

## CARBONÍFERO Y PÉRMICO DE LAS SIERRAS SUBANDINAS, CORDILLERA ORIENTAL Y PUNA

Carlos L. Azcuy y Mercedes di Pasquo

### INTRODUCCIÓN

El conocimiento de secuencias sedimentarias neopaleozoicas en esta región, se remonta a principios de siglo con los hallazgos de plantas fósiles realizados por Bodenbender (1906) en las cercanías de Orán, Salta. Este autor señala la presencia de *Phyllothea* y *Equisetites*, géneros cuyo registro en otras áreas gondwánicas sugiere una antigüedad pérmica.

Bonarelli (1914, 1921) reúne bajo el nombre de «Areniscas Inferiores» un conjunto clástico que subdivide en una serie inferior y otra superior. Poco después Mather (1922) reconoce las clastitas observadas por Bonarelli, a las que redesigna como «Bermejo Series» y, por primera vez, sugiere un origen glacial para parte de esos depósitos.

Schlagintweit (1937), realiza estudios en el río Caraparí y la sierra de Aguarañe, reconociendo las «Areniscas Inferiores» citadas por Bonarelli a las que subdivide en tres conjuntos que, de abajo hacia arriba, denomina «Gondwana», «Arcillas Coloradas» y «Areniscas Inferiores». A partir de las observaciones de Schlagintweit, el paquete sedimentario apoyado sobre capas devónicas y cubierto por calizas y dolomías fue denominado global o parcialmente como «Gondwana» y atribuido por largo tiempo al permotriásico.

La mayor parte de las denominaciones que llevan actualmente las unidades litológicas carboníferas, tanto en Bolivia como en la Argentina, corresponden a nombres de accidentes geográficos o localidades del territorio boliviano. Esto se debe a que en ese país los afloramientos son más extensos y se hallan mejor expuestos que en la Argentina.

Arigós y Vilela (1949), realizan una importante contribución al ordenamiento del «Gondwana» de las Sierras Subandinas en la región de Tartagal, al que proponen dividir en cinco unidades: Tupambi, Tarija, Aguarañe y San Telmo de edad pérmica, y la superior, Mandiyutí, triásica. Este último trabajo y el de Padula y Reyes (1958), referido al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, contribuyen a mejorar el uso de la nomenclatura litológica y sientan una base más firme para la correlación de unidades pérmicas entre Bolivia y la Argentina.

Las contribuciones siguientes marcan sucesivos avances en el conocimiento del «Gondwana» subandino. Criado Roque et al. (1960), ubican la Formación Tupambi por primera vez en el Carbonífero. Fernández Carro et al. (1965), dividen el paquete sedimentario en tres conjuntos: Gondwana inferior, medio y superior; sin embargo el problema de la antigüedad de las capas permanece sin resolver. La correlación de las unidades reconocidas requiere el conocimiento cierto de su antigüedad, la cual será alcanzada a partir de su contenido paleobiológico compuesto esencialmente por palinomorfos.

Los estudios palinológicos son por entonces informes inéditos de compañías petroleras, en los cuales se comienzan a incluir datos palinológicos que contribuyen a delinear una edad de las unidades.

Reyes (1972) realiza una síntesis del Neopaleozoico subandino, boliviano y argentino, reconociendo siete Formaciones: Itacua, Tupambi, Itacuamí, Chorro, Taiguati, Escarpment y San Telmo. Las tres primeras las ubica en el Carbonífero Inferior y las restantes en el Carbonífero Superior. En la Argentina un aporte similar es el realizado por Mingramm et al. (1979), quienes reconocen sólo cuatro Formaciones: Tupambi, Tarija, Escarpment y San Telmo. La primera y la parte basal de la segunda son atribuidas al Carbonífero Inferior y el resto al Carbonífero Superior.

En 1981, Azcuy y Laffitte aportan una nueva interpretación sobre la antigüedad de los Grupos Machareti y Mandiyutí, al reconocer la presencia de palinomorfos devónicos redepositados en la cuenca carbonífera. De esta forma queda confirmada la antigüedad carbonífera tardía para las unidades de los dos grupos.

Recientes contribuciones son las realizadas por Salfity et al. (1984), Villa et al. (1984), Azcuy (1985), Azcuy y Caminos (1988) y López Gamundi y Rossello (1993a), donde se analizan la estratigrafía, paleogeografía y fases diastóricas que afectaron la región; López Gamundi (1986) realiza el estudio de las diamictitas de la Formación Tarija. Salfity et al. (1987), efectúan una síntesis del conocimiento de los depósitos carboníferos; Starck et al. (1993a y b), discuten los ciclos sedimentarios mayores (sector occidental y sur de la cuenca) y la naturaleza de la discordancia precarbonífera, y finalmente Starck (1995) analiza la evolución de la cuenca.

### DISTRIBUCIÓN AREAL

Los depósitos neopaleozoicos que afloran en la provincia de Salta, y en mucho menor medida en la de Jujuy, conforman el extremo sur de extensas exposiciones de rocas de esa edad, las cuales tienen su mayor desarrollo en territorio boliviano (Figura 1).

Con referencia a las capas de edad carbonífera presentes en el noroeste argentino, éstas consisten en afloramientos de relativa extensión y potencia, los cuales se ubican principalmente en las Sierras Subandinas y en mucho menor proporción en la Puna y en el borde este de la Cordillera Oriental. Un importante desarrollo de depósitos de esa edad ha sido reconocido en el subsuelo, alcanzando también parcialmente el Chaco Salteño. Esta información proviene del alto número de sondeos realizados por diversas compañías petroleras para desarrollar la prospección y explotación de hidrocarburos en la región.



Figura 1. Distribución areal de los depósitos neopaleozoicos de las cuencas Tarija y Arizaro.

Los depósitos pérmicos, en cambio, son menos extensos y se hallan distribuidos principalmente en la Puna (Salar de Arizaro) y Sierras Subandinas (ríos Caraparí y Bermejo), también en la provincia de Salta.

### MARCO TECTÓNICO GENERAL

Los depósitos neopaleozoicos tienen una amplia distribución en América del Sur, y tanto sus afloramientos como los depósitos de subsuelo se pueden agrupar principalmente en dos regiones o áreas, de acuerdo con la evolución tectónica (colisiones y amalgamaciones) de los cratones que formaron originalmente la placa Sudamericana. Hacia el final del Devónico, los movimientos de la fase Chánica produjeron orogenias y subsidencias que modelaron las cuencas que serían rellenadas por las secuencias carbonífero-pérmicas. En consecuencia, un conjunto de cuencas ubicadas en la región oriental, más estable, tempranamente cratonizada, se reúnen en el dominio Atlántico, en tanto que las relacionadas con áreas de mayor movilidad en el oeste, vinculadas con procesos de subducción y arcos magmáticos durante el Paleozoico Inferior, se agrupan en el dominio Pacífico (Azcuy, 1985; Cuerda et al., 1987; Azcuy y Caminos, 1988) (Figura 2).

En el territorio argentino, las rocas permocarboníferas se disponen en un conjunto de cuencas sedimentarias que siguen los lineamientos antes mencionados. La separación en dos grandes regiones, Atlántica y Pacífica, refleja el comportamiento de antiguas áreas rígidas como el Cratón Central Argentino o Arco Pampeano (Braccacini, 1960; Baldis et al., 1975; Salfity et al., 1975), el borde sudoccidental del Cratón de Guaporé, el Arco de Asunción (Mégard et al., 1971; Salfity

y Gorustovich, 1978), el Cratón del Río de la Plata y los Macizos de Somun Curá y del Deseado.

Estas estructuras mayores permiten reconocer en el área Atlántica, la cuenca Chacoparanense (intracratónica) con su conexión hacia el sur, la cuenca Sauce Grande-Colorado o antefosa de Claromecó; la cuenca La Golondrina, de rift; y la cuenca Malvinas (Azcuy, 1985; Ramos y Palma, 1996).

Por otra parte, en el dominio Pacífico las secuencias neopaleozoicas se extienden desde el límite con Bolivia hasta las comarcas patagónicas, ocupando las siguientes áreas de sedimentación: cuencas Tarija y Paganzo, de antepaís; cuenca San Rafael; cuencas Arizaro, Río Blanco, Calingasta-Uspallata y Tepuel-Genoa, de trasarco (Coira et al., 1982; Azcuy, 1985; Niemeyer et al., 1985; Azcuy y Caminos, 1988). Depósitos neopaleozoicos aflorantes entre Esquel y Bahía La Lancha interpretados como de antearco, configuran otra cuenca aún no definida (Azcuy, 1985; Ramos y Palma, 1996).

### EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DE LA REGIÓN

El evento tectónico de mayor relevancia relacionado con la historia y características de las espesas secuencias neopaleozoicas presentes en el noroeste de la Argentina, es el impacto sobre el margen gondwánico pampeano del bloque de Arequipa. Los procesos de subducción, colisión y acreción de este bloque, contribuyeron a dar marco a la formación de las cuencas neopaleozoicas que alojarían los depósitos de esa edad.

Hacia el comienzo del ciclo Famatiniano, en el norte de Chile, Puna Argentina y Cordillera Oriental, Coira et al.

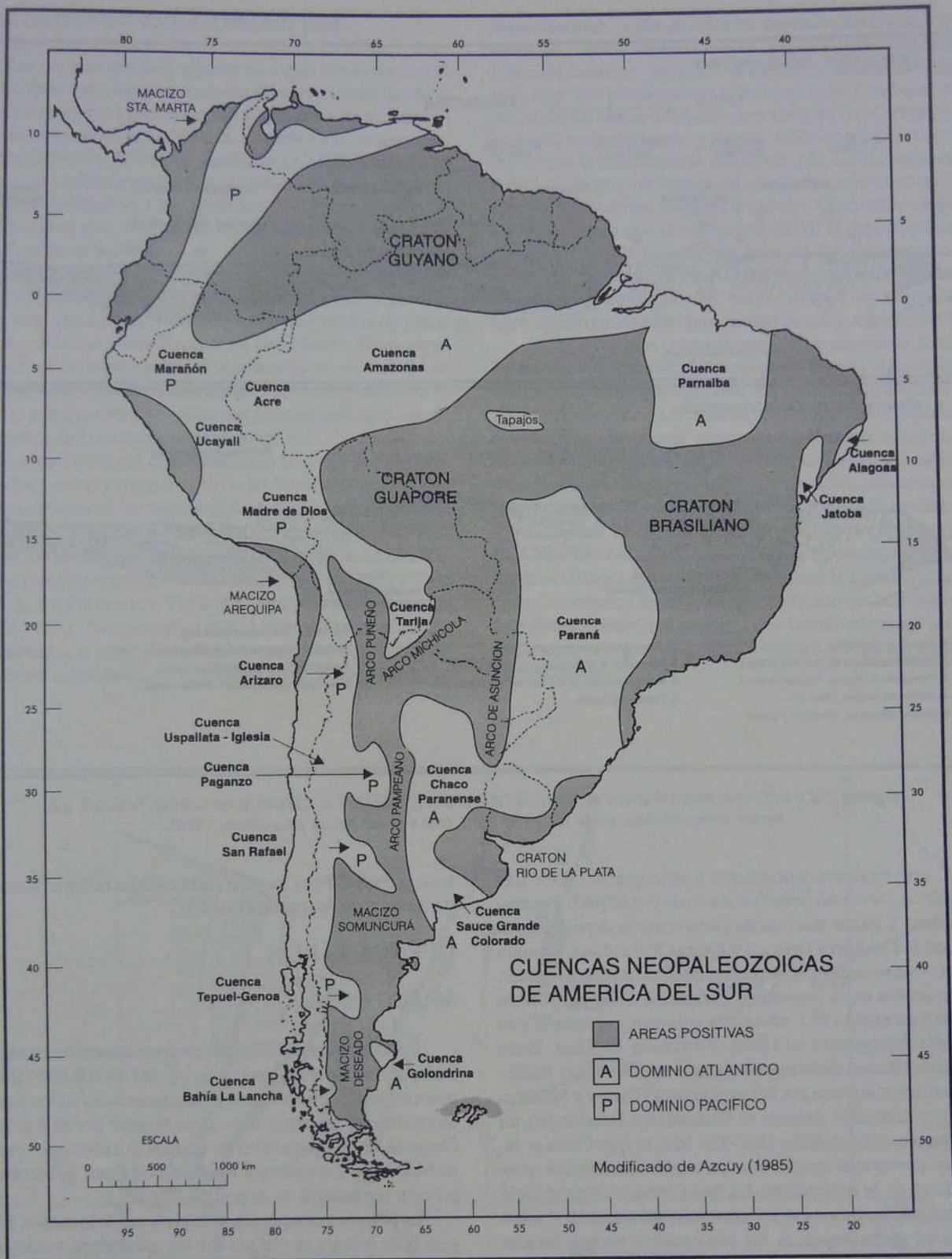
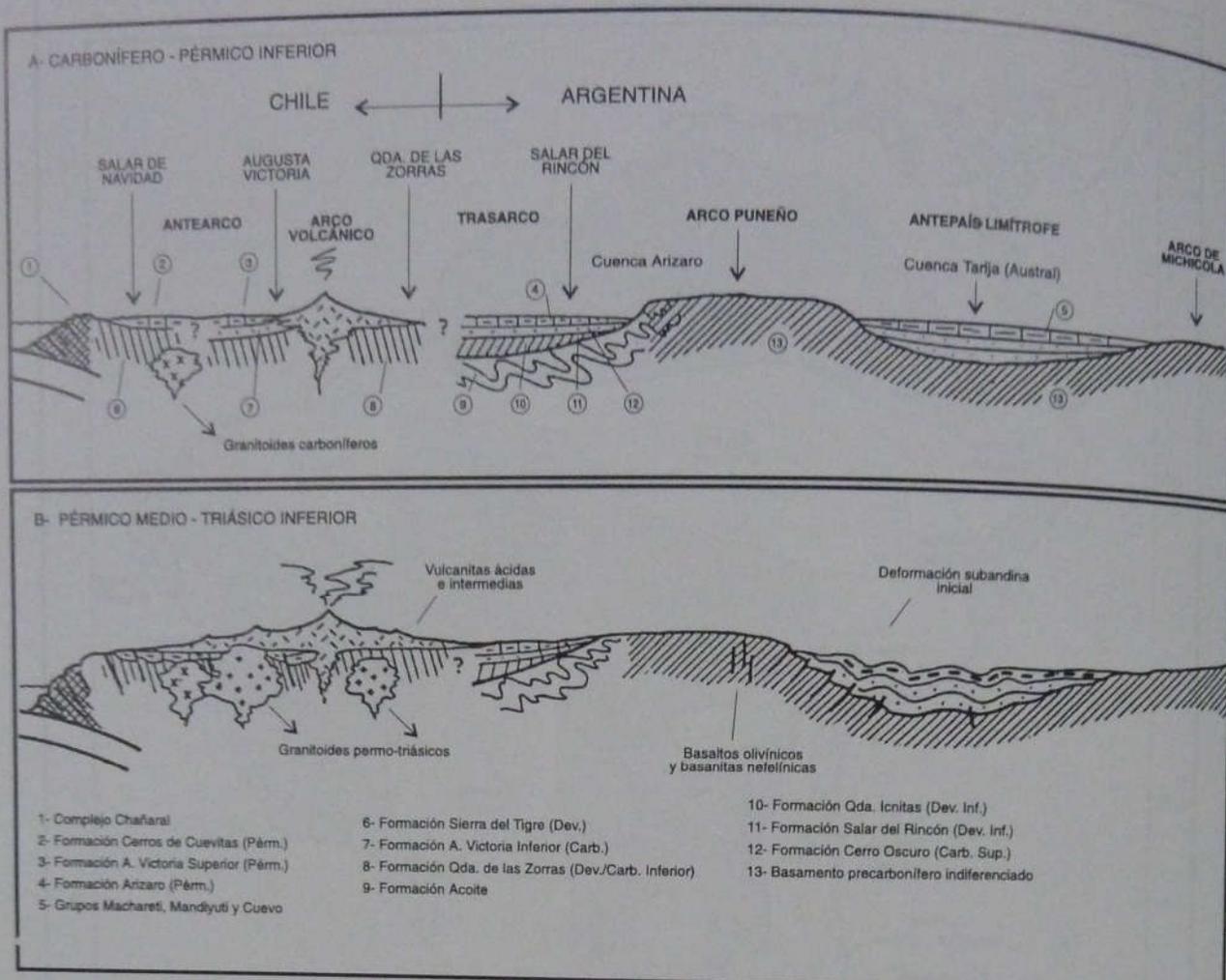


Figura 2. cuencas neopaleozoicas de América del Sur (modificado de Azcuy, 1985)

(1982) sugieren que durante la sedimentación marina de las rocas cambro-ordovícicas, tuvo lugar un importante adelgazamiento de la corteza sílica entre la placa de Arequipa y el borde del cratón. Este proceso, acompañado por el sincrónico emplazamiento de un arco magmático, culmina hacia los tiempos del límite Ordovícico-Silúrico con una importante fase de deformación denominada Oclóyica (Turner y

Méndez, 1975). Según Coira y Ramos (en Coira et al., 1982), esta fase se produce con el cierre de la cuenca oceánica y la colisión del bloque de Arequipa contra el margen de la placa Sudamericana, cuyo límite tectónico atestigua la Faja Eruptiva de La Puna (Méndez et al., 1973; Salfity et al., 1975; Mon, 1979), y el posterior levantamiento del Arco Puneño (Salfity, 1980).



