

TR999504

ESTRATIGRAFIA Y ESTRUCTURA DEL DEVONICO-CARBONIFERO EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE LA PUNILLA, PRECORDILLERA DE LA RIOJA Y SAN JUAN

Roberto Caminos*, Luis Fauque*, Carlos Cingolani**, Ricardo Varela** y Eduardo Morel***

*Servicio Geológico Nacional, Avda. Pte. Julio A. Roca 651, 1322, Buenos Aires.

**Centro de Investigaciones Geológicas, Fac. Ciencias Nat. y Museo, Universidad Nac. La Plata y CONICET, calle 1 n° 644, 1900-La Plata.

***Departamento Científico de Paleobotánica, Museo de La Plata, Universidad Nac. La Plata y CIC Prov. Bs. Aires, Paseo del Bosque, 1900-La Plata.

ABSTRACT. The stratigraphy and structure of the Devonian and Carboniferous units of northern Punilla range are analysed. The Punilla Formation mid-upper Devonian to lower Carboniferous in age, is the oldest unit recognized. It is composed by two sequences: the lower one is mainly sandstones with some conglomerate layers interbedded, the sandstones bear *Malanzania antiqua* and *Hyenia sp.* The upper sequence is characterized by a conglomerate-sandstone-shale association, in which several andesitic dykes were emplaced. Lower Carboniferous fossil plants *Frenguella eximia*, *Lepidodendropsis hirmeri*, *Diplothemema bodenbenderi*, *Eusphenopteris devonica* and "Rodhea" (*Archaeosigillaria-Lepidodendropsis* Biozone) are present in this sequence. The Upper Carboniferous Quebrada Larga and Acerillos Formations are also described here as part of the inner Punilla range. Light gray and yellowish feldspathic sandstones, associated to swarm of andesitic dykes, characterize the first unit. These upper Carboniferous sediments are bearing *Malanzania nana* and *Bothrychiopsis weissiana* (NBG Biozone). An angular unconformity separate Quebrada Larga from Punilla Formation. The Acerillos Formation is a volcano-sedimentary complex, similar to the upper Carboniferous Punta del Agua Formation.

The Devonian and Carboniferous units of La Punilla range are part of a folded arcuate belt, convex towards the west. The arc-shaped-belt is interpreted as a gondwanic structure originated by the deformation produced by a wedge of Umango basement rocks, which was controlled by two regional megafaults. The Punilla Formation folding is related to the intra-Carboniferous Rio Blanco tectonic phase.

I. INTRODUCCION

Las observaciones registradas en este trabajo, se efectuaron con el propósito de continuar las investigaciones sobre el Devónico y Carbonífero inferior iniciadas por algunos de los presentes autores (Cingolani *et al.* 1990), en el sector septentrional de la sierra de La Punilla. El área estudiada en esta oportunidad comprendió el tramo situado entre los 28° 52' y 29° 17' de latitud sur y los 68° 45' y 69° 05' de longitud oeste (véase Fig. 1). La sierra de La Punilla aparece allí como un cordón estrecho, de rumbo norte-sur, enclavado entre el basamento

cristalino de las Sierras Pampeanas Occidentales, por el este, y el área batolítica de la Cordillera Frontal por el oeste. Su longitud es de unos 65 km y su ancho oscila entre los 18 y 24 km. Las investigaciones cubrieron ambas laderas de la sierra, desde la latitud de la quebrada de la Cebada hasta el extremo norte del cordón. La altura de las cumbres oscila entre los 3.500 y 4.200 m s.n.m. El eje longitudinal de la sierra marca el límite entre las provincias de La Rioja y San Juan: la vertiente oriental desagua en la quebrada de la Troya (La Rioja) y la occidental en el río Blanco y los Llanos de Chaparro (San Juan). El área de estudio está situada a 40 km al noroeste de la localidad de Guandacol y a unos 65 km al sudoeste de Jagüé (véase Fig. 1).

El objeto principal de esta investigación geológica fue el mapeo y análisis de la sucesión sedimentaria que compone el cuerpo de la sierra, descrita originalmente por Furque (1956) con el nombre de Formación Punilla y asignada al Devónico.

Se caracterizaron no solo los rasgos litológicos de las secuencias sedimentarias y de algunas rocas ígneas asociadas, sino también la estructura, edad, relaciones estratigráficas, ambientes de sedimentación y posibles correlaciones regionales. Es de señalar que para el trabajo de relevamiento geológico, fueron utilizados fotogramas en escala 1:50.000 e imágenes satelitarias TM 1:100.000 y ERTS 1:500.000.

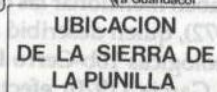
Las tareas de campaña y gabinete, se llevaron a cabo dentro del marco del Proyecto de Investigación (Subsidio PID 3-0069/88) del CONICET referido a la Geología de la Precordillera Noroccidental y como parte del Levantamiento de la Hoja Geológica 2969-2, TINOGASTA, del Servicio Geológico Nacional.

