956), para denominar los estratos aflorantes en el arroyo El Imperial cerca de su desembocadura en el río Diamante. También se incluyen en esta formación los afloramientos del arroyo Los Gateados y de los puestos Agua de las Yeguas-Pantanito al norte y sur del río Diamante respectivamente; los depósitos del Cañón del río Atuel, mina Zitro y Agua del Puntano a lo largo y en las cercanías del río mencionado; y más al sur, varios afloramientos aislados como los que asoman al este del cerro Ponón Trehue (mina Santa Anita) y la mina El Peceño (cerro Aspero).

La Formación El Imperial constituye una secuencia homoclinal, a veces dislocada, que en contacto normal descansa en discordancia angular sobre las Formaciones Río Seco de los Castaños (devónica) o La Horqueta (precámbrica?) y es cubierta en discordancia por volcanitas pérmicas del Grupo Cochicó. Sus mayores espesores se registran en las adyacencias del río Diamante donde según distintos autores alcanza 2000 m (Giúdice, 1972), 1650 m (Cabaleiro, 1986) y 1790 m (Espejo, 1990).

Sobre la base de numerosos perfiles de detalle, Espejo (1990) confirma la existencia de dos miembros con características litológicas y cromáticas diferentes, y distingue en los afloramientos del río Atuel, 10 litofacies cuyas características sumariadas son las siguientes:

- Miembro inferior

1) Pelitas gris oscuras a negras, con fina laminación, en bancos tabulares de hasta 15 metros con interposiciones de areniscas finas y medianas; ocasionalmente se intercalan lentes calcáreos de hasta 20 cm de potencia.

2) Areniscas finas y medianas, grisáceas, grano y estratocrecientes, en finos bancos lenticulares con estratificación microentrecruzada con ondulitas. Esta sucesión es relacionada con ambientes de plataforma marina.

3) Areniscas gruesas y guijarrosas con estratificación entrecruzada y bases erosivas, y conglomerados

medianos y gruesos subordinados, en bancos lenticulares. Esta secuencia es relacionada a depósitos de frente subáqueo de abanico deltaico.

4-5) Pelitas gris verdosas, finamente laminadas, con cadilitos de hasta 6 cm de diámetro, a las que se asocian estructuras relacionadas con deslizamientos subáqueos. Estos depósitos son referidos a ambientes glacimarineros de relativamente poca energía.

6) Bancos tabulares de areniscas finas y limosas hasta medianas con estratificación gradada normal ó microentrecruzada que remata con ondulitas de corriente; estas capas se interpretan como turbiditas.

- Miembro superior

7) Areniscas guijosas con medianas a finas subordinadas, granodecrescentes, en bancos tabulares y escasos conglomerados en bancos lenticulares finos a muy gruesos, de tonos gris amarillentos, relacionados con depósitos de abanico deltaico.

8) Areniscas gruesas y guijosas con medianas y finas subordinadas, con estratificación entrecruzada tangencial y en artesa, y escasos conglomerados, todo el conjunto de colores ocráceos y grises. Esta secuencia se habría depositado en ambientes fluviales entrelazados.

9) Alternancia de areniscas finas a medianas con pelitas gris oscuras a negras en secuencias granocrecientes con restos vegetales que Césari y García (1989), describieron como *Botrychiopsis weisiana* (Kurtz) Archangelsky, *Diplothemema bodenbenderi* (Kurtz) Césari, *Fedekurtzia argentina* (Kurtz) Archangelsky, *Cordaites riojanus* Archangelsky y Leguizamón y *Paracalamites australis* Rigby. A estos elementos, García (1991a) agregó *Nothorhacopteris argentinica* (Geinitz) Archangelsky, conjunto que permite referir la asociación a la fitozona NBG (Archangelky y Azcuy, 1985) de antigüedad carbonífera tardía media-superior. Estos estratos se atribuyen a condiciones lacustres.