Figuras 3 a y b. Cortes esquemáticos mostrando la evolución, durante el Carbonífero-Triásico inferior, del sector comprendido entre los 20° y 25° S (basado en Azcuy y Caminos, 1988).

La subsiguiente depositación marina producida durante el Silúrico-Devónico estuvo controlada por el Arco Puneño. Areniscas y lutitas marinas de plataforma se depositaron al este, en la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, en tanto que al oeste se reconocen depósitos de edad devónica inferior, denominados en la Argentina, Formación Salar del Rincón (Aceñolaza et al., 1972; véase este volumen, capítulo 9) y su probable equivalente en Chile, Formación El Toco. Estos depósitos fueron deformados durante el Devónico tardío-carbonífero temprano por la fase Chánica (Turner y Méndez, 1975), y afectados durante el Carbonífero Inferior por un plutonismo calcoalcalino (360-323 Ma) al que Coira et al. (1982) interpretan como una probable reactivación pos-orogénica de la subducción. La fase Chánica cierra el ciclo Famatiniano en esta región, y genera el piso estructural sobre el que se van a depositar las sedimentitas neopaleozoicas (Davidson et al., 1981).

Los movimientos de la fase Chánica producen el levantamiento de la Protocordillera Oriental al este del Arco Puneño, con lo cual da comienzo el ciclo Gondwánico (Ramos, 1988). La subsidencia y el apilamiento tectónico producido al naciente de estas áreas positivas origina la cuenca Tarija, interpretada como una cuenca de antefosa por Ramos y Palma (1996), donde se depositan secuencias terrígenas mixtas con capas rojas y calizas. Al poniente, depósitos que

incluyen sucesiones marinas carbonatadas rellenan la cuenca de trasarco de Arizaro, (Figura 3).

## CUENCA TARIJA

### MARCO GEOLÓGICO

La cuenca Tarija presenta su mayor desarrollo en territorio boliviano, con una superficie de más de 300.000 kilómetros cuadrados. Su forma sigue el lineamiento de las Sierras Subandinas y se halla limitada al noreste por el cratón de Guaporé, al este por el alto de Izozog, al sudeste por el arco de Michicola y al oeste por el arco de La Puna. Solamente su porción sur penetra en Argentina (Figura 4).

La historia geotectónica de la parte sur de la cuenca Tarija y de la de Arizaro se vincula con los movimientos oclóyicos, como fue citado más arriba. Hacia el final del Devónico, con la acreción más al sur, del bloque Chilénia sobre la placa gondwánica (Ramos et al., 1984; Ramos, 1988), dan comienzo los movimientos chánicos (Turner y Méndez, 1975). Esta fase produce la deformación de los depósitos precarboníferos, el levantamiento de la Protocordillera Oriental y la subsidencia que da origen a la cuenca Tarija, donde se depositan las molasas de los Grupos Machareti y Mandiyuti (Salfity et al., 1987; Azcuy y Caminos, 1988) (véase Figura 3A).



El análisis y discusión de las microfioras provenientes de la Formación Saipurú y otras unidades equivalentes como Toregua, Cumaná y Retama, permitió reconocer en estas entidades la presencia de palinomorfos del Carbonífero temprano junto con otros devónicos redepositados. Entre estos últimos se incluye *Retispora lepydophyta*, una especie con registro mundial y exclusivo en el Struniano. Por lo tanto, los hallazgos citados sugieren que la edad struniana-tournaisiana (o más joven), aceptada hasta ahora por los geólogos bolivianos para estas unidades (Suárez Soruco y López Pugliesi, 1983; Sempere, 1990; Isaacson y Díaz Martínez, 1995), debe ser reinterpretada y restringida al Carbonífero temprano (di Pasquo y Azcuy, 1997b).

Finalmente, la discordancia entre las unidades del Carbonífero inferior y aquéllas del Devónico habría sido producida por los movimientos chánicos (= Tatarenda), mientras que la discontinuidad registrada entre las unidades del Carbonífero inferior y superior podría ser atribuida a movimientos póstimos de la fase chánica (=Chiriguana?), o a fenómenos producidos por la acción del hielo cuyo máximo englazamiento, en la parte sur de la cuenca, habría ocurrido durante el Carbonífero temprano tardío (véase la Figura 6b; Veevers y Powell, 1987). Un dato de interés es la falta (por lo menos hasta ahora) de depósitos del Carbonífero inferior en la parte argentina de la cuenca Tarija, cuya depositación y posterior erosión ha sido confirmada a partir de estudios palinológicos recientes (di Pasquo y Azcuy, 1997 a y b). Las posibles causas de la erosión de estos depósitos serían las arriba citadas: diastrofismo y/o acción glacial.

Evidencias de los movimientos chánicos son también conocidas de la subcuenca Río Blanco (Argentina), donde en los alrededores de Malimán se reconocen potentes depósitos atribuidos al Carbonífero inferior (Scalabrini Ortíz, 1972), los cuales se disponen discordantemente sobre capas devónicas no cuspidales (Baldis y Sarudiansky, 1975) deformadas por la fase Chánica. Asimismo, en la sierra de Las Minitas, espesas secuencias devónicas (Carrizo y Azcuy, 1997) están sobrepuestas en discordancia angular por estratos de edad carbonífera tardía (véase este volumen, Capítulo 12).

De las situaciones consideradas en la cuenca Tarija (Argentina y Bolivia) y en la subcuenca Río Blanco (sierra de La Punilla-Bolsón de Jagüé), se puede inferir: a) que la fase Chánica=Tatarenda está presente en ambas cuencas y su ubicación temporal es coincidente y ocurre al finalizar el Devónico y b) que la fase Chiriguana está presente sólo en Bolivia, pues en la parte argentina de la cuenca Tarija faltan, hasta ahora, depósitos del Carbonífero inferior.

### PALEOVALLES Y GLACIACIÓN NEOPALEOZOICA

La sedimentación neopaleozoica se inicia con el relleno de paleovalles labrados sobre el sustrato devónico, los que evidencian el carácter erosivo de la discordancia angular que separa las secuencias siluro-devónicas de la neopaleozoica (Sempere, 1990; Starck et al., 1993b).

En numerosas secciones estratigráficas de afloramiento y subsuelo se ha observado que, donde la secuencia devónica se encuentra más erosionada, la Formación Tupambi y en

particular su Miembro Arenoso Inferior, presenta su máximo espesor. Esto sugiere que, al menos en forma local, la irregular erosión del Devónico y el variable espesor de Tupambi serían expresiones de un paleorelieve devónico inicial (Villa et al., 1984; Starck et al., 1993b), labrado durante el Carbonífero temprano tardío (di Pasquo y Azcuy, 1997b).

Sobre la base de correlaciones estratigráficas niveladas a una línea de tiempo dentro del Carbonífero, fueron reconocidos en secciones aflorantes por lo menos dos paleovalles: Baritú en el oeste de las Sierras Subandinas, y Pluma Verde en el este de la Cordillera Oriental, los cuales alcanzaron alrededor de 10 km de ancho. Estos habrían ejercido un fuerte control en la depositación inicial de las sedimentitas carboníferas (Starck et al., 1993b) (Figura 5).

Los paleovalles y canales que caracterizan la discordancia chánica en esta cuenca, habrían sido cavados durante épocas de *lowstand* (bajo nivel del mar o regresión) glacio-eustático como resultado del aumento del englazamiento gondwánico (Sempere, 1990). Durante ese tiempo, grandes espesores de estratos devónicos fueron erodados por la glaciación; el paleopolo sur habría estado ubicado en el centro-sur de África (Conti y Rapalini, 1993).

Por su posición paleolatitudinal aproximadamente 65° Sur durante el Carbonífero temprano tardío (Figura 6B), la cuenca Tarija habría estado dentro del área de influencia glacial y sus depósitos diamictíticos tendrían un origen glaciario, probablemente compuesto, formado por hielos continentales y de montaña. Los primeros podrían explicar la ausencia total(?) de depósitos del Carbonífero temprano (en la parte argentina de la cuenca) y los últimos estarían principalmente vinculados con los terrenos elevados que actuaron como bordes de cuenca, originando valles glaciarios cuyos depósitos fluyeron predominantemente hacia el norte (Williams, 1995; Tankard et al., 1995).

Los elementos glaciarios comunes, presentes en las unidades estratigráficas superpuestas que componen la secuencia carbonífera en esta región, responden en gran medida a las oscilaciones glacio-eustáticas, que produjeron el relleno de estos paleovalles (y del resto de la cuenca) durante los momentos de transgresión que acompañaron el retroceso de los hielos. Asimismo, estas oscilaciones glacio-eustáticas han sido registradas en la mayoría de las cuencas carboníferas del Gondwana (Veevers y Powell, 1987; Eyles, 1993; Eyles et al., 1995).

### ESTRATIGRAFÍA

En la parte argentina de la cuenca, la sucesión estratigráfica carbonífera ha sido reunida en dos unidades secuenciales separadas por una discontinuidad de escaso valor cronológico. Las secuencias coinciden a grandes rasgos con los Grupos Macharetf (Formaciones Tupambi, Itacuamí y Tarija) y Mandiyutí (Formaciones Escarpment y San Telmo). En Bolivia, el primero de estos grupos presenta algunas unidades no registradas en la Argentina.

La secuencia pérmica incluye las dos unidades basales del Grupo Cuevo y sobreyace en discordancia a las sedimentitas de la Formación San Telmo. El Grupo se halla conformado por las Formaciones Cangapi, Vitiagua e Ipaguazú. Actualmente se le atribuye una edad permo-triásica (Sempere et

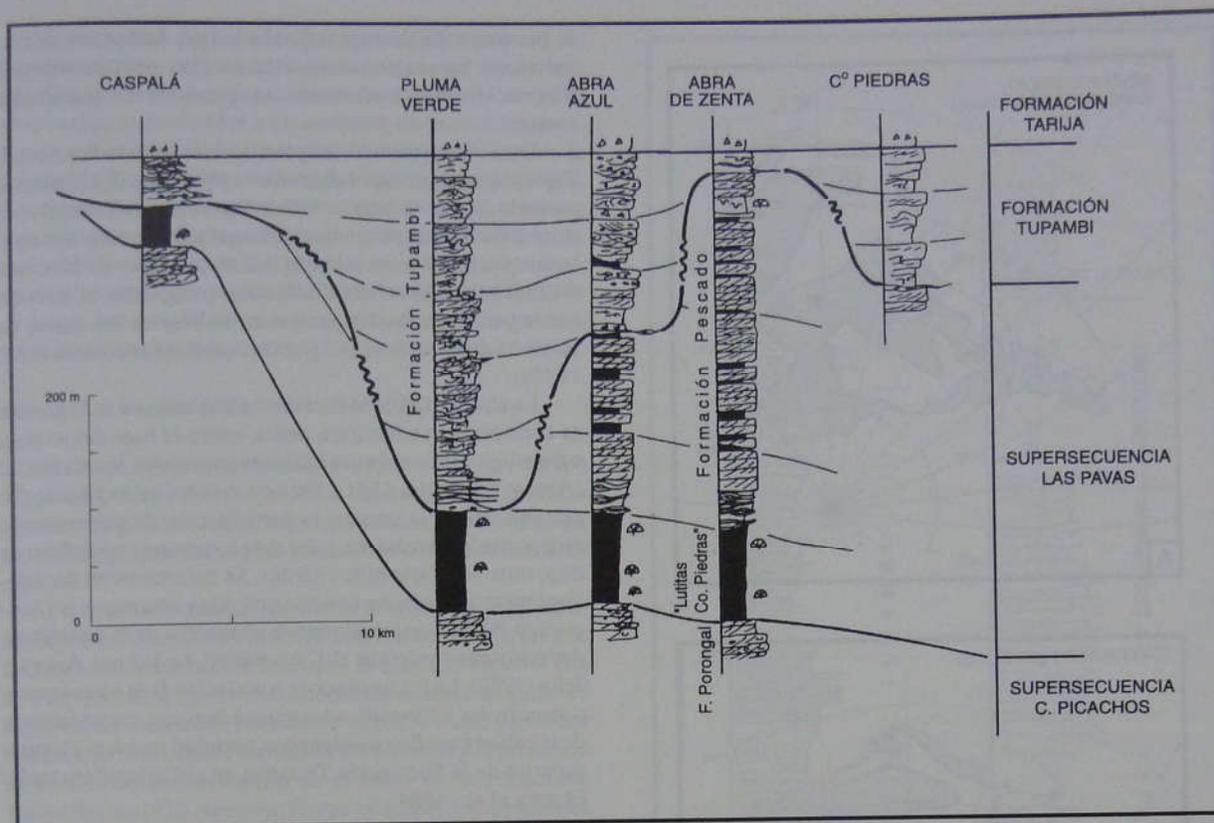


Figura 5. Secciones estratigráficas en Cordillera Oriental niveladas a la base de la Formación Tarija que evidencian el Paleovalle de Pluma Verde (modificado de Starck et al., 1993b)

al., 1992), y se duda que la Formación Ipaguazú forme parte del mismo (Oller y Sempere, 1990).

#### Las Supersecuencias neopaleozoicas

La sucesión estratigráfica fanerozoica del noroeste de la Argentina ha sido reinterpretada recientemente por Starck (1995), aplicando modernos conceptos derivados de la técnica estratigráfica secuencial (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990). Dentro de este esquema tectonoestratigráfico, las unidades carbonífero-pérmicas forman parte de la Secuencia II, la cual está conformada por dos intervalos mayores (Siluro-Devónico y Carbonífero-Jurásico), separados por la discontinuidad producida por la fase Chánica al final del Devónico-comienzo del Carbonífero.