II. ANTECEDENTES

Entre los antecedentes principales sobre el tema de investigación, caben mencionar las contribuciones de Furque (1956, 1963 y 1972), quien describió a las unidades presentes en las Hojas Geológicas 16b-Cerro La Bolsa y 17b-Guandacol. Por su parte García (1970) efectuó un estudio en la porción septentrional de la sierra de La Punilla, contando con descripciones paleobotánicas de O. Arrondo. Los elementos paleoflorísticos recolectados por Furque, fueron analizados por Frenguelli (1951, 1952, 1954). Menéndez (1967) y Cuerda



En cuanto al tratamiento regional y geotectónico de la zona de La Punilla, que integra parte de la llamada cuenca del río Blanco para el Neopaleozoico, deben mencionarse las contribuciones de Padula *et al.* (1967), Caminos (1972), Amos *et al.* (1973), Baldi *et al.* (1982), Lopez Gamundi *et al.* (1986), González (1990), González Bonorino (1990, 1991) y Caminos y Azcuy (1991).



Lib. H. Comp. 99

A. Devónico-Carbonífero Inferior

Formación Punilla

Esta unidad fue propuesta y descripta por Furqué (1956, 1963, 1972) como una secuencia sedimentaria cuyos afloramientos componen prácticamente toda la sierra de La Punilla. Basándose en la presencia de vegetales estudiados por Frenguelli (1954), dicho autor atribuyó al Devónico todos los afloramientos mapeados bajo este nombre (Hojas Geológicas Guandacol y Cerro La Bolsa). En el presente trabajo se mantendrá la designación de Formación Punilla para aquella parte de la sucesión sedimentaria, la más importante arealmente, cuya edad devónica-carbonífera inferior ha quedado documentada paleontológicamente luego de los hallazgos que aquí se registran, y que, de acuerdo con lo observado en el terreno, demuestra constituir una secuencia deposicional esencialmente continua, sin interrupciones o hiatos apreciables. Esta sucesión contiene, efectivamente, niveles devónicos, pero también una proporción de elementos eocarboníferos mucho mayor de lo que se hubiera sospechado hasta que los hallazgos de Cingolani *et al.* (1990) comenzaron a señalar esta posibilidad.

Por su parte, aquellos depósitos también mapeados por Furqué como devónicos, pero que por su litología, contenido fosilífero y relación discordante con respecto a los anteriores demuestran pertenecer a una secuencia mas joven, de edad carbonífera superior, son separados de la Formación Punilla y asimilados a la Formación Quebrada Larga (Scalabrini Ortiz, 1973), conjunto representativo de los depósitos de tal edad en este sector de la Precordillera.

Litología y ambiente de sedimentación

En el área aquí considerada, la Formación Punilla está compuesta por dos conjuntos de rasgos líticos diferentes, a los que asignaremos la categoría de miembros, según la siguiente descripción:

a) Miembro inferior:

Es una secuencia predominantemente psamítica, con muy escasa participación pelítica, monótona composicionalmente, conformada en su mayor parte por bancos de grauvacas entre los que se intercalan, con cierta frecuencia, camadas de orto y paraconglomerados. El conjunto inferior descrito por Cingolani *et al.* (1990) en la ladera oriental de la sierra, entre las quebradas de la Jarilla y de Vara, está incluido dentro de este miembro. Los colores dominantes en esta secuencia son los grises verdosos o parduzcos, en general con tonos oscuros; muy ocasionalmente, pueden aparecer bancos aislados de areniscas cuarzosas de colores claros.

Las grauvacas son rocas macizas, muy consistentes, dispuestas en bancos de cinco a diez metros de espesor; carecen

de estructuras sedimentarias, excepto raras ondulitas y turboglifos. La estratificación es plano paralela, con gran continuidad lateral; no obstante, dado el carácter macizo de los bancos y la escasez de intercalaciones finas, la estratificación del conjunto resulta poco evidente. La composición mineralógica de las grauvacas varía entre cuarzosa y cuarzo feldespática. En algunos niveles abundan los intraclastos pelíticos. Suelen asociarse a las grauvacas bancos de areniscas cuarcíticas, de color gris verdoso, igualmente consistentes y macizas. Las areniscas grauváquicas varían a areniscas guijarrosas y estas a camadas de orto y paraconglomerados. Los primeros contienen clastos, en general bien redondeados, de 5 a 10 cm de diámetro (algunos individuos pueden llegar a 20 cm); la matriz, grauváquica, es escasa (5-10%). Entre los clastos se reconocen, rodados de cuarzo, gneises, milonitas, esquistos, filitas, mármoles, pegmatitas y granitoides. Los paraconglomerados, contienen rodados dispersos de menor tamaño (0.5 a 3 cm de diámetro), muy bien redondeados, casi todos de cuarzo. Los bancos conglomerádicos miden de uno a diez metros de espesor; en algunas partes de la secuencia se presentan alternancias de arenisca-conglomerado de 200 a 500 m de potencia.