10) Alternancia de pelitas y areniscas limosas a medianas, grisáceas, con intraclastos pelíticos y escasos conglomerados.

Espejo *et al.* (1991), sintetizan en tres estadios la evolución paleogeográfica de la Formación El Imperial:

I- Relleno transgresivo inicial y sedimentación glacimarina, la cual habría tenido lugar durante el Carbonífero tardío. A este estadio corresponderían las facies de plataforma distal que gradualmente son sustituidas por otras de plataforma proximal y de frente subáqueo de abanico deltaico, a las que siguen depósitos de diamictitas, y pelitas con cadilitos de afinidad glacimarina acompañados por frecuentes deslizamientos gravitacionales (Arias y Azcuy, 1986; Azcuy *et al.*, 1987; Espejo,

1990). Abundantes palinomorfos reconocidos en las facies medias y cuspidales de este estadio (Azcuy y Gutiérrez, 1985; García, 1987 y 1991b), permiten reconocer la Subzona *Raistrickia-Plicatipollenites* (Césari, 1986), de antigüedad carbonífera tardía (ver Microfloras Paleozoicas este volumen). También corresponde a las partes cuspidales de este estadio, la megaflorea citada más arriba en la facies 9 del Cañón del Atuel.

II- Dominio fluvial-deltaico-marino somero, ocurrido durante el Carbonífero tardío cuspidal-Pérmico temprano. Se caracteriza por potentes depósitos arenosos de origen mixto, marino y continental. En el Cañón del río Atuel (borde de cuenca) las facies son fluviales, en tanto los afloramientos del río Diamante (sectores más profundos de la cuenca) persisten condiciones marinas y/o mixtas. Finalmente se produce la colmatación de la cuenca y el ambiente pasa a ser netamente fluvial. En los tramos superiores de este dominio fue recuperada una microflora (García y Azcuy, 1987) correlacionable con la Palinozona *Cristatisporites* (Russo *et al.*, 1980) y con la Palinozona III (Azcuy y Jelin, 1980) de antigüedad pérmica temprana (véase Palinología del Paleozoico superior, este volumen).

III- Continentalización y reversión de la pendiente regional, la cual tuvo lugar durante el Pérmico temprano. Dominan los ambientes fluviales que desde meandriformes pasan a entrelazados, con una notable inversión en la dirección de las paleocorrientes. Cerca del límite entre los estadios I y II, en el área del río Diamante, fue reconocida una megafauna mayoritariamente compuesta por braquiópodos (Dessanti, 1945b; Giudici, 1972), a la que Sabattini *et al.* (1991) refieren a la Zona de *Lissochonetes jachalensis* - *Streptorhynchus inaequioratus*, de antigüedad carbonífera cuspidal.

Entre los afloramientos aislados de la Formación El Imperial que se reconocen al sur del Embalse El Nihuil, más precisamente al noroeste del cerro Aspero, García (1991c) describió una pequeña megaflorea compuesta por *Cordaites riojanus* Archangelsky y Leguizamón, *Samaropsis nunezii* García, *Cordaicarpus chichariensis* Lele, *C. emarginatus* Walkom y *Cornucarpus* sp. cf. *C. cerquilensis* Millán, la cual es atribuida a la parte media cuspidal de la formación.

Formación Agua Escondida (González Díaz y García, 1968)

Esta unidad fue establecida por González Díaz y García (1968), para agrupar un conjunto de pequeños afloramientos que asoman en las cercanías del límite provincial de Mendoza con La Pampa, en los alrededores de las Lomas Negras y Loma de Los Guanacos. Si bien en promedio la potencia de los estratos es de 30 m, el máximo espesor medido es de 70 m.

La Formación Agua Escondida descansa en discordancia sobre granitoides atribuidos al Precámbrico y su techo es desconocido. Está compuesta por protocarcitas y subgrauvacas con conglomerados y pelitas subordinadas. Ortiz (en Criado Roque e Ibañez, 1979) describe los afloramientos como compuestos esencialmente por cuarcitas y calizas.