En lo que sigue se hará referencia a las tres supersecuencias neopaleozoicas, las cuales conservan los nombres de los grupos litoestratigráficos Machareti, Mandiyutí y Cuevo, y sus límites discordantes.

#### Supersecuencia Machareti

En la Argentina, se reconocen sólo las Formaciones Tupambi, Itacuamí y Tarija de las seis Formaciones que, en Bolivia, conforman el Grupo Machareti (Reyes, 1972).

#### Formación Tupambi (White, en Padula y Reyes, 1958)

Se la reconoce tanto en afloramientos como en subsuelo, desde la latitud de Santa Cruz de la Sierra (Bolivia) hacia el

sur, donde penetra en territorio argentino. En este país su distribución incluye las Sierras Subandinas (sierras de Aguargüe, Cinco Picachos, del Pescado), el este de la Cordillera Oriental (cerro Piedras, abra de Zenta, abra Azul, Pluma Verde y Caspalá) y también numerosas perforaciones realizadas en el Chaco Salteño (Mingramm et al., 1979; Villa et al., 1984; Starck et al., 1993a; Belloti et al., 1995) (véase la Figura 4).

La Formación Tupambi se caracteriza por fuertes cambios faciales y de espesor (10 a 500 m), tanto en subsuelo como en afloramientos. Los espesores máximos de esta unidad están directamente vinculados con las depresiones interpretadas como paleovalles, de las que son buenos ejemplos la sección del río Baritú y la quebrada Pluma Verde (véase la Figura 5), con 350 y 320 m de areniscas del miembro inferior respectivamente (Starck et al., 1993b).

La litofacies predominante de esta unidad se compone de areniscas blanquecinas desde muy finas hasta ocasionalmente conglomerádicas, dispuestas en ciclos granocrecientes, con laminación ondultica en sus tramos basales hasta estratificación cruzada en sus topos. En la base de estos ciclos se intercalan delgadas capas pelíticas y diamictíticas. Especialmente en la parte inferior y media de la unidad, son frecuentes deformaciones sinsedimentarias y también ocasionales intercalaciones psefiticas (Figura 7).

El paleoambiente de esta secuencia ha tenido distintas interpretaciones. Fernández Garrasino (1978) y Pozzo y Fernández Garrasino (1979) reconocieron a la Formación Tupambi en el subsuelo del Chaco Salteño e interpretaron a los depósitos psamíticos como de carácter transgresivo, asociados con barras litorales alineadas con el flanco austral

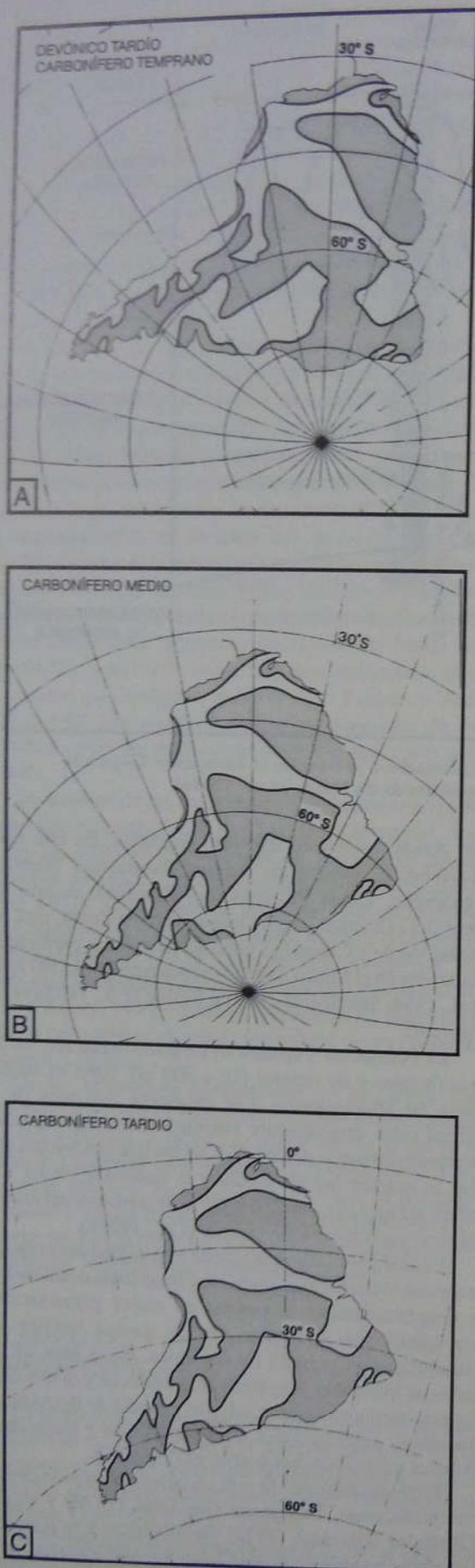


Figura 6. Reconstrucción paleogeográfica de América del Sur (modificado de Conti y Rapalini, 1993)

de la cuenca; las areniscas finas y pelitas fueron consideradas como lagunas costeras y la sección pelítica superior (Formación Itacuamí) como un ambiente de plataforma externa.

Otra interpretación del paleoambiente de la Formación Tupambi sugiere sistemas deltaicos y barras de distributarios pasando hacia el tope a facies fluviales. Deformaciones sinsedimentarias, producto de *slumps* y desbordes, son consecuencia de las altas tasas de sedimentación y de procesos tectónicos. Una probable influencia periglacial es inferida por la presencia de diamictitas en la base de las barras de bocas de distributarios (López Gamundi, 1986; Starck et al., 1993a).

La antigüedad de la Formación Tupambi en la Argentina es considerada carbonífera tardía, sobre la base del análisis palinológico de los niveles basales y superiores de esta unidad (Azcu y Laffitte, 1981). En este estudio se reconoce, por primera vez en la cuenca, la participación de palinomorfos redepositados devónicos y del más temprano carbonífero en depósitos del Carbonífero tardío. Se determinaron dos asociaciones: una inferior (Asociación A), y otra superior (Asociación B), las cuales contienen elementos de la palinozona *Ancistrospora* referida al Carbonífero medio por Azcu y Jelín (1980). La presencia en la Asociación B de otras esporas y abundantes y diversificados granos de polen, característicos de la palinozona *Potonieisporites*, permitió reubicar a la parte superior de la Formación Tupambi en el Carbonífero tardío (Azcu et al., 1984).

#### Formación Itacuamí (White, en Padula y Reyes, 1958)

White (1926) reconoció en Bolivia una unidad pelítica por encima de la Formación Tupambi a la que Harrington denominó T2, la cual fue luego formalizada como Formación Itacuamí (Padula y Reyes, 1958). Esta unidad de rango estratigráfico discutido, tiene para algunos autores categoría de Formación (Ayavirí, 1972; Reyes, 1972; Villa et al., 1984).

Sin embargo, otros autores como Mingramm et al. (1979) y Starck et al. (1993a), prefieren incluir a la Formación Itacuamí en la parte basal de la Formación Tarija, vinculándola con un relieve parcialmente colmatado, donde períodos de mayor tranquilidad permitieron la depositación de estas arcillitas.

Su mayor potencia la alcanza en el ámbito sur de las Sierras Subandinas bolivianas (Agua Salada, Sanandita, Iñiguazú), con 200 m de espesor (Padula y Reyes, 1958). En la Argentina se la reconoce en el subsuelo del Chaco Salteño, donde parece reemplazar lateralmente a la parte superior de la Formación Tupambi, y en las Sierras Subandinas donde aflora en las quebradas Arroyo Tuyunti, Iquirá, Alarache, Toldos y Baritú con una potencia máxima que no supera los 70 m (López Gamundi, 1986; Salfity et al., 1987; Starck et al., 1993a).

La litología predominante en esta unidad son lutitas oscuras laminadas, con raros niveles arenosos intercalados. En los afloramientos de las quebradas Arroyo Tuyunti e Iquirá, se distinguen dos facies sedimentarias: una de fangolitas diamictíticas con estratificación gradada normal y pelitas laminadas, y otra de areniscas medianas a finas, areniscas limosas y pelitas con una mayor variedad de estructuras sedimentarias (Barbagallo, 1986). En el perfil del río Bermejo (Alarache), estas pelitas contienen cadilitos y se relacionan con un ambiente periglacial (Starck et al., 1993a).

Sedimentitas depositadas por agentes de transporte de baja fluidez y elevada a moderada competencia y viscosidad, del tipo de las corrientes turbidíticas distales y en parte proximales, son referidas a un ambiente de prodelta y plataforma somera en relación con los depósitos deltaicos de la Formación Tarija (López Gamundi, 1986; Barbagallo, 1986).

En cuanto a su antigüedad, esta unidad sólo ha brindado palinomorfos, los cuales configuran la Asociación B (Azcué et al., 1984) relacionada con la palinozona *Potonieisporites*, de edad carbonífera tardía. En Bolivia, Ayavirí (1972) le atribuyó una antigüedad mississippiana-pennsylvaniana sobre la base de estudios palinológicos realizados por YPFB.

#### Formación Tarija (White, en Padula y Reyes, 1958)

Se trata de la unidad más representativa del Grupo Machareti, compuesta por espesos depósitos de diamictitas grises oscuras. La localidad tipo está situada en las márgenes del río Tarija (Bolivia), aguas arriba de la desembocadura del río Itaí.

En el sector argentino, la misma se apoya en concordancia sobre la Formación Tupambi, con frecuencia a través de las pelitas de la formación Itacuamí. El contacto superior con el Grupo Mandiyutí es una discordancia erosiva, como lo sugieren los depósitos psamíticos gruesos hasta psefíticos con los que se inicia la Formación Escarpment y la presencia de niveles de meteorización en el techo de la Formación Tarija (Reyes, 1972; Aramayo Flores y Campillo, en Fernández Garrasino, 1978). En Bolivia, en sectores centrales de la cuenca, esta discordancia es menos evidente por la interposición de las Formaciones Chorro y Taiguati que suprayacen a la Formación Tarija.

Las diamictitas de la Formación Tarija, con buena representación en los bordes de cuenca (desembocaduras de distributarios portadores de lenguas glaciarias), pasan en sectores centrales de la misma en territorio boliviano, a facies arenosas denominadas Formación Chorro (Ayavirí, 1972). Algunos autores sugieren que los depósitos diamictíticos rojizos de la Formación Taiguati se sobreponen en concordancia a la Formación Chorro (Reyes, 1972), mientras que otros los consideran una facies lateral de esta última unidad (Padula y Reyes, 1958).

En la Argentina aflora solamente la Formación Tarija, la cual ha sido reconocida en las localidades arriba citadas para la Formación Tupambi. La unidad alcanza espesores de hasta 600 metros (Figuras 7 y 8).

El análisis petrológico de las areniscas y diamictitas de la Formación Tarija sugiere que las áreas de proveniencia de estas rocas serían bloques continentales de características cratónicas que habrían constituido la dorsal de Michicola. Esta área positiva estuvo formada por sucesiones marinas epiclásticas de plataforma, las cuales se depositaron durante el Paleozoico inferior y medio sobre rocas del basamento ígneo-metamórfico de antigüedad precámbrica (López Gamundi, 1986).

El estudio de perfiles ubicados en localidades de la sierra de Aguargüé (Zanja Honda, Tuyunti, Iquirá y Capiazuti), ha permitido reconocer tres litofacies principales (López Gamundi, 1986).

- I. Diamictitas estratificadas o macizas: incluye todas las variedades de psefitas (fangolitas guijosas o guijarrosas, paraconglomerádicas, y conglomerados intraformacionales). La fracción clástica de las diamictitas

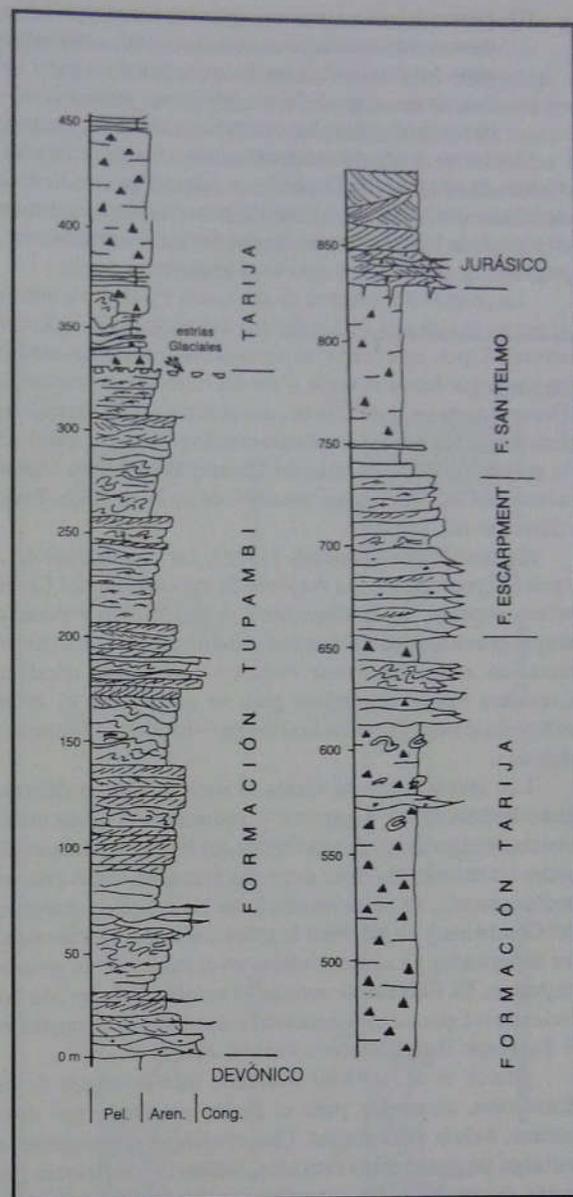


Figura 7. Los Grupos Machareti y Mandiyutí en la quebrada Pluma Verde (Cordillera Oriental), modificado de Starck et al. (1993a)

incluye clastos de diversos tamaños y composición, algunos de los cuales presentan caras facetadas, estriadas o pulidas, a veces concentrados en ciertos niveles. En cerro Piedras (Cordillera Oriental; véase la figura 7), han sido observados clastos estriados de gran tamaño y pavimentos estriados en la base de esta unidad, lo que permite inferir un flujo del hielo SE-NO, acorde con el avance glaciario desde el paleopolo sur ubicado en ese momento en Sudáfrica (Starck et al., 1993a; Conti y Rapalini, 1993).

- II. Areniscas medianas lentiformes: constituyen las psamitas dominantes, aunque también hay, en menor proporción, areniscas finas y gruesas a conglomerádicas. Estos cuerpos arenosos presentan estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada en artesa y plana, laminación ondultica y maciza con base en general erosiva (paleocanales) y techo neto.

III. Pelitas grises oscuras a negras: son depósitos lamina-dos con alto contenido en materia orgánica intercalados entre las diamictitas, preferentemente en la parte inferior de la unidad. Estas pelitas se presentan como láminas delgadas o bancos de hasta un metro de espesor.

La facies diamictitas estratificadas o macizas constituye el tipo litológico dominante y se interdigita con la facies areniscas medianas lentiformes con mayor frecuencia hacia el tope de la Formación, donde puede llegar a predominar la segunda respecto de los niveles diamictíticos.