Las psamitas finas y pelitas son poco abundantes (probablemente no superen el 20% del total) y aparecen en bancos delgados, alternando a veces rítmicamente con capas más gruesas. Cingolani *et al.* (1990) se refieren, para el flanco oriental de la sierra, a una alternancia de areniscas finas, verdosas, con limolitas oscuras, de unos 300 m de espesor, a la que siguen limolitas y arcilitas calcáreas oscuras; en la parte superior, indican, hay laminación ondulítica y bioturbación correspondiente a formas de Skolithos.

Los mayores afloramientos de este miembro aparecen en la ladera oriental de la sierra, formando parte del flanco este del sinclinal del cerro Tambillos (tramo inferior de las quebradas de la Jarilla, Descubrimiento Nuevo, Descubrimiento Viejo, el Salto y Tambillos), y con menor extensión, ya que esta porción de la estructura ha sido parcialmente suprimida por una falla inversa, en el flanco occidental del mismo pliegue (quebrada de Vara), llegando a aflorar, como prolongación hacia el noroeste de dicho flanco, también en la ladera occidental, frente a los Llanos de Chaparro (quebrada de Aguaditas). Sus afloramientos componen también el núcleo del anticlinal del cerro Cebada y los terrenos cortados por el tramo inferior de las quebradas de la Cebada y las Pirquititas. A la misma latitud, reaparecen aguas arriba, al este del Portezuelo de los Cogotes, como repetición tectónica del flanco oeste de dicho pliegue (véase Figs. 2a y b).

El espesor es de unos 3.500 m aproximadamente, según se aprecia en el corte de la quebrada de la Jarilla (Fig. 3, A-A'), donde la sucesión forma parte del flanco este del sinclinal del cerro Tambillos. Aunque el paquete sedimentario está afectado por fracturas subparalelas al rumbo de los bancos, no pudo comprobarse que éstas produjeran aumentos aparentes del espesor por repetición tectónica. La base de la secuencia no está expuesta.

Se interpreta que el ambiente de sedimentación es esencialmente marino, próximo a la línea de costa, y que los depósitos arenoso-conglomerádicos habrían sido transportados y depositados mediante corrientes de turbidez. Las diamictitas lenticulares que aparecen en algunos niveles de la secuencia

son consideradas depósitos de canales submarinos alimentadores de las turbiditas, mientras las areniscas asociadas representarían probables albardones de dichos canales. El notable espesor de la acumulación detrítica sugiere un borde de cuenca en rápido hundimiento. La megaflora contenida en este miembro no es abundante, y según Cingolani *et al.* (1990) es de características "alóctonas", aunque por lo frágil de sus elementos no sería de fuente muy lejana. Respecto al área de proveniencia, la composición de las grauvacas y, más aún, de los conglomerados, señalan un ambiente de rocas graníticas y metamórficas comparable al de las Sierras Pampeanas adyacentes (sierra de Umango).

a.1) Edad y contenido paleontológico

De acuerdo con los hallazgos de megaflora realizados en el tramo inferior de la quebrada de la Jarilla y, más al sur, en la del Descubrimiento Viejo, así como en la ladera opuesta de la sierra, en la quebrada de Aguaditas, podemos atribuir a la sección estratigráficamente más baja de este miembro una edad devónica media a superior, pasando a carbonífera inferior en los términos más altos. El pasaje demuestra producirse a través de una secuencia continua. Las plantas fósiles que documentan estas asignaciones son las siguientes: (sensu Morel *et al.*, en prensa).

Malanzania antiqua Archangelsky 1983

Hyenia sp. Morel *et al.* (en prensa)

Esta asociación fue asignada por los autores al Devónico medio, ya que *Malanzania antiqua* fue registrada por Archangelsky (*op.cit.*) en el Devónico medio de la Formación Monte María en Islas Malvinas. Por su parte el registro de *Hyenia*, es exclusivamente del Devónico. Cabe expresar que *H. elegans* (Morel *et al.*, en prensa) corresponde al Devónico medio de Rhymeland, Alemania, resultando en el caso muy similar a la descrita por Morel *et al.* (*op.cit.*), que no fue asignada a esta última especie porque los ejemplares argentinos no están fructificados.

b) Miembro superior

Se trata de una secuencia menos monótona que la anterior, rasgo originado por una mayor variación litológica producida por la interestratificación rítmica, de conglomerados, areniscas, limolitas y pelitas en paquetes gruesos que dan a la sucesión un aspecto muy bien estratificado. Estas características se atribuyen a la alternancia de depósitos marinos, principalmente litorales, con otros continentales de sedimentación fluvial. El color del conjunto es gris verdoso, con tonos moderadamente oscuros; en los niveles superiores aparecen bancos de areniscas cuarzosas de colores claros, hasta blanquecinos, que alternan con areniscas finas y limolitas oscuras, marcando muy notablemente la estratificación. El pasaje de este miembro al anterior se produce en transición gradual.