En los alrededores de la Mina Santa Cruz, González Díaz y García (1968), recogieron tallos de articuladas del tipo "*Calamites*" y fragmentos de hojas atribuidos a *Cordaites* sp. Esta asociación no es suficiente para realizar correlaciones pero podría con reservas referirse al Carbonífero cuspidal. Recientemente, Melchor y Césari (1991) describieron una megaflorea pérmica inferior de la Formación Carapacha, sugiriendo la extensión de los depósitos neopaleozoicos de la Cuenca San Rafael hasta las proximidades del río Colorado. Esta propuesta parece reforzar la hipótesis de que la antigüedad de los depósitos de la Formación Agua Escondida sea carbonífera tardía-pérmica temprana.

CONSIDERACIONES FINALES

Un análisis de la información expuesta, sugiere que no parecen existir en Mendoza unidades que alcancen el Carbonífero inferior. Más aún, es muy probable que todas las secuencias neopaleozoicas incluyan el límite Carbonífero-Pérmico. Salvo las unidades de la Cordillera Frontal agrupadas en la facies occidental, las cuales se habrían depositado en ambientes marinos distales, el resto representan secuencias marinas proximales, deltaicas y fluviales, casi siempre con evidencias periglaciares.

De las cuatro formaciones reconocidas en la Precordillera, las Formaciones Santa Elena y Santa Máxima contienen la Fitozona NBG, indicadora de Carbonífero tardío, y la Zona *Cancrinella* u otros elementos indicadores de Pérmico temprano. La Formación Agua del Jagüel también es portadora de la Zona de *Cancrinella*, quedando sin registro paleontológico la Formación Ansilta. Por lo menos tres: las Formaciones Ansilta, Agua del Jagüel y Santa Máxima, presentan capas con diamictitas y cadilitos indicadores de balsaje glacial.

Las unidades de la Cordillera Frontal son pobres en fósiles y sólo una, la Formación Yalguaraz, presenta depósitos de diamictitas con cadilitos. Las restantes son agrupadas de acuerdo con sus características litológicas. Las atribuidas a la facies oriental, Formaciones Loma de Los Morteritos, Totoral y Las Balas que constituyen un grupo relativamente homogéneo, no presentan evidencias bioestratigráficas, y se ubican tentativamente en el Carbonífero tardío hasta Pérmico temprano. La posible correlación de la Formación Loma de Los Morteritos con el afloramiento de Agua de las Cortaderas y

con la Formación Santa Elena, ambas portadoras de *Cancrinella*, contribuye a sustentar esta ubicación. En cuanto a las referidas a la facies occidental, las Formaciones Alto Tupungato, El Plata y Alto Tunuyán pueden considerarse una única unidad. Los fósiles que contiene la Formación Alto Tunuyán son relativamente poco diagnósticos e indican Carbonífero tardío hasta Pérmico temprano. Menos segura es la posición estratigráfica de los pequeños afloramientos carentes de fósiles, definidos como Formación Las Peñas los cuales se ubican por correlación litológica.

Las distintas unidades descriptas en la Cuenca San Rafael son agrupadas prácticamente en una sola enti-

dad, la Formación El Imperial. Esta unidad contiene elementos de la Zona NBG y de las Palinozonas *Raistrickia-Plicatipollenites* y III que certifican su antigüedad carbonífera tardía-pérmica temprana. Es portadora además de depósitos con diamictitas y cadilitos. La Formación Agua Escondida carece de fósiles diagnósticos pero es ubicada en el límite Carbonífero-Pérmico, por correlación con las capas del cerro Aspero y con la Formación Carapacha.

En el cuadro I, se muestra la correlación de las unidades neopaleozoicas según su contenido fosilífero, o siguiendo criterios de correlación litológica como fue discutido más arriba.