La proporción relativa de las facies I y II es variable en el sector occidental de las Sierras Subandinas. Por ejemplo, en el río Lipeo, esta unidad se torna exclusivamente psamítica, en tanto que hacia el norte y sur las diamictitas reaparecen. Hacia el norte en el río Lipeito, se encuentran sólo diamictitas. Esta variación litofacial más acentuada en Bolivia, condujo a la definición de la Formación Chorro, la cual para algunos autores es el equivalente arenoso de la Formación Tarija, (Starck et al., 1993a).

Según López Gamundi (1986), las diamictitas de la facies I (presentes en la mayoría de las cuencas del Carbónífero superior de la Argentina) se produjeron a partir de flujos gravitatorios subácuos y deformación sinsedimentaria, en zonas de frente deltaico y prodelta, donde se considera causa importante para su generación el aporte súbito de arena y grava de los ríos que alimentan el complejo deltaico.

Las areniscas de la facies II representan condiciones hidrodinámicas de transporte y sedimentación vinculadas con flujos vigorosos y de alta fluidez que labraron paleocanales sobre las diamictitas. Este esquema presupone altas tasas de sedimentación, en parte resultado de los procesos glaciarios del Gondwana y en parte por la generación de flujos proximales depositados en aguas someras en el marco de un proceso regresivo. Es interesante señalar la similitud observada con facies de till glaciario asociada a areniscas deformadas, en el Subgrupo Itararé (cuenca Paraná, Brasil).

Starck et al. (1993a) sostienen que el origen de las diamictitas, al menos para el sector estudiado por estos autores, habría sido glacial. Una evidencia contundente, el hallazgo de pavimentos estriados, indicaría condiciones glaciares de depositación, y también la dirección del flujo del hielo como se mencionó más arriba. En consecuencia, las diamictitas serían verdaderas tillitas que se habrían originado probablemente como tills de alojamiento o, en algunos casos, como sedimentos glaciarios relacionados con extensos mantos glaciares.

El hallazgo en Bolivia de una fauna de braquiópodos y pelecípodos atribuida a la zona *Levipustula levis*, confirma la existencia de un ambiente marino en la Formación Taiguati (Rocha Campos et al., 1977), lo cual indica una estrecha vinculación entre los depósitos glaciarios y marinos. La antigüedad sugerida por los autores para esta asociación es westfaliana, al igual que Trujillo Ikeda (1989) para la fauna hallada en la misma formación en la serranía Caipipendi.

En la región argentina, sólo hay elementos palinológicos disponibles para datar la Formación Tarija. De acuerdo con Azcuy y Laffitte (1981), la asociación hallada tendría elementos comunes de las palinozonas *Ancistrospora* y *Potonieisporites* y abundantes palinomorfos redepositados del Devónico. Azcuy et al. (1984) confirman una antigüedad carbonífera tardía para esta asociación.

Según López Gamundi (1986), los flujos gravitatorios submarinos habrían sido los principales responsables de la redepositación del material palinológico, en su mayoría paleomicroplankton devónico.

### Supersecuencia Mandiyutí

La Supersecuencia o Grupo Mandiyutí (Reyes, 1972) se halla integrado en la Argentina por las Formaciones Escarpment y San Telmo. La primera de estas unidades se apoya en discordancia sobre rocas de la Formación Tarija (Reyes, 1972; Fernández Garrasino, 1979).

Ambos grupos o supersecuencias (Macharettí y Mandiyutí), comienzan con depósitos psamíticos (Formaciones Tupambi y Escarpment), los cuales configuran el relleno de paleocanales y/o paleovalles alcanzando profundidades de más de 500 m en algunos sectores. Luego continúa la depositación de sedimentitas parcialmente glaciarias sobre un área más amplia correspondientes a las Formaciones Tarija y San Telmo (Starck et al., 1993a).

Un interesante comportamiento paralelo es observado entre los depósitos arenosos de las Formaciones Tupambi y Escarpment, y las rocas infrayacentes que conformaron sus sustratos. En ambos casos, estas unidades labraron un paleorelieve en forma de paleovalles, reconocido tanto en el subsuelo del Chaco Salteño (Cerdán, 1979; Tankard et al., 1995) como boliviano (Salinas et al., 1978; Sempere, 1995). También han sido observados en secciones aflorantes o deducidos a través de correlaciones estratigráficas de perfiles en las Sierras Subandinas y en la Cordillera Oriental (Starck et al., 1993a).

Starck (1995) considera que la discordancia entre ambos grupos (Macharettí y Mandiyutí), pudo ser causada por una extensa caída eustática. Esto se refleja en la similar evolución de ambos grupos, con una profundización del paleorelieve durante el período de bajo nivel de base, previo a la depositación de cada una de las supersecuencias. Sin embargo, Fernández Seveso y Tankard (1995) sugieren por lo menos cinco episodios de incisión y agradación de paleovalles en la Formación Escarpment por intermitentes cambios del nivel de base, sin descartar tampoco inestabilidad tectónica, como fuera sugerido por Sempere (1995) para la cuenca Chaco.

Hasta hace poco tiempo se consideraba que un amplio hiato, representando buena parte del Pérmico y Triásico, separaba a las rocas del Grupo Mandiyutí del suprayacente Grupo Cuevo. Recientes investigaciones proponen correlacionar los depósitos de este último grupo con la Formación Copacabana de antigüedad pérmica, por lo cual este hiato representaría un lapso mucho menor (Sempere, 1990; Sempere et al., 1992).

### Formación Escarpment (White, en Padula y Reyes, 1958)

La composición de esta unidad, esencialmente areniscosa resistente a la erosión, genera una topografía escarpada contrastante que White (1923) denominó Escarpment. Esta nomenclatura es utilizada en Bolivia, en tanto que en la Argentina se la conoce como Las Peñas, aludiendo al mismo tipo de morfología. Sin embargo, de acuerdo con las normas vigentes del Código Argentino de Estratigrafía corresponde el uso de Escarpment por los principios de Prioridad (Artículo 17) y también de Estabilidad (Artículo 17.3). Por otra parte, el topónimo Las Peñas fue utilizado previamente por Polanski

(1959) para nominar un conjunto de estratos carbonífero-pérmicos del cordón del Portillo en la Cordillera Frontal (véase Capítulo 12 en este volumen).

La distribución areal es muy extensa, aflorando en gran parte del ámbito subandino de la Argentina y de Bolivia. En subsuelo ha sido ampliamente detectada desde el Chaco Salteño hacia la región subandina oriental.

El espesor de la unidad es variable, con un máximo medido de 750 m hasta casi desaparecer en algunos sectores de la cuenca (Reyes, 1972). Starck et al. (1993 a) reconocieron en la sección del río Lipeo un espesor máximo de 400 m, coincidente con el eje de un paleovalle.

Constituyen su litología areniscas cuarzosas finas y medianas, compactas y masivas, grises claras a blanquecinas, con pequeñas manchas de óxido de Fe y Mn que le confieren un aspecto moteado. En forma irregular se intercalan conglomerados lentiformes, más frecuentes en la base, y lutitas grises y verdosas hasta rojizas, más conspicuas en la parte superior de la unidad (Figura 9).

Dos facies sedimentarias se reconocen en esta unidad en el perfil del río Caraparí, donde su base está oculta y su techo es concordante con la Formación San Telmo (Tapia, 1985).

Facies A: compuesta principalmente por psamitas que presentan delgadas intercalaciones de pelitas. La coloración varía desde gris verdoso, amarillo grisáceo a verde. La geometría de los bancos es mayoritariamente tabular.

Facies B: formada por psamitas y sedimentitas pelíticas, estas últimas más abundantes que en la facies A. Se observa una disminución notoria en la cantidad y variedad de estructuras sedimentarias, pero con bancos mayormente tabulares. La coloración varía desde gris blanquecino a verdoso, con tonos rojizos producto de alteración. Las limolitas y fangolitas forman potentes unidades que contienen lentes de areniscas.

Fernández Garrasino (1978) sugirió, para el conjunto de las Formaciones Escarpment -San Telmo, un ambiente marino transicional que pasa a un régimen continental. Otros autores (López Gamundi, 1986; Starck et al., 1993a), interpretan para la Formación Escarpment un paleoambiente de planicie deltaica principalmente subácea, con barras de bocas de distributarios, y en menor medida subaérea, representada por ciclos fluviales.

El único elemento de datación lo constituyen los palinomorfos. La asociación hallada en su tope, corresponde a la Palinozona *Potonieisporites*, atribuida al Carbonífero tardío (Azcuy y Laffitte, 1981; Azcuy et al., 1984; di Pasquo y Azcuy, 1997a).

**Formación San Telmo** (White, en Padula y Reyes, 1958)

Con esta unidad culmina el ciclo sedimentario del Carbonífero con influencia glacial, presente en el noroeste de la Argentina. La Formación San Telmo tiene su localidad tipo en la serranía del Candado, donde ésta es cortada por el río Tarija.

En Bolivia, aflora al sur del río Parapetí, extendiéndose hacia el norte de la Argentina, donde se reconoce desde las sierras de Aguarañe, Macuetá y del Pescado hasta el este de la Cordillera Oriental (véase la Figura 4).

Esta unidad yace en concordancia sobre la anterior (Reyes, 1972). En la Argentina, el contacto es visible en algunos perfiles de la Cordillera Oriental donde su potencia es inferior a los 100 m, mientras que en otros de las Sierras Subandinas, donde su espesor medido varía entre 250 y 300 m, esta

relación es a veces más difícil de observar (Starck et al., 1993a).

La formación se compone de un alto porcentaje de areniscas medianas, gruesas y muy gruesas con niveles conglomerádicos. Estos últimos presentan rodados de hasta 10 cm de longitud, con superficies estriadas y facetadas de variada composición. Son frecuentes las intercalaciones de niveles pelíticos y diamictíticos con clastos groseramente seleccionados. Los colores predominantes de esta unidad son los rojizos y castaños con una menor proporción de las

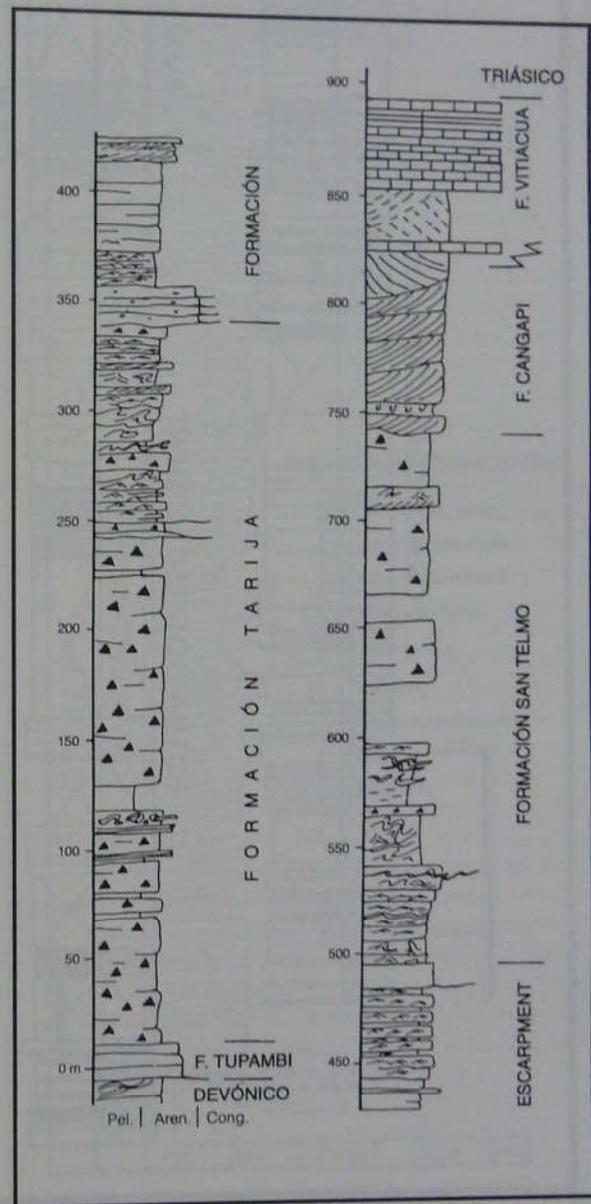


Figura 8. Los Grupos Mandiyutí y Cuevo en la sección del río Lipeito (Sierras Subandinas). Modificado de Starck et al. (1993A)

tonalidades grisáceas (véase la Figura 9).

Fernández Carro (1943) diferenció en la Sierra de Macuetá (provincia de Salta, Argentina), tres unidades o miembros los cuales fueron reconocidos originalmente por White (1923) en la serranía del Candado, localidad tipo de la Formación San Telmo. Tanto la formación citada como sus miembros fueron en conjunto, validados más tarde por Padula y Reyes (1958).

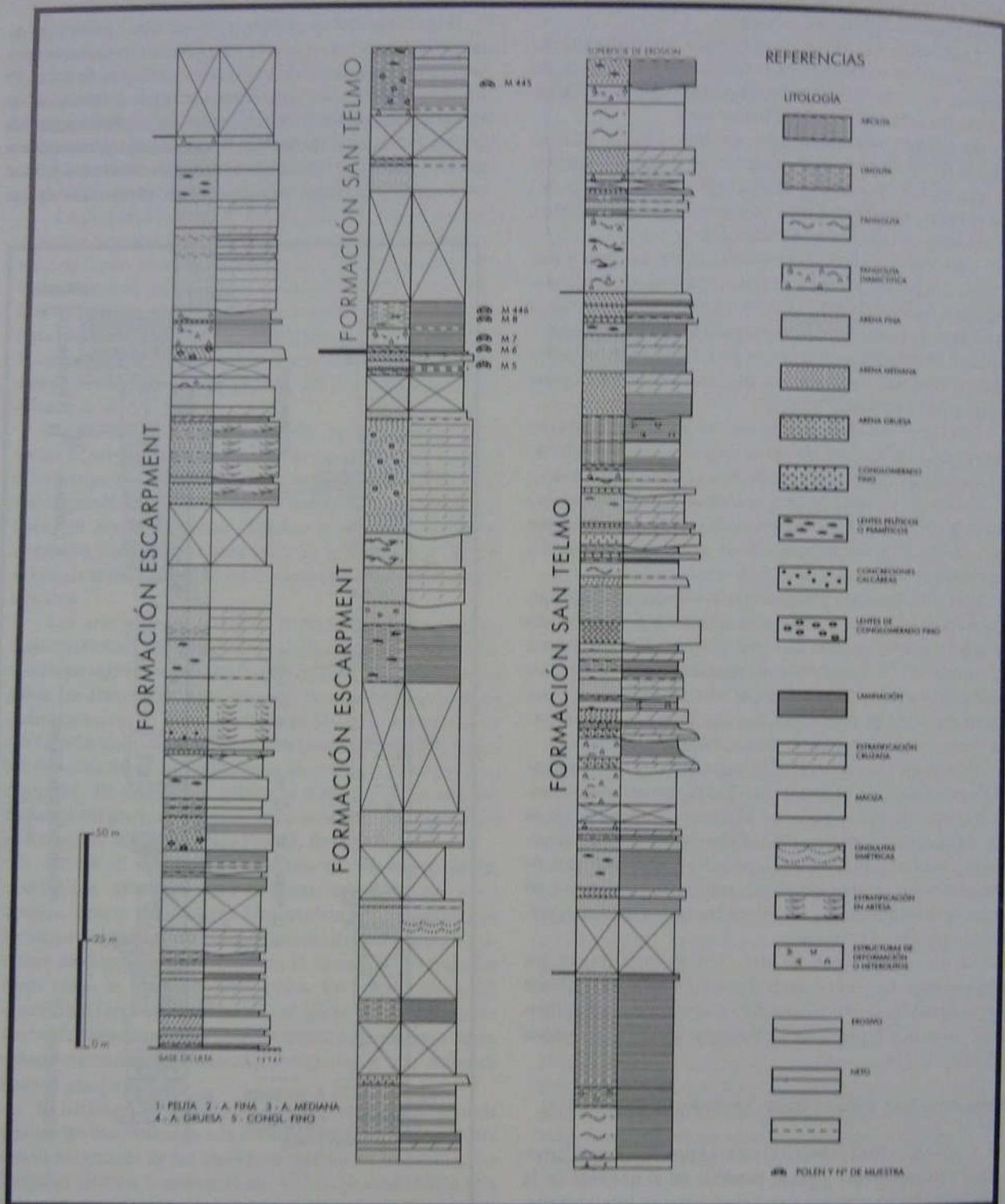


Figura 9. El Grupo Mandiyutí en la sección del río Caraparí (Sierras Subandinas), basado en Azcuy y di Pasquo (en prensa)

Litológicamente estos miembros presentan un pasaje gradual de uno a otro y se caracterizan de la siguiente manera (véase la Figura 9):

Miembro Yaguacuá: está compuesta casi exclusivamente por pelitas y areniscas finas. La coloración predominante es gris castaño a castaño morado; los bancos son principalmente tabulares con predominio de estructuras masivas. La presencia de concreciones y lentes de arenisca fina a limolítica asociadas

a escasos clastos, algunos facetados, confiere a los bancos esencialmente fangolíticos, un carácter diamictítico. Esta unidad brindó los más abundantes y mejores registros patinológicos.