Un perfil efectuado en el sector norte de la sierra (poco al norte de la quebrada de la Jarilla), permitió reconocer tres megaciclos de sedimentación regresivos y transgresivos. Cada uno de ellos comienza con facies de psamitas finas verdosas

y pelitas con laminación ondulítica correspondientes a ambientes de "offshore". Continúa la secuencia con facies de areniscas con estratificación entrecruzada y ondulítica que representarían playas y barras arenosas, pasando estas últi-

mas a facies de limolitas y pelitas verdes con laminación ondulítica y restos vegetales que sugieren una sedimentación en ambiente de albufera. Siguen areniscas y conglomerados con matriz arenosa que indican el comienzo de la progradación costera.



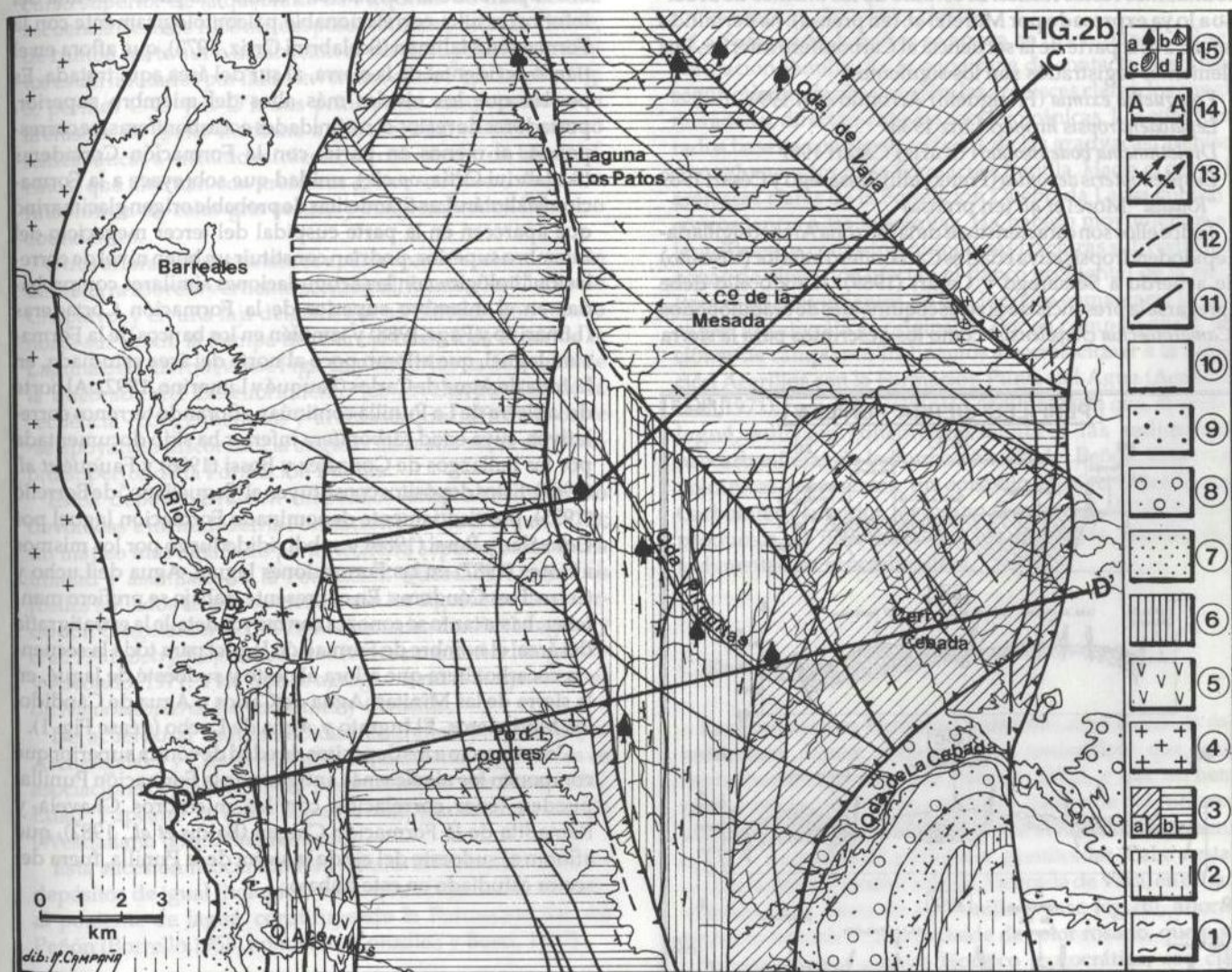
Figura 2 a) y b): Mapa geológico del sector septentrional de la Sierra de la Punilla y ubicación de los perfiles realizados. 1- F.Espinal o Complejo de Umango (Precámbrico?); 2- Ordovícico indiferenciado; 3- F.Punilla, a- Miembro inferior (Devónico-Carbonífero inferior), b- Miembro superior (Carbonífero inferior); 4- Granitos y pórfidos graníticos (Carbonífero); 5- F.Acerillos (Carbonífero superior); 6- F.Quebrada Larga (Carbonífero superior); 7- F.Patquia (Pérmico); 8- F.El Aspero (Triásico); 9- Terciario indiferenciado; 10- Cuartario indiferenciado; 11- Fallas inversas; 12- Lineamientos; 13- Ejes de pliegues anticlinales y sinclinales; 14- Trazas de perfiles; 15- Restos fósiles, a- plantas, b- braquiópodos, c- pelecípodos, d- crinoideos.

Cada uno de estos megaciclos culmina con facies representadas por alternancias de areniscas con laminación paralela y entrecruzada y pelitas verdosas, con laminación paralela y ondúlfica, a las que se puede interpretar como depósitos fluviales. Estas facies contienen abundantes restos de plantas y representan posiblemente paleoambientes correspondientes a deltas progradantes.

En la parte cuspidal del tercer megaciclo, aparece un conglomerado "matriz-sostén" con bloques de hasta 40 cm de diámetro y olistolitos de hasta 80 cm compuestos por grandes

masas de areniscas y conglomerados finos con clastos intraformacionales. Estos depósitos macizos y pobremente seleccionados son importantes desde el punto de vista paleoambiental, ya que podrían interpretarse tentativamente como diamictitas glaciarias resedimentadas.

En sus afloramientos más extensos, las rocas de este miembro componen el núcleo del sinclinal del cerro Tambillos (Fig. 3, A-A'), cortado por las quebradas de la Jarilla y del Descubrimiento Viejo, así como ambos flancos del anticlinal del cerro Cebada, sobre todo en la Ciénega Alta (Perfil B-B') y en



la ladera occidental de la sierra, al este del portezuelo de los Cogotes (Perfil C-C'). El espesor del miembro es de alrededor de 4.000 m, según puede apreciarse en el área de Las Peladas, en el extremo norte de la sierra, sobre el flanco este del sinclinal del cerro Tambillos. No hay aquí tampoco evidencias de repeticiones tectónicas; la estructura, aparece íntegra, sin rupturas ni otras perturbaciones que pudieran haber provocado superposiciones estratigráficas. El área de proveniencia demuestra ser la misma que la del miembro inferior.

b.1) Edad y contenido paleontológico

El miembro superior de la Formación Punilla contiene abundantes restos fósiles. El estudio de los mismos de acuerdo a lo ya expresado por Morel *et al.* (en prensa), ha permitido referir a esta parte de la secuencia al Carbonífero inferior. Los elementos registrados son los siguientes:

Frenguella eximia (Frenguelli) Arrondo *et al.* 1991

Lepidodendropsis hirmeri Lutz 1933

Diplothemema bodenbenderi (Kurtz) Césari 1987

Eusphenopteris devonica (Frenguelli) Sessarego y Césari 1989

"*Rhodesa*" Morel *et al.* (en prensa)

Todos ellos son característicos de la Biozona Archeosigillaria-*Lepidodendropsis* cuya edad es Carbonífero inferior (Viseano) de acuerdo a Sessarego y Césari (1989). A todo ello debe agregarse la presencia de niveles coquinoides de braquiópodos (*Camarotoechia chavelensis*) como los descriptos para la sierra

de las Minitas (Fauqué *et al.* 1989) y observados también por nosotros como un banco extenso en el rumbo dentro de la sierra mencionada. Asimismo fueron encontrados pecicípodos y crinoideos en varios lugares del eocarbonífero de la Punilla (véase Fig. 2a).

Cabe destacar que en la parte cuspidal del miembro superior (núcleo del sinclinal de Las Peladas) fueron hallados restos plantíferos de *Bothrychiopsis weissianay Malanzania nana*, que indicarían ya un pasaje al Carbonífero superior (Cingolani *et al.*, 1992).