Miembro Chimeo: se compone de una amplia variedad granulométrica que va desde materiales psefíticos hasta pelíticos de coloración principalmente rojiza. Los bancos son tabulares o lenticulares, de contactos netos o erosivos, con depósitos que muestran estructuras sedimentarias de bajo

régimen de flujo. En algunos potentes bancos de pelitas y areniscas finas, se observa deformación sinsedimentaria con apariencia de pseudonódulos. Los mismos se habrían formado como consecuencia de presiones ejercidas cuando el material aún se encontraba en estado semiplástico.

Miembro Caiguami: es la parte superior del perfil y está compuesta por gruesos bancos de fangolitas diamictíticas que predominan sobre las delgadas intercalaciones de areniscas medianas a finas y pelitas. La coloración es rojiza y la geometría de los bancos tabular. Los clastos en las diamictitas son subangulosos a subredondeados, en promedio de menor tamaño que los encontrados en la Formación Tarija, y se hallan diseminados en una matriz fina dominante. También se encuentran rodados facetados, con caras pulidas y a veces estriados. Las estructuras sedimentarias incluyen depósitos laminados, masivos o con estratificación cruzada de bajo ángulo.

Según Tapia (1985), la unidad Yaguacú sugiere un ambiente costero a litoral restringido, caracterizado por baja energía y aguas poco profundas. La unidad Chimeo, en cambio, indica condiciones fluviales meandriformes con depósitos de grano grueso atribuidos a facies de fondo de canal, depósitos arenosos de barra en espolón y pelitas correspondientes a facies de planicie de inundación. La presencia de gruesos clastos graníticos en los depósitos conglomerádicos indicaría la proximidad de regiones positivas de basamento. Finalmente, la unidad Caiguami sugiere un ambiente de depositación lacustre periglacial.

López Gamundi (1986) interpretó el paleoambiente de la Formación San Telmo como la culminación del ciclo regresivo con progresivo predominio de sedimentación continental iniciado con la Formación Tarija, y asociado a deltas constructivos de probable dominio fluvial.

Starck et al. (1993a) señalan que el fuerte cambio litológico que se registra a partir del límite entre ambas formaciones, indica una marcada caída en el nivel de energía del ambiente. Los diversos ambientes de depositación que se registran luego de este cambio: lacustre somero, fluvial y glacial con diamictitas, coinciden con lo sugerido por Tapia (1985).

La antigüedad de esta formación se basa en datos palinológicos citados por Azcuy y Laffitte (1981), recientemente ilustrados por di Pasquo y Azcuy (1997a). La asociación comprende granos de polen del Carbonífero tardío, en su mayoría ya reconocidos en otras cuencas de la Argentina y del resto del Gondwana (Azcuy y di Pasquo, en prensa).

**Supersecuencia Cuevo**

El Grupo Cuevo (Schlatter y Nederlof, 1966) o Supersecuencia Cuevo *sensu* Sempere (1990), representa en la cuenca Tarija la culminación de los depósitos neopaleozoicos. Sus características tectosedimentarias muestran diferencias notables con las dos supersecuencias anteriores: Macharetí y Mandiyutí *sensu* Starck (1995). La depositación de secuencias carbonatadas, la desaparición de condiciones glaciales o periglaciales y una baja tasa de subsidencia, marcan las principales diferencias.

Tradicionalmente el grupo estuvo constituido por las Formaciones Cangapi, Vitiacua e Ipaguazú. Las dos primeras de antigüedad pérmica, están separadas de la superior, de edad triásica media, por una clara discordancia labrada sobre

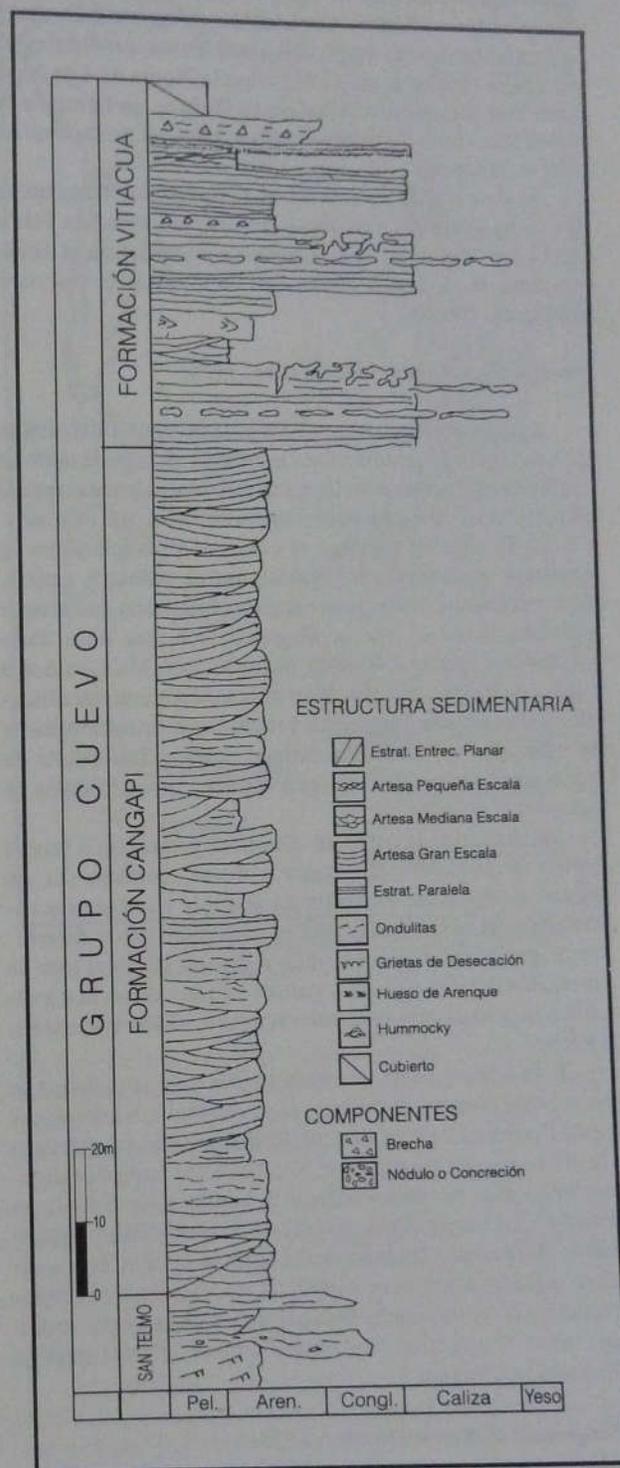


Figura 10. El Grupo Cuevo en la sección de Balapuca (Sierras Subandinas), según Tomezzoli (1996).

brechas calcáreas en el techo de la Formación Vitiacua. En Bolivia, la Formación Ipaguazú ha sido incluida en la Supersecuencia Sereré de edad triásica media-jurásica media (Sempere, 1995). A los fines de este trabajo se considerarán integrantes del Grupo Cuevo las dos unidades inferiores, Cangapi y Vitiacua.

En la Argentina, la distribución de estas unidades es muy localizada y se halla confinada al sector norte de las Sierras Subandinas (anticlinal de Macuetá, ríos Caraparí, Bermejo, Toldos, Lipeo y Baritú). Cabe señalar el reciente hallazgo de sedimentitas de este grupo más al sur, en los alrededores del río Cañas (Starck et al., 1992; véase la Figura 4). Los depósitos más importantes se hallan en Bolivia, en la región de Entre Ríos. En la Argentina, ambas unidades no superan los 200 m de espesor.

El Grupo Cuevo, a través de la Formación Cangapi, se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación San Telmo del Grupo Mandiyutí. Esta relación de discordancia es menos marcada en la cuenca Chaco que en el noroeste boliviano (Sempere, 1995).

#### *Formación Cangapi (Mauri et al., 1956)*

Su localidad tipo se encuentra en la sierra de Tatarenda en Bolivia. En la Argentina aflora solamente en la parte norte de las Sierras Subandinas en las localidades mencionadas para el Grupo Cuevo. Sus espesores varían entre 50 y 160 metros.

La Formación Cangapi se compone principalmente de areniscas con escasas intercalaciones de pelitas y calizas. Ocasionalmente un delgado conglomerado basal puede estar presente, sobre el que se disponen areniscas finas hasta medianas, cuarzosas, friables, de tonalidades blanquecinas a rojizas en bancos de hasta 10 m de potencia y con estratificación entrecruzada. Las pelitas son macizas, de color rojizo y se intercalan en bancos de variado espesor. Las calizas en parte arenosas son de color gris oscuro y tienen nódulos de calcedonia (Figura 10).

Es interpretada como un sistema depositacional fluvial eólico de posición intermedia a distal, formado por un campo de dunas de dimensiones amplias y estructuras características asociadas, el cual es favorecido por el desarrollo de un clima árido en sentido regional. Hacia el tope se intercalan niveles silíceos y calcáreos que marcan la transición a la unidad suprayacente (Sempere, 1995; Tomezzoli, 1996).

Esta unidad no ha brindado fósiles y su antigüedad se halla estrechamente vinculada con la atribuida a la suprayacente Formación Vitiacua, actualmente considerada pérmica media a superior (Sempere et al., 1992). En varias localidades del sector sur de las Sierras Subandinas de Bolivia, la Formación Cangapi yace en «leve discontinuidad litológica» sobre el miembro superior de la Formación San Telmo, lo cual sugiere a Sempere (1990) la no existencia de hiato cronológico entre ambas formaciones y consecuentemente una edad Carbonífero cuspidal-Pérmico inferior para la Formación Cangapi.

#### *Formación Vitiacua (Mather, 1922)*

Su localidad tipo se halla en la sierra de San Antonio en Bolivia y sus afloramientos se extienden hacia el norte hasta la latitud de Machareti. En la Argentina aflora en las mismas localidades citadas para la Formación Cangapi. La potencia de la Formación Vitiacua tiene una amplitud muy reducida que varía entre 10 y 35 metros. Una de sus mejores exposiciones se ubica en la localidad de Alarache, aguas arriba del río Bermejo.

La Formación Vitiacua se apoya en concordancia sobre la Formación Cangapi con un pasaje casi transicional. Es una

unidad esencialmente carbonática compuesta por varios ciclos de calizas silicificadas, macizas o parcialmente laminadas de colores grises hasta morados. Aparecen interestratificadas capas pelíticas y areniscosas, estas últimas con frecuentes estructuras en hueso de arenque (*herringbone*) y estratificación entrecruzada en artesa (Tomezzoli, 1996) (véase la Figura 10).

Estos ciclos carbonáticos, separados por marcadas superficies de inundación, corresponderían a secuencias de somerización, dentro de un cuerpo de agua somero o plataforma marina poco profunda, donde se desarrollaron facies de subambientes subtidales, intertidales y supratidales. Las intercalaciones de pelitas se habrían originado en amplias planicies de mareas de baja energía (Starck et al., 1993a; Tomezzoli, 1996).

En Bolivia, el hallazgo del pez *Coelacantus cf. granulatus* (Beltan et al., 1987), corrobora el paleoambiente marino de depositación. Nuevos estudios paleontológicos, incluyendo el análisis de asociaciones palinológicas, permiten ubicar esta unidad en el Pérmico medio a superior con su parte superior en el Triásico inferior (Sempere et al., 1992).

Aun cuando el paleoambiente propuesto para esta unidad comprenda un ambiente marino restringido, la Formación Vitiacua representa, en el ámbito sur de las Sierras Subandinas, una transgresión de extensión regional. La misma habría comenzado durante el Pérmico medio y estaría vinculada con otras transgresiones ocurridas en el Gondwana bajo condiciones cálidas, luego de la desaparición de los hielos. Este episodio representa un momento de alto nivel del mar o «highstand» que inundó sectores del Gondwana involucrando la Formación Iratí en la cuenca Paraná, la Formación Withehill en la cuenca Karoo y habría alcanzado inclusive Australia (Sempere, 1995).

## CUENCA ARIZARO

### MARCO GEOLÓGICO

Hacia fines del Devónico y comienzos del Carbonífero se produce, en el noroeste de la Argentina, la inversión de las cuencas eopaleozoicas como consecuencia de la fase Chánica. El arco de la Puna o Protocordillera Oriental separa dos depocentros neopaleozoicos, al este la cuenca Tarija y al oeste la cuenca Arizaro (Mon y Salfity, 1995). Esta última es una cuenca de retroarco cuya historia geodinámica parece vincularse con otra cuenca de retroarco ubicada más al sur, Uspallata-Iglesia (véase este volumen, capítulo 12) integrada por las subcuencas Río Blanco y Calingasta - Uspallata. El piso estructural de la cuenca Arizaro está compuesto por rocas del Paleozoico inferior sobre el que yacen en discordancia erosiva depósitos no muy potentes (~ 400 m) de estratos carbonífero-pérmicos.

Los límites de esta cuenca están definidos al este por el arco de La Puna y al oeste por el arco magmático surgido de la orogenia Chánica, ubicado en territorio chileno (Azcuy y Caminos, 1988; véanse Figuras 1 y 3). Al norte y al sur, sus límites son inciertos debido a que, por su ubicación en la Puna, los afloramientos neopaleozoicos son escasos y se hallan en buena medida afectados por las vulcanitas del arco magmático chánico y cubiertos por elementos piroclásticos cuaternarios.

## EXTENSIÓN AREAL

La cuenca consiste en una depresión alargada y las sedimentitas que la rellenaron tuvieron una disposición aproximadamente norte-sur. No se descarta que futuros relevamientos en el cordón de Calalaste puedan aportar evidencias de rocas neopaleozoicas que permitan su vinculación con las de más al sur, aflorantes en las márgenes del río Chaschuil, sector norte de la sierra de Narváez (Aceñolaza y Cravero, 1978). Asimismo es posible que afloramientos ubicados en territorio chileno, como los de la quebrada de las Zorras, incluyan depósitos de esa edad (Niemeyer et al., 1985; Rubinstein et al., 1996).

Los afloramientos neopaleozoicos más conspicuos se hallan ubicados en un cordón de orientación SSE-NNO, que une los cerros Oscuro y Rincón, en el oeste de la provincia de Salta, y están divididos en dos unidades litológicas, las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro (Aceñolaza et al., 1972) (Figura 11).

Los depósitos carbonífero-pérmicos de esta cuenca se extienden de este a oeste desde el arco de La Puna hasta la Cordillera de Domeyko en Chile. Hacia el norte, Salfity et al. (1975) sugieren una correlación entre las calizas de las Formaciones Arizaro y Copacabana, y hacia el sur, una posible vinculación con la cuenca Paganzo.

Sin embargo, la extensión de la cuenca Arizaro en esas direcciones es aún difícil de precisar por hallarse grandes extensiones cubiertas o carentes de registro de rocas neopaleozoicas.

## ESTRATIGRAFÍA

En el área de los cerros Oscuro y Rincón, las rocas aflorantes del Paleozoico superior que sobreyacen en discordancia angular erosiva a la Formación Salar del Rincón (Devónico inferior; véase este volumen, capítulo 9), corresponden a la Formación Cerro Oscuro, la cual a su vez infrayace en concordancia a los depósitos de la Formación Arizaro (Donato y Vergani, 1985). La relación entre estas últimas unidades fue originalmente señalada como de discordancia regional transgresiva (Aceñolaza et al., 1972, y Moya y Salfity, 1982, atribuyeron la discontinuidad a la fase Atacama). Sin embargo, actualmente se acepta un pasaje concordante y transicional.

*Formación Cerro Oscuro, (Aceñolaza et al. 1972)*

Aflora en una estructura de plegamiento en los alrededores del cerro homónimo, donde fue establecida su localidad tipo. De la unidades paleozoicas aflorantes es la de mayor extensión areal y su espesor máximo medido es de 208 metros. Importantes variaciones de espesor observadas en cortas distancias sugieren un paleorelieve irregular para los depósitos carboníferos en este sector (Donato y Vergani, 1985).

Esta sucesión siliciclástica de origen continental, se destaca de las unidades infra y suprayacentes principalmente por su color rojizo a morado y su composición psamítica predominante. Donato y Vergani (1985) reconocieron en la secuencia tres megaciclos

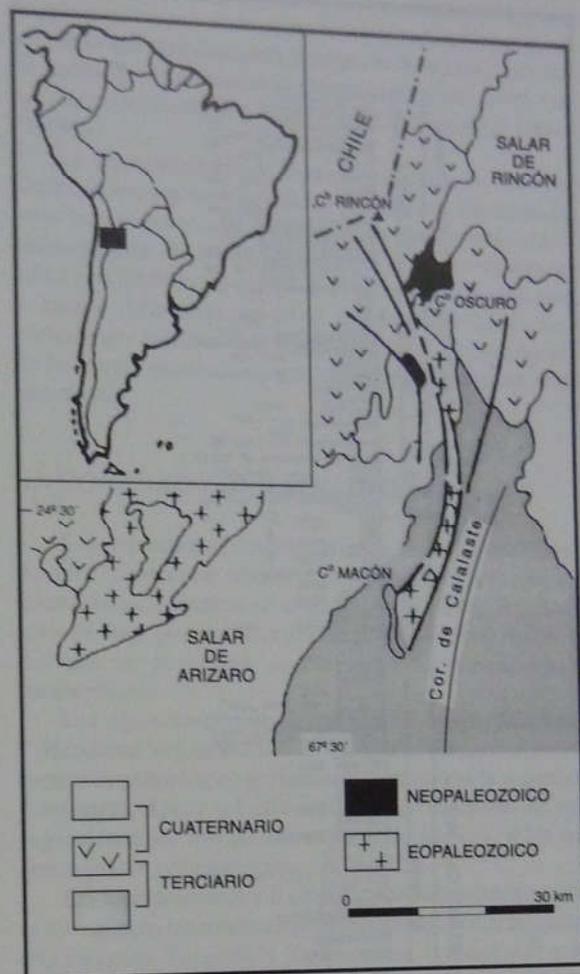


Figura 11. El Neopaleozoico de la Puna (Zona del cerro Oscuro), basado en Navarini y Viera (1971).

grandecrecientes. Cada ciclo comienza con facies gruesas de conglomerados polimícticos, en bancos lenticulares, masivos o con burda estratificación entrecruzada. En forma gradual el tamaño de grano decrece, predominando la facies de areniscas rojas a moradas, gruesas a finas con frecuente estratificación entrecruzada y ondulitas de corriente indicadoras de alta energía. Hacia el tope aparece una facies de limolitas y arcillitas rojizas, a veces finamente laminadas o con ondulitas, donde se encuentran restos de vegetales, icnitas y marcas de gotas de lluvia (Figura 12).

Las evidencias muestran que los depósitos terrígenos de esta unidad se depositaron en un paleoambiente continental, que se inició con abanicos aluviales proximales a distales en la base de los megaciclos; luego evolucionó hacia sistemas fluviales anastomosados distales, para finalmente culminar en ríos meandros que pasan a una planicie de inundación (Donato y Vergani, 1985).

En la facies pelítica del tercio superior de la unidad, han sido hallados restos vegetales atribuidos a *Fedekurtzia* sp., previamente designada como *Botrychiopsis* sp. cf. *B. weissiana* Kurtz (Carrizo, comunicación personal) y *Sphenopteridium* sp., correspondientes a la flora NBG de antigüedad carbonífera tardía (Aceñolaza et al., 1972).

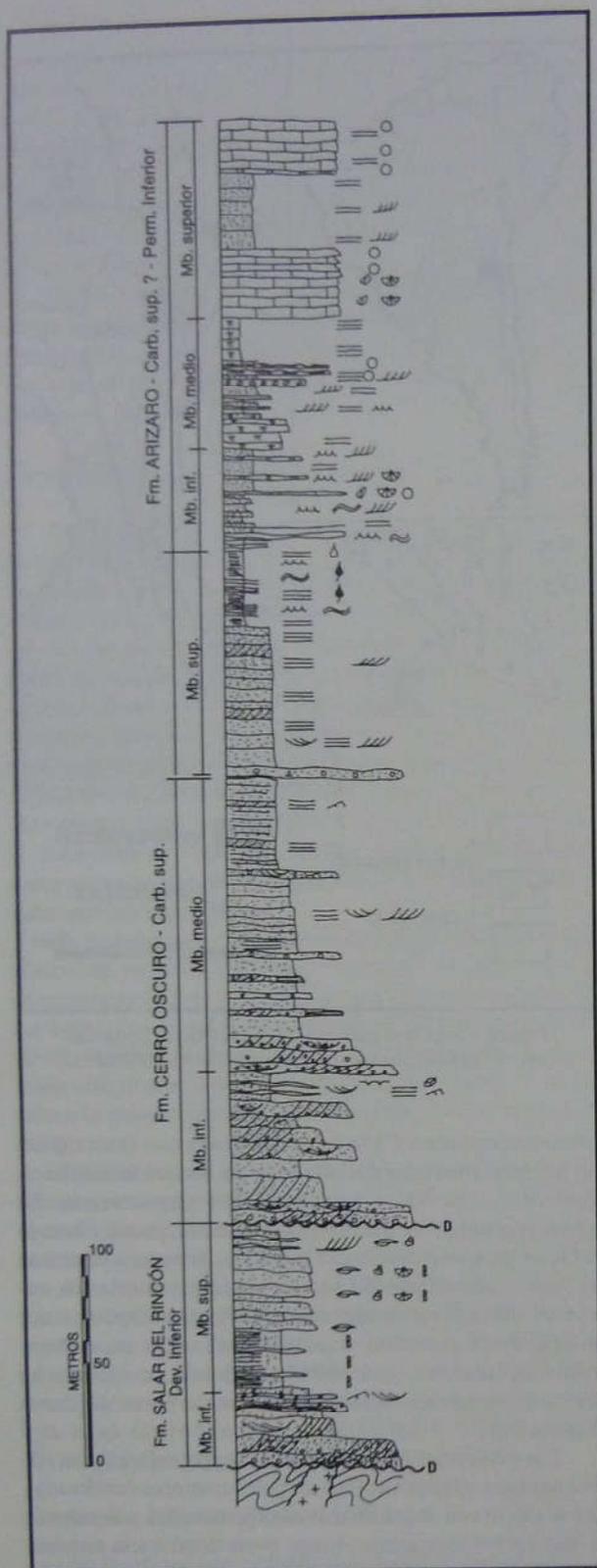


Figura 12. Sección estratigráfica de la zona del cerro Rincón, Salta (basado en Donato y Vergani, 1985)

#### Formación Arizaro, (Aceñolaza et al., 1972)

Las rocas de la Formación Arizaro representan un conjunto clástico-piroclástico-carbonático de origen marino somero. Sus relaciones estratigráficas son de transición con la

infrayacente Formación Cerro Oscuro, mientras que es sobrepujeta en discordancia angular por las sedimentitas terciarias del Grupo Pastos Grandes. Aflora en los mismos lugares que la Formación Cerro Oscuro y su espesor máximo medido es de 190 metros.

El conjunto ha sido dividido en tres miembros de acuerdo con sus diferencias litológicas. El miembro inferior se caracteriza por la alternancia, en bancos tabulares, de areniscas cuarzosas calcáreas y arcilitas de colores rojizos que hacia el tope se tornan amarillentos. En ciertos niveles delgados de *wackstones* se encuentran ostrácodos y bivalvos. El miembro medio está constituido por una secuencia epiclástica-piroclástica con significativo aporte de material volcánico, compuesto por tobas, tufitas y arenitas líticas que alternan con conglomerados finos y depósitos calcáreos fosilíferos. El miembro superior está compuesto por calizas cristalinas y arenitas calcáreas que representan un importante episodio transgresivo, con depositación de facies carbonáticas fosilíferas y moderado aporte terrígeno (Donato y Vergani, 1985) (véase la Figura 12).

La base de la unidad representa el pasaje de una sedimentación continental a depósitos marinos someros, los cuales recibieron un importante aporte piroclástico y un sucesivo aumento de la depositación calcárea.

Esta formación ha brindado una rica y diversa asociación faunística, dentro de la cual han sido descritos briozoos, braquiópodos, gastrópodos, bivalvos, cnidarios, artejos de crinoideos, dientes aislados de peces y foraminíferos (Aceñolaza et al., 1972).

En los niveles basales se ha descrito una microfauna compuesta por foraminíferos pequeños no fusulínidos, que ubica a estas sedimentitas en el Pérmico inferior a medio, aunque la ausencia de fusulínidos determinativos del pasaje Carbonífero-Pérmico, dificulta la confirmación de la antigüedad propuesta a partir de los foraminíferos descritos (Benedetto, 1977).

### EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS CUENCAS TARIJA Y ARIZARO

La evolución paleoambiental de los depósitos neopaleozoicos del sur de América del Sur, se halla fuertemente vinculada con cuatro variables interrelacionadas: 1) variaciones eustáticas del nivel de mar, 2) glaciación, 3) procesos de subducción y acreción de terrenos alóctonos y 4) deriva polar. En el caso del sector austral de la cuenca Tarija, hay fuertes evidencias de que el profundo paleorelieve (paleovalles) labrado sobre el sustrato devónico resultante de la orogenia Chánica y posterior erosión, está vinculado con la fuerte caída eustática que produjo el englazamiento gondwánico como respuesta a la migración del paleopolo sur sobre el centro sur de África, en el Devónico tardío-Carbonífero temprano (véase la Figura 6).

Las facies de los Grupos Machareti y Mandiyuti son ampliamente similares y están dominadas por depósitos resedimentados que incluyen diamictitas, flujos de detritos, deslizamientos (en pelitas y areniscas) y areniscas con capas entrecruzadas. Las estructuras relacionadas con procesos glaciarios como elastos facetados, estriados, pulidos, pentagonales y pavimentos estriados, se encuentran a lo largo de ambas secuencias, aunque son más conspicuas en la primera.

Los ambientes depositacionales en ambos ciclos, comienzan con facies marinas someras (Formaciones Tupambi y Escarpment) que rápidamente evolucionan a sistemas deltaicos constructivos (de predominio fluvial), en los cuales son frecuentes facies de canales distributarios con predominio de procesos de remoción en masa, con amalgamación y migración de canales (Formaciones Tarija y en parte Escarpment), y facies subordinadas o localizadas de prodelta con procesos de decantación (pelitas Itacuamí).

Al final del Carbonífero y comienzos del Pérmico, se produce un mejoramiento paleoclimático y las temperaturas se elevan gradualmente (fin de la glaciación en este sector de la cuenca), permitiendo el establecimiento de facies continentales fluviales, lacustres y eólicas (Formaciones San Telmo y Cangapi), que culminan con una ingresión marina (Formación Vitiacua) y la depositación de sedimentitas esencialmente calcáreas en una plataforma carbonática somera.

La secuencia reconocida en la Puna presenta una fuerte similitud con la descrita en el párrafo anterior (Formaciones Cangapi-Vitiacua). La transición entre las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro sugiere un episodio transgresivo que se inicia con facies continentales fluviales que hacia el tope pasan gradualmente a ambientes marinos someros, caracterizados en su tramo inferior por una sedimentación siliciclástica que rápidamente evoluciona a carbonática. Este episodio transgresivo es reconocido regionalmente en otros sectores de la cuenca (quebrada de Las Zorras, Chile), en algunos sectores del noroeste argentino (Alarache, Caraparf) y está ampliamente documentado en Bolivia (López Gamundi y Rossello, 1993a).

## ANTIGÜEDAD, BIOESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN DE LAS SUPERSECUENCIAS

### REDEPOSITACIÓN DE PALINOMORFOS

De las cuencas neopaleozoicas argentinas, la única que presenta evidencias notables de material palinológico retrabajado es la cuenca Tarija (Azcu y Laffitte, 1981; Azcu et al., 1984). Esto es particularmente evidente en la región argentina de la cuenca, la cual conforma su borde austral. Allí, los movimientos de ascenso de los arcos de Michicola y Puneño contribuyeron al relleno de los depocentros carboníferos con pelitas devónicas ricas en palinomorfos. Otro elemento que favoreció la redepositación, fue la marcada erosión a la que estuvo sometido el piso estructural de la cuenca luego de la fase Chánica, especialmente durante el englazamiento (véase Paleovalles y glaciación neopaleozoica, este capítulo) y posterior depositación de sedimentitas carboníferas. Durante ese lapso la materia orgánica tuvo excelentes condiciones de preservación debido a la baja actividad bacteriana (temperaturas bajas) y su corto transporte.

En la parte boliviana, más alejada del borde de la cuenca, no se conocen datos publicados (al menos hasta este momento), sobre material palinológico devónico redepositado en capas del Carbonífero superior (Suárez Soruco, 1989). La mención de casos de material redepositado (incluso de otros períodos) es infrecuente en

la literatura palinológica, y esto se debe a que es extremadamente laborioso obtener datos bioestratigráficos precisos, dado que los criterios de separación de material autóctono de autóctono (preservación diferencial, color, edad, etc.) no son a veces fáciles de evaluar (di Pasquo y Azcu, 1997b).