c.) Correlaciones

La potente secuencia eocarbonífera que compone el miembro superior de la Formación Punilla y la parte más alta del inferior, resulta correlacionable paleontológicamente con la Formación Malimán (Scalabrini Ortiz, 1973), que aflora en el flanco occidental de la sierra, al sur del área aquí tratada. Es posible que los niveles más altos del miembro superior, portadores de restos con afinidades eocarboníferas, se corresponda, al menos en parte, con la Formación Cortaderas (Scalabrini Ortiz, *op.cit.*), unidad que sobreyace a la Formación Malimán. Las diamictitas de probable origen glacimarino que aparecen en la parte cuspidal del tercer megaciclo del miembro superior, podrían constituir un buen nivel de correlación litológica con las acumulaciones similares comprobadas en el miembro superior de la Formación Cortaderas (Limarino y Page, 1988) y también en los bancos de la Formación Jaguel, que afloran poco al norte del área estudiada, en la zona de Agua de Carlos (Fauqué y Limarino, 1992). Al norte de la sierra de La Punilla continúan aflorando terrenos correlativos, cuya edad carbonífera inferior ha sido documentada por los hallazgos de González y Bossi (1986) y Fauqué *et al.* (1989). Estos depósitos constituyen el "Jagueliano" de Borrello (1955), provisoriamente denominado Formación Jaguel por González y Bossi (1986) y subdividido luego por los mismos autores (1987) en las Formaciones Jaguel, Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores. En el presente trabajo se prefiere mantener, hasta tanto se conozca con mayor detalle la estratigrafía del área, el nombre de Formación Jaguel para toda la secuencia eocarbonífera que aflora al oeste y sudoeste de Jagué, en la sierra de las Minitas, Agua de Carlos o Agua de Cándido, los Mudaderos, El Ingrato y Agua de Lucho (véase Fig. 1).

Con respecto a los depósitos de edad devónica superior que componen los niveles más antiguos de la Formación Punilla, pueden tener correlación con los miembros Chavela y Ramadita de la Formación Chigua (Baldis *et al.*, 1982), que afloran al sudoeste del eje de la sierra de la Punilla, fuera del sector estudiado en este trabajo.

B. Carbonífero Superior

Las referencias que aquí se harán acerca del Carbonífero superior, tendrán como motivo principal indicar la presencia de depósitos de esta edad en el interior de la sierra de La Punilla, donde no habían sido señalados previamente, y ubicar con mayor precisión a la Formación Acerillos, unidad

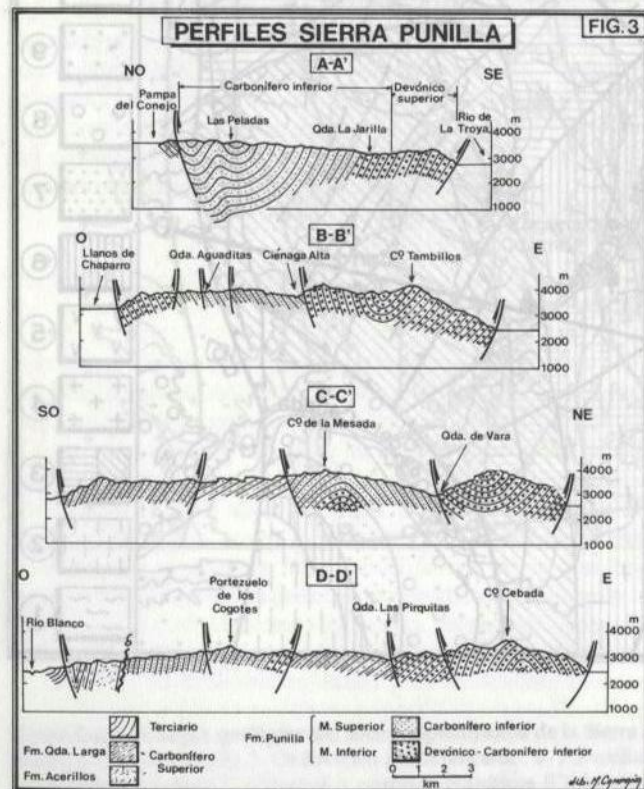


Figura 3: Perfiles estratigráficos de la Sierra de la Punilla según están demarcados en las Figs. 2 a y b.

volcánica asignada anteriormente en el Triásico, que aquí reubicaremos en el Carbonífero superior.

FORMACION QUEBRADA LARGA

Ante la imposibilidad de establecer correlaciones con los depósitos de la cuenca de Volcán, situados al este de la sierra de la Punilla, Scalabrini Ortiz (1973) denominó Formación Quebrada Larga a la faja de sedimentitas neocarboníferas que margina al borde oeste del cordón. Previamente Furqué (1956, 1972) había mapeado estas rocas con los nombres de Formaciones Volcán y Panacán.

Depósitos de litología comparable aparecen también en lo alto de la sierra, al oeste del cerro Cebada, cortados por el curso superior de la quebrada de Pirquitas. Se trata de una secuencia de unos 1000 m de espesor mínimo, sin base visible, de rumbo norte-sur e inclinación al oeste, cuyos afloramientos están limitados por fallas inversas (véase Figs. 2a y b y Fig. 3, perfiles C-C' y D-D'). Sus principales componentes son areniscas de grano mediano a grueso, cuarzosas o cuarzo feldespáticas a menudo micáceas, de colores claros, blanquecinos, que alternan con areniscas grises verdosas, de grano fino, lutitas de color gris oscuro y conglomerados finos, no abundantes.

Otros afloramientos extensos aparecen en el sector noroeste de la sierra sobre la vertiente occidental, frente a los Llanos de Chaparro, y en una faja delgada que se extiende con rumbo norte-sur desde la Pampa del Conejo hasta más al sur de la Laguna del Cuerno (véase Figs. 2a y b). En los nacimientos de la quebrada del Descubrimiento los niveles basales de la secuencia - conglomerados y areniscas que inclinan al oeste - se apoyan en discordancia angular marcada sobre el miembro superior de la Formación Punilla.

Estos depósitos fueron mapeados originalmente como devónicos e incluidos en la Formación Punilla (Furqué, 1972); un mapeo más detallado permite ahora separarlos de dicha unidad y asimilarlos a la Formación Quebrada Larga. Los fósiles hallados en esta secuencia son los siguientes de acuerdo con Cingolani *et al.* (1992): *Malanzania nana* Archangelsky *et al.* 1981, *Botrychiopsis weissiana* Kurtz emend. Archangelsky y Arrondo, 1971, a los que se agregan formas fragmentarias de *Notorhacopteris*, *Paracalamites* y *Cordaites*.

De acuerdo al esquema bioestratigráfico propuesto por Archangelsky y Cúneo (1991), estos taxa están registrados en asociaciones paleoflorísticas pertenecientes a la Zona NBG, Edad Tupeano y Piso Tupense del Carbonífero tardío (Westfaliano tardío-Stephaniano).

Esta sucesión neocarbonífera resulta así correlativa de los depósitos de igual litología y edad que afloran más al norte, al poniente de Jagué, constituyendo la Formación Río del Peñón (Borrello, 1955; nom. sub., González y Bossi, 1987).

B. Formación Acerillos

Furqué (1972) denominó Formación Volcánica Acerillos a un grupo de rocas andesíticas que afloran en el flanco occidental de la Sierra, entre la Formación Punilla y la Formación Panacán (=Quebrada Larga). Según este autor, se trataría de

un cuerpo volcánico, tabular, en posición subvertical compuesto por filones, diques y brechas de composición andesítica; el ancho de afloramientos varía entre 500 y 1800 m y su rumbo es norte-sur (Fig. 3, perfil D-D'). Furqué (1972) asignó a estas rocas edad triásica.

De acuerdo con las presentes observaciones, esta unidad está compuesta no sólo por rocas filonianas sino también, y principalmente, por andesitas efusivas entre las que se intercalan conglomerados y bancos de areniscas. Las andesitas son rocas de pasta gris negruzca, con fenocristales pequeños de igual color, aunque algunas contienen individuos de plagioclasa de tres a cuatro centímetros de longitud. Los conglomerados contienen bloques redondeados de andesitas de cinco a diez centímetros de diámetro; algunos bloques aislados llegan a medir más de medio metro. Hay también brechas volcánicas, con litoclastos angulosos. Las areniscas son cuarzosas, de colores claros.

La Formación Acerillos se apoya en discordancia sobre la Formación Punilla. En la superficie de contacto descansan, según el lugar de observación, las areniscas claras, los conglomerados o, directamente, las rocas volcánicas. Los conglomerados basales contienen rodados de las grauvacas, areniscas y conglomerados de la Formación Punilla. Hacia el oeste, las areniscas claras de la Formación Quebrada Larga cubren en concordancia a las vulcanitas. Ha habido movimientos a lo largo de estos contactos; numerosas fracturas subverticales y zonas de alteración afectan el flanco occidental de la sierra. Pero estos movimientos no han logrado enmascarar las relaciones estratigráficas originales. Por su composición y relaciones de campo nos inclinamos a correlacionar a la Formación Acerillos con la Formación Punta del Agua (Aceñolaza *et al.*, 1971), complejo volcánico-sedimentario que, al oeste de Jagué, subyace concordantemente a las sedimentitas neocarboníferas de la Formación Río del Peñón. Estas rocas volcánicas representan un episodio efusivo ubicado en el Carbonífero superior temprano (Fauqué *et al.* 1992), cuyos productos se intercalan con los depósitos basales de la sedimentación neocarbonífera.

C. Rocas Igneas

Las Formaciones Punilla y Quebrada Larga sirven de caja a numerosos diques y filones capa andesíticos que fueron inicialmente relevados por Furqué (1972), y que no hemos representado en el mapa geológico, dado que prácticamente afloran en el ámbito de toda la sierra. Asimismo se presentan cuerpos pequeños de pórfidos y granitoides. Cabe destacar que en la desembocadura de la Quebrada de Vara, en el flanco oriental de la sierra de La Punilla (véase Fig. 2b), aflora en contacto tectónico un granitoide de color rosado, que puede clasificarse como granito biotítico leucocrático, con claras evidencias de alteración. Aguas arriba de la quebrada se presenta otro cuerpo pequeño, constituido esencialmente por granitoides grises. El examen petrográfico reveló que se trata esencialmente de monzodioritas biotíticas, monzonitas cuarzosas y monzodioritas con biotita y hornblenda. Son rocas porfíroides, con pasta de grano fino y fenocristales de plagioclasa ácida y en menor proporción feldespato potásico.