La bioestratigrafía de la parte argentina de la cuenca Tarija deberá ser resuelta con las dificultades arriba citadas, pues los únicos (o casi únicos) fósiles disponibles son los palinomorfos. Azcu y Laffitte (1981) llamaron la atención sobre este problema y comprobaron la similar preservación y escasa diferencia de color del material devónico y carbonífero estudiado, lo cual dificulta el reconocimiento de las varias asociaciones presentes por los motivos arriba apuntados.

## ANTIGÜEDAD Y BIOESTRATIGRAFÍA

Los depósitos neopaleozoicos de las cuencas Tarija y Arizaro contienen distintas asociaciones de mega y microfósiles. Mientras en el sector argentino de la primera sólo se han podido identificar palinomorfos, en la de Arizaro se presentan asociaciones de megaflores y foraminíferos.

Los depósitos correspondientes a los Grupos Machareti y Mandiyuti son atribuidos al Carbonífero superior por su contenido palinológico proveniente de muestras de superficie y subsuelo. Azcu y Laffitte (1981) reconocieron en esas supersecuencias tres asociaciones palinológicas, a las que denominaron provisoriamente A, B y C.

Las asociaciones A y B corresponden a los depósitos que se formaron en las condiciones paleoclimáticas más rigurosas (Formaciones Tupambi y Tarija, véase la Figura 6) y su afinidad es próxima a la Palinozona *Ancistrospora* (Azcu y Jelín, 1980; Azcu, 1985), atribuida al Carbonífero tardío temprano. La asociación C, recobrada en el Grupo Mandiyuti, presenta mayores similitudes con la Palinozona *Potonieisporites* (Azcu y Jelín, op. cit.; Azcu, op. cit.) y es referida al Carbonífero tardío tardío (di Pasquo y Azcu, 1997a). Estas asociaciones se hallan en revisión (di Pasquo, 1999), y es de destacar que hasta el momento no fueron identificados granos de polen estriados y solamente escasos y mal preservados granos bisacados. Las palinozonas citadas también han sido reconocidas en la cuenca Paganzo (véase capítulo 12) y en la cuenca Chacoparanense (Russo et al., 1980; Vergel, 1993).

El Grupo Cuevo, tomado en el sentido de Sempere (1990), se hallaría integrado sólo por las Formaciones Cangapi y Vitiacua, ambas estériles en la Argentina. Sin embargo, el reciente hallazgo en Bolivia de palinomorfos en la Formación Vitiacua, ha permitido referirla al Pérmico medio-superior (Sempere et al., 1992) y deducir una edad más antigua para la Formación Cangapi.

Por otra parte, las asociaciones reconocidas en las unidades de la cuenca Arizaro no corresponden a palinomorfos. La Formación Cerro Oscuro presenta una escasa megaflores que permite referirla a la Fitozona *Nothorhacopteris-Botrychiopsis-Ginkgophyllum* de edad carbonífera tardía s.l. (Aceñolaza et al., 1972), y la Formación Arizaro contiene abundancia de foraminíferos (no fusulínidos) que permiten atribuirlos al Pérmico inferior a medio.

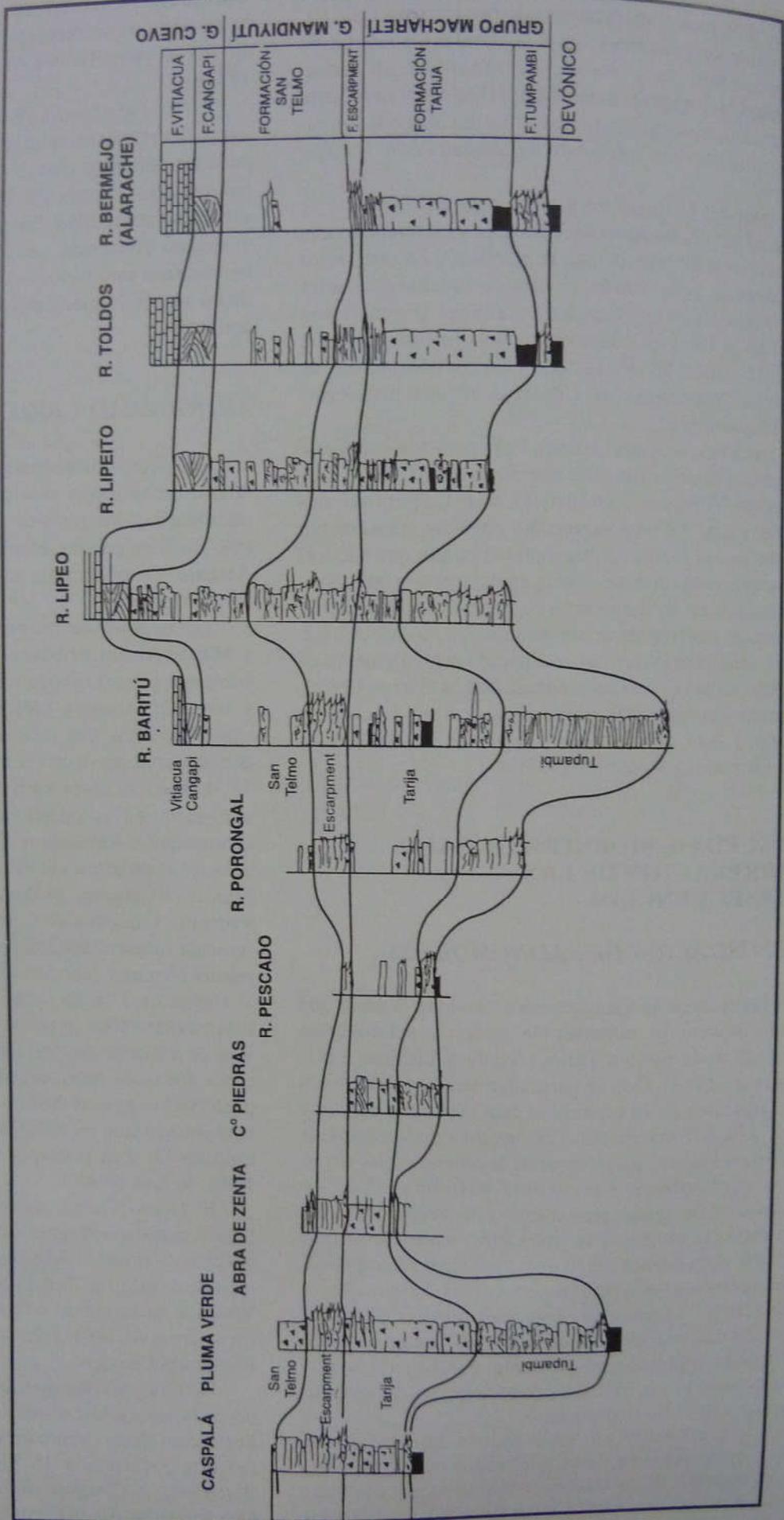


Figura 13. Correlación de perfiles de las Sierras Subandinas y Cordillera Oriental nivelados al techo de la Formación Tarija, modificado de Starck et al. (1993a)

**CORRELACIÓN CON OTRAS UNIDADES**

Las cuencas neopaleozoicas cuyo análisis ha sido el tema de este capítulo, se caracterizan por continuar en países limítrofes, donde las unidades litológicas pueden o no llevar los mismos nombres. La Figura 13 muestra la correlación entre unidades neopaleozoicas aflorantes en las Sierras Subandinas y en la Cordillera Oriental de la Argentina, niveladas al techo de la Formación Tarija. Los perfiles evidencian las marcadas variaciones en la potencia de las Formaciones Tupambi y Escarpment, en relación con las de Tarija y San Telmo. Los fuertes procesos erosivos previos a la depositación de las dos unidades primero mencionadas, se vinculan, por lo menos en parte, con cambios en el nivel de base producidos como resultado de movimientos eustáticos relacionados con etapas de máximo englazamiento (véase la Figura 6). Los depósitos carbonatados del Grupo Cuevo quedan restringidos a las Sierras Subandinas.

El cuadro 1 es un intento de correlación entre las unidades reconocidas en la cuenca Tarija tanto de la Argentina como de Bolivia, y las aflorantes en la cuenca Arizaro a ambos lados del límite con Chile. En el primer caso (cuenca Tarija), las Supersecuencias Macharetf y Mandiyutf presentan, en ambos países, abundantes miosporas que permiten asegurar su edad carbonífera tardía. En relación con la Formación San Telmo sólo la base contiene palinomorfos, de modo que no sería

imposible (pero tampoco seguro) que sus tramos más altos alcanzaran la base del Pérmico.

En la Argentina la Formación Tupambi se apoya en discordancia sobre la Formación los Monos, de edad frasniana (Ottone, 1996). Esta discordancia representa un hiato importante y se atribuye a la fase Chánica, pues además de su carácter erosivo muestra un claro componente tectónico. Una situación especial se presenta en Bolivia con la presencia de estratos poco potentes (Formación Itacua/Saipurú) atribuidos al Carbonífero inferior. Estas capas son portadoras de palinomorfos del Carbonífero temprano y yacen en discordancia sobre la Formación Iquirí, de edad devónica tardía, lo cual indica un hiato muy pequeño. Es probable que la discordancia Tupambi/Itacua corresponda también a los movimientos chánicos (véase discordancia pre-carbonífera, este capítulo).

En la cuenca Arizaro las Formaciones Quebrada Icnitas y Salar del Rincón son atribuidas al Devónico temprano. Sobre la primera descansan los depósitos de la Formación Quebrada de Las Zorras, la cual con argumentos paleontológicos es referida como devónica/carbonífera inferior (Rubinstein et al., 1996).

Las Formaciones Cerro Oscuro y Arizaro, consideradas en relación de concordancia (Donato y Vergani, 1985), son muy probablemente correlacionables con las Formaciones San Telmo y Copacabana. Las cuatro unidades han brindado

CUADRO 1. CORRELACIÓN DE UNIDADES DE LAS CUENCAS TARIJA (ARGENTINA-BOLIVIA), ARIZARO (ARGENTINA-CHILE) Y NAVIDAD (CHILE)

Cuencas	NAVIDAD	ARIZARO		TARIJA	
País	CHILE		ARGENTINA		BOLIVIA
Región / Localidad	A. Victoria	Qda. de las Zorras	Salar del Rincón	S. Subandinas	S. Subandinas Sur
PÉRMICO SUPERIOR				Vitiacua	Vitiacua
PÉRMICO INFERIOR	A. Victoria Superior		Arizaro	Cangapi	Cangapi
CARBONÍF. SUPERIOR	A. Victoria Inferior		Cerro Oscuro	San Telmo	San Telmo
				Escarpment	Escarpment
				Tarija	Tarija / Chorro / Taiguati
				Itacuami	Itacuami
				Tupambi	Tupambi
CARBONÍF. INFERIOR		Qda. de las Zorras			Itacua / Saipurú
DEVÓNICO		Qda. Icnitas	Salar del Rincón	Los Monos	Iquirí

fósiles que permiten sugerir esa correlación. Por otra parte, la dupla Cangapi-Vitiacua es más difícil de correlacionar, pues la primera es estéril y los fósiles hallados en la segunda son todavía polémicos. Su correlación con las unidades arriba citadas es por ahora tentativa.

Menos segura aún es la relación entre las capas Augusta Victoria Superior e Inferior. La primera contiene depósitos

carbonatados que se atribuyen al Pérmico inferior y serían correlacionables con la Formación Arizaro. La edad de la segunda es todavía materia de debate: Niemeyer et al. (1985) consideran a estas capas como de antigüedad carbonífera tardía, en tanto que otros autores (Davidson et al., 1981), la ubican en el Devónico tardío, reconociendo la fase Chánica en la relación entre ambas.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACEÑOLAZA, F. G. y CRAVERO, O., 1978. Presencia de *Orchesteropterus atavus* Frenguelli en la zona norte del Sistema de Famatina. Acta Geológica Lilloana 14(Supl):91-93.
- ACEÑOLAZA, F. G., BENEDETTO, G. L. y SALFITY, J., 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina, su fauna y relación con áreas vecinas. Anales Academia Brasileña Ciências, (Supl. ), 44:5-20.
- ARIGÓS, L. E. y VILELA, C. R., 1949. Consideraciones geológicas sobre las Sierras Subandinas en la región de Tartagal, provincia de Salta. Revista Asociación Geológica Argentina, 4(2): 77-131.
- AYAVIRI, A., 1972. El Sistema Carbónico en el Sureste boliviano. Anales Academia Brasileña Ciências, (Supl. ), 44:51-60.
- AZCUY, C. L., 1985. Late Carboniferous paleogeography and stratigraphy of Argentina. 10° Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero (Madrid, 1983), 4: 281-293.
- AZCUY, C. L. y CAMINOS, R., 1987. XI. Diastrofismo. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 239-252, Córdoba.
- AZCUY, C. L. y CAMINOS, R., 1988. Características paleogeográficas y diastroficas de algunas cuencas neopaleozoicas de América del Sur: una reseña. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 78: 203-224.
- AZCUY, C. L. y DI PASQUO, M. M., 1999. Pollen grains of the Late Carboniferous (Escarment and San Telmo Formations) in the Argentine area of the Tarija-Titikaka Basin. Palaeontographica (en prensa).
- AZCUY, C. L. y JELÍN, R., 1980. Las palinozonas del límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Paganzo. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología (1978), 4: 51-67.
- AZCUY, C. L. y LAFFITTE, G., 1981. Palinología de la cuenca Noroeste Argentina. I. Características de las asociaciones carbónicas: problemas e interpretación. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 823-838.
- AZCUY, C. L., LAFFITTE, G. y RODRIGO, L., 1984. El límite Carbónico-Pérmico en la cuenca Tarija-Titikaka. 3° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía (Corrientes, 1982), 1: 39-44.
- BALDIS, B. A. J. y SARUDIANSKY, R. M., 1975. El Devónico del noroeste de la Precordillera argentina. Revista Asociación Geológica Argentina, 30:301-330.
- BALDIS, B. A. J., VIRAMONTE, J. G., y SALFITY, J. A., 1975. Geotectónica de la comarca comprendida entre el cratígeno central argentino y el borde austral de la Puna. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4:25-44.
- BARBAGALLO, J., 1986. Estudio de las sedimentitas Neopaleozoicas correspondientes a las Formaciones Itacuamí y Tarija en el Arroyo Tuyunti, Salta. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 84 pp.
- BELLOTI, H. J., SACCAVINO, L. L. y SCHACHNER, G. A., 1995. Structural styles and petroleum occurrence in the Sub-Andean Fold and Thrust Belt of Northern Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. y H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 545-555.
- BELTAN, L., FRENEIX, S., JANVIER, P. y LÓPEZ PAULSEN, O., 1987. La faune triassique de la Formation de Vitiacua dans la région de Villamontes (Département de Chuquisaca, Bolivie). Neues Jb. Geologie Paläontologie, Mh., 2:99-115.
- BENEDETTO, J. L., 1977. Foraminíferos pérmicos de la Formación Arizaro (Provincia de Salta, Argentina). 2° Congreso Latinoamericano de Geología, pp. 1009-1024.
- BODENBENDER, G., 1906. Informe sobre una exploración geológica en la región de Orán (provincia de Salta). Boletín Ministerio Agricultura, 4(4-5): 392-399.
- BONARELLI, G., 1914. La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del Distrito minero de Orán. Ministerio Agricultura, Dirección General Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín, 1-43 pp.
- BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte (provincias de Salta y Jujuy). Ministerio Agricultura, Anales Sección Geología, 15 (1): 1-96.
- BRACACCINI, I. O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. Petrotecnia 10(6): 57-69.
- CARRIZO, H. A. y AZCUY, C. L., 1997. Las fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. Revista Universidade Guarulhos, Geociências, 2(N° Especial): 19-27.
- CERDÁN, J., 1979. Informe referido al Permo-Carbonífero en la zona noroeste de Aguaray y Jollín. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RAMOS, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. Earth Science Review, 18:303-332.
- CONTI, C. M. y RAPALINI, A. E., 1993. La deriva polar aparente del Gondwana en el Paleozoico en función de nuevos datos paleomagnéticos de Argentina. Implicancias paleolatitudinales para América del Sur. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3:404-414.
- CRIADO ROQUÉ, P., DE FERRARIS, C., MINGRAMM, A., ROLLERI, E. O., SIMONATO, I. B. y SUERO, T., 1960. cuencas sedimentarias de la Argentina. Boletín Informaciones Petroleras, 320:1-21.
- CUERDA, A., AZCUY, C. L., VALENCIO, D. A. y VILAS, J. F., 1987. Introducción. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 5-13 pp., Córdoba.
- DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. y RIVANO, S., 1981. Evidencias de tectogénesis del Devónico superior - Carbónico inferior, al oeste de Augusta Victoria, Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, 12:79-86.
- DI PASQUO, M. M., 1999. Palinología, bioestratigrafía y correlación de las asociaciones presentes en los Grupos Machareti y Mandiyuti, Neopaleozoico de la Cuenca Tarija, provincia de Salta, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita).
- DI PASQUO, M. M. y AZCUY, C. L., 1997a. Palinología del Grupo Mandiyuti, Carbonífero Superior, cuenca Tarija, Argentina. 10° Congreso Geológico Chileno, 1:475-479.
- DI PASQUO, M. M. y AZCUY, C. L., 1997b. Palinomorfos retrabajados en el Carbonífero Tardío de la cuenca Tarija (Argentina) y su aplicación a la datación de eventos diastroficos. Revista Universidade Guarulhos, Geociências 2 (N° Especial): 28-42.
- DONATO, E. O. y VERGANI, G., 1985. Geología del Devónico y Neopaleozoico de la zona del Cerro Rincón, provincia de Salta, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 1:262-283.
- EYLES, N., 1993. Earth's glacial records and its tectonic setting. Earth Science Review, 35:1-248.
- EYLES, N., GONZÁLEZ BONORINO, G., FRANCA, A. B., EYLES, C. H. y LÓPEZ PAULSEN, O., 1995. Hydrocarbon-bearing Late Paleozoic glaciated basins of Southern and Central South America. En:

- A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 165-183.
- FERNÁNDEZ CARRO, A., 1943. Estructura de la Sierra de Macuetá, desde el paralelo 22° hasta El Lecheronal. Prov. de Salta. YPF, informe inédito. Buenos Aires.
- FERNÁNDEZ CARRO, A., MORENO, R. y REGINATTO, 1965. Aspectos generales de la estratigrafía y tectónica de la región petrolera del norte salteño. Facies y extensión del Gondwana, Acta Geológica Lilloana, 7:163-180.
- FERNÁNDEZ GARRASINO, C. A., 1978. Algunos rasgos sedimentarios y estratigráficos de las llamadas «Areniscas del Palmar» (Carbonífero de la cuenca de Tarija, Chaco Salteño) y esquemas evolutivos paleoam-bientales del Grupo Machareti, Argentina. Reunión Nacional «El Paleozoico de Argentina», Acta Geológica Lilloana, 14 (suplemento): 49-52 (Resumen).
- FERNÁNDEZ GARRASINO, C. A., 1979. Algunos rasgos estratigráficos y sedimentológicos de las llamadas «Areniscas del Palmar», Formación Tarija, Carbonífero del Chaco Salteño. Petrotecnia, (1-2):25-29.
- FERNÁNDEZ SEVESO, F. y TANKARD, A. J., 1995. Tectonics and Stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 285-301.
- ISAACSON, P.E. y DÍAZ MARTÍNEZ, E., 1995. Evidence for the middle-late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, central Andes. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62:231-249.
- LÓPEZ GAMUNDI, O. R., 1986. Sedimentología de la Formación Tarija, Carbonífero de la Sierra de Aguargüé, provincia de Salta. Asociación Geológica Argentina, Revista, 41(3-4):334-355.
- LÓPEZ GAMUNDI, O. R. y ROSSELLO E. A., 1993a. La Fase Atacama y los Movimientos Intracarboníferos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas, 3:100-106.
- LÓPEZ GAMUNDI, O.R. y ROSSELLO, E.A., 1993b. Devonian - Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. Geologische Rundschau, 82:136-147.
- MATHER, K. F., 1922. Front ranges of the Andes between Santa Cruz and Embarcación. Bulletin Geological Society of America, 33: 703-764.
- MAURI, E., PADULA, E. y ALDAZOSA, J., 1956. Yacimientos de petróleo y gas en Bolivia. 20° Congreso Geológico Internacional. Simposio de Yacimientos de Petróleo y Gas, en América del Sur y Antillas, Méx. 4.
- MÉGARD, F., DALMAYRAC, B. LAUBACHER, G., MAROCCO, R., MARTÍNEZ, C., PAREDES, J. y TOMASI, P., 1971. La Chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie. Premiers Résultats, Cahiers O. R. S. T. O. M., séries Géologie, 3(1):5-44.
- MÉNDEZ, V., NAVARINI, D., PLAZA, D. y VIERA, V., 1973. Faja eruptiva de la Puna oriental. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:147-158.
- MINGRAMM, A., RUSSO, A., POZZO, A. y CAZAU, L., 1979. Sierras Subandinas. 2° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1:95-138. Córdoba.
- MON, R., 1979. Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino. Revista Asociación Geológica Argentina, 34(1): 53-60.
- MON, R. y SALFITY, J. A., 1995. Tectonic evolution of the Andes of Northern Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): Petroleum basins of South America, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 269-283.
- MOYA, M. C. y SALFITY, J. A., 1982. Los ciclos magmáticos en el Noroeste Argentino. 5° Congreso Latinoamericano Geología, Actas, 3: 523-536.
- NAVARINI, A. y VIERA, O., 1971. Trabajos de fotogeología en el área Salta-Jujuy del plan NOA-1 y métodos empleados. 1° Simposio Argentino Geología Económica, 1:131-140, San Juan.
- NIEMEYER, H. R., URZÚA, F. A., ACEÑO-LAZA, F. G. y GONZÁLEZ, C. R., 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. 4° Congreso Geológico de Chile, 410-438.
- OLLER, J. y SEMPERE, T., 1990. A fluvioclastic sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia (Abstract). International Symposium of Andean Geodynamics, 237-240.
- OTTONE, E.G., 1996. Devonian palynomorphs from the Los Monos Formation, Tarija Basin, Argentina. Palynology, 20:101-151.
- PADULA, E. L. y REYES, F. C., 1958. Contribución al léxico estratigráfico de las Sierras Subandinas, Bolivia. YPF, Boletín Técnico 1(1): 9-70.
- PÉREZ LEYTON, M., 1991. Miospores du Devonien Moyen et Supérieur de la coupe de Bermejo-La Angostura (Sud-Est de la Bolivie). Annales de la Société Géologique du Belgique, 113(2, 1990): 373-389.
- POLANSKI, J., 1959. El Bloque Variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista, 12(3): 165-197.
- POSAMENTIER, H. W., JERVEY, M. T. y VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. I - Conceptual framework. En: C. K. Wilgus et al. (Eds.): Sea level changes: an integrated approach. Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42:109-124.
- POZZO, A. y FERNÁNDEZ GARRASINO, C. O., 1979. Sobre la presencia de depósitos de barrera litoral en la Formación Tupambi (Mississippiano) en el subsuelo del Chaco Salteño (provincia de Salta, Argentina). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 551-562.
- RAMOS, V., 1988. Late Paleozoic-early Paleozoic of South America, a collisional history. Episodes, 2:168-173.
- RAMOS, V. y PALMA, M., 1996. XIII. Tectonismo y diastrofismo (tectónica). En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias, pp. 239-254. Córdoba.
- RAMOS, V., JORDAN, T., ALLMENDINGER, R., KAY, S., CORTÉS, J. y PALMA, M., 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2:84-106.
- REYES, F. C., 1972. On the Carboniferous and Permian of Bolivia and Northwestern Argentina. Anales Academia Brasileña Ciências (Supl. ), 4: 261-277.
- ROCHA CAMPOS, A. C., DE CARVALHO, R. G. y AMOS, A. J., 1977. A Carboniferous (Gondwana) fauna from Subandean Bolivia. Revista Brasileira Geociencias, 7:287-304.
- RUBINSTEIN, C., NIEMEYER, H. y URZÚA, F., 1996. Primeros resultados palinológicos en la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de la Sierra de Almeida, región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, 23(1):81-95.
- RUSSO, A., ARCHANGELSKY, S. y GAMERRO, J. C., 1980. Los depósitos suprapaleozoicos en el subsuelo de la llanura Chaco-Pampeana, Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 4: 157-173.
- SALFITY, J. A., 1980. Desarrollo paleogeográfico del Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Reunión Anual Proyecto 44 IGCP, "Lower Paleozoic of South America", Lima.
- SALFITY, J. A. y GORUSTOVICH, S. A., 1978. Geología pregondwánica del centro-oeste sudamericano. Acta Geológica Lilloana, (Supl. ), 14:39-41.
- SALFITY, J. A., OMARINI, R., BALDIS, B. y GUTIÉRREZ, W. J., 1975. Consideraciones sobre la evolución geológica del Precámbrico y Paleozoico del norte argentino. 2° Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4:341-361.
- SALFITY, J. A., GORUSTOVICH, S. A. y MOYA, M. C., 1984. Las fases diastroficas en los Andes del norte Argentino. Simposio Tectónica Centro-Andina y Relaciones con Recursos Naturales. Comisión Nacional de Estudios Geofísicos, Bolivia.
- SALFITY, J., AZCUY, C. L., LÓPEZ GAMUNDI, O., VALENCIO, D. A. y VILAS, J. F., 1987. II. Cuenca Tarija. En: S. Archangelsky (Ed.): El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 15-40 pp., Córdoba.
- SALINAS, E., OBLITAS, G. J. y VARGAS, F. C., 1978. Exploración del Sistema Carbonífero en la cuenca oriental de Bolivia. Revista Técnica, YPF Bolivia, 7(1-3):5-49.
- SCALABRINI ORTÍZ, J., 1972. La cuenca del Río Blanco en el sector norte de la Precordillera argentina y su relación con las sedimentitas del «Grupo Paganzo». Anales de la Academia Brasileira de Ciências, 44 (Supl.):313-320.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1937. Observaciones estratigráficas del norte argentino. Boletín Informaciones Petroleras, 14(156):1-49.
- SCHLATTER, L. E. y NEDERLOF, M. H., 1966. Bosquejo de la geología y paleogeografía de Bolivia. Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL), 8:1-49.

- SEMPERÉ, T., 1990. Cuadros Estratigráficos de Bolivia. *Propuestas Nuevas*. ORSTOM, Informe No. 20, p. 1-26. La Paz.
- SEMPERÉ, T., 1995. Phanerozoic Evolution of Bolivia and adjacent regions. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 207-230.
- SEMPERÉ, T., AGUILERA, E., DOUBINGER, J., JANVIER, P., LOBO, J., OLLER, J. y WENZ, S., 1992. La Formation de Vitisosa (Permian Moyen à supérieur Trias? inférieur, Bolivie du Sud): stratigraphie, palynologie et paléontologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 185:239-253.
- STARCK, D., 1995. Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 251-267.
- STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1992. La cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 30:2-14.
- STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1993a. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental, Argentina. 12<sup>th</sup> International Congress Carboniferous - Permian, *Comptes Rendus*, 2:353-372, Buenos Aires.
- STARCK, D., GALLARDO, E. y SCHULZ, A., 1993b. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. 12 International Congress Carboniferous-Permian, *Comptes Rendus*, 2:373-384. Bs.As.
- SUÁREZ SORUCO, R., 1986. The Carboniferous System of Bolivia: a brief summary. Proyecto 211 IUGS - UNESCO -Late Paleozoic of South America, Comunicaciones: 11-26. Córdoba, Argentina.
- SUÁREZ SORUCO, R., 1989. El ciclo Cordillerano (Silúrico - Carbonífero inferior) en Bolivia y su relación con países limítrofes. *Revista Técnica de YPF*, 10 (3-4): 233-243.
- SUÁREZ SORUCO, R. y LOBO BONETA, J., 1983. La fase compressiva Eoheroína en el sector oriental de la cuenca Cordillerana de Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 9 (1-4): 189-202.
- SUÁREZ SORUCO, R. y LÓPEZ PUGLIESSI, M., 1983. Formación Saipurú, nuevo nombre formacional para representar a los sedimentos superiores del Ciclo Cordillerano (Devónico superior - Carbónico inferior), Bolivia. *Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 9 (1-4): 209-213.
- TANKARD, A. J., ULIANA, M., WELSINK, H., RAMOS, V., TURIC, A., FRANCA, A., MILANI, E., BRITO NEVES, B. de, EYLES, N. y SKARMETA, J., 1995. Tectonic controls of basin evolution in Southwestern Gondwana during the Phanerozoic. En: A. J. Tankard, R. Suárez S. and H. J. Welsink (Eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62:5-52.
- TAPIA, E. J., 1985. Estudio de las sedimentitas Neopaleozoicas en el Río Caraparí, Salta. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 92 pp.
- TOMEZZOLI, R. N., 1996. Estratigrafía del Grupo Cuevo (Pérmico - Triásico Inferior) y del Grupo Tacurú (Jurásico) en las márgenes del río Bermejo (Orán, Salta y Tarija, Bolivia). *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 51(1-4): 37-50.
- TRUJILLO IKEDA, H., 1989. Nuevo hallazgo de fósiles de la Formación Taiguati en la Serranía Caipipendi, Santa Cruz, Bolivia. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 10:7-11.
- TURNER, J. C. y MÉNDEZ, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Inyá, provincia de Salta, Argentina. *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín*, 51:11-24.
- VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M., CAMPION, K. M. y RAHMANIAN, V. D., 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series No. 7*, 55 pp., Tulsa.
- VEEVERS, J. J. y POWELL, C. A., 1967. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Geological Society America, Bulletin*, 98:475-487.
- VERGEL, M. M., 1993. Palinoestratigrafía de la secuencia neopaleozoica de la cuenca Chacoparanense, Argentina. 12<sup>th</sup> International Congress Carboniferous-Permian, *Comptes Rendus*, 1:201-211. Bs. As.
- VILLA, R. R., JIMÉNEZ, E. y GERMANO, R., 1984. Consideraciones estratigráficas y petroleras de la Formación Tupambá en el subsuelo del Norte Argentino, provincia de Salta. 9<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, 7:106-116.
- VISTALLI, M. C., 1989. Cuenca Siluro-Devónica del Noroeste. En: G. A. Chobli y L. A. Spalletti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica No. 6*, 19-42 pp., S. M. Tucumán.
- WHITE, K. D., 1923. Detailed reconnaissance of the Candado range and the Tarija valley between the Pescado river and the mouth of the Itaú river with supplementary data on the San Telmo range, SE Bolivia and NW Argentina. Standard Oil Co. of Bolivia. Informe inédito.
- WILLIAMS, K. E., 1995. Tectonic subsidence analysis and Paleozoic Paleogeography of Gondwana. En: A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink (Eds.): *Petroleum basins of South America*, American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 79-100.