En las proximidades de la Laguna del Cuerno (véase Fig. 2a) afloran también varios cuerpos de pórfidos graníticos de colores rosados.

No disponiendo aún de edades radimétricas, asimilamos estos granitoides al ciclo magmático Carbonífero, que tiene su manifestación más importante hacia el oeste en el ámbito de la Cordillera Frontal (fase Somuncúrica). Serían también correlacionables con los que aparecen en Agua de Carlos, cerro Cándido (Fauqué *et al.*, 1991), donde los depósitos del Carbonífero inferior, se hallan intruidos principalmente por diques y filones capa de pórfiros y lampróiros tonalíticos, presentando además stocks de composición diorítica, de los que parten numerosos filones emplazados en los sectores aledaños (Fauqué y Limarino, 1992).

IV. ESTRUCTURA

Encuadre regional

El tramo septentrional de la sierra de La Punilla es el sector más estrecho de la Precordillera. Toda la unidad morfoestructural se reduce a este único cordón montañoso, limitado al oeste por la falla del río Blanco, continuación de la gran línea tectónica del valle de Calingasta-Iglesia, que separa la Precordillera de la Cordillera Frontal, y al este por la sierra de Umango, bloque de basamento cristalino cuyo borde sudoccidental está determinado por la megafractura Valle Fértil.

Los trabajos de Baldi *et al.* (1975, 1981, 1982) han destacado la importancia de esta megafractura de rumbo nornoroeste en la configuración de las cuencas paleozoicas precordilleranas y en el acunamiento hacia el norte de la Precordillera oriental y central. La han señalado también como un frente de ruptura y empuje tectónico del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas hacia el oeste-sudoeste. Según los autores mencionados, la megafractura Valle Fértil y otras líneas tectónicas similares, de dirección noreste, tales como las megafracturas Aconquija, Ambato y Salinas Grandes, han controlado la evolución sedimentaria y estructural de la Precordillera desde tiempos tan antiguos como el Paleozoico inferior. Las presentes observaciones confirman lo dicho, al menos en lo que respecta a ciertos rasgos de las estructuras intracarboníferas que aquí se describen.

La sierra de Umango es el más septentrional de los bloques del basamento precámbrico que se alínean a lo largo de la megafractura Valle Fértil; por esta razón resulta también el más occidental de los afloramientos de Sierras Pampeanas. Al norte de esta sierra el basamento, cortado por una línea estructural de rumbo noreste, se hunde en el bolsón de Jaguá, reapareciendo, al norte de esta depresión tectónica, en las sierras de Cuminchango y Toro Negro. Esta línea estructural es una megafractura comparable, por su magnitud y efectos, con la megafractura Aconquija, cuya traza se ubica algo más al sur.

El bloque de la sierra de Umango, limitado así por dos megafracturas que se cortan con un ángulo cercano a los 100°, aparece como una cuña de basamento dirigida al oeste que penetra en la Precordillera. Sus relaciones estructurales con

esta última sugieren que, durante los movimientos compresionales de la orogenia gondwánica, el empuje (o resistencia) de este elemento rígido produjo en la pila sedimentaria devónico-carbonífera un gran arco de plegamiento, convexo hacia el oeste, cuyo punto de inflexión observamos en el extremo norte de la sierra de la Punilla. Estructuralmente, el tramo septentrional de ésta sierra es un bloque tectónico andino de rumbo norte-sur, cortado diagonalmente por pliegues carboníferos orientados al noroeste (véase Fig. 4, A). Estos pliegues representan el segmento sur de dicho arco; al norte de la sierra de la Punilla, en la sierra de las Minillas, los ejes de plegamiento gondwánico, girando al nordeste, forman el segmento norte (Caminos *et al.*, 1990; Fauqué *et al.*, 1991).

A la latitud de Jaguá la Precordillera vuelve a ensancharse, se expanden lateralmente los afloramientos de sedimentitas neopaleozoicas e inclusive aparecen bloques de rocas ordovícicas en contacto con el zócalo precámbrico, desplazado hacia el naciente con respecto a la sierra de Umango (Aceñolaza *et al.*, 1971; Caminos, 1972; Maisonave, 1979). Lo mismo ocurre inmediatamente al sur del área estudiada, al retirarse hacia el este el frente de basamento cristalino (Furqué, 1972).

Estructuras gondwánicas

Las estructuras gondwánicas contenidas en el bloque de la sierra de la Punilla consisten, fundamentalmente, en dos pliegues de primer orden: el sinclinal del cerro Tambillos y el anticlinal del cerro Cebada, cuyos ejes cruzan el cordón montañoso con rumbo noroeste (véase Figs. 2 y 4, A). Las rocas involucradas en esta deformación son los depósitos devónico-carboníferos de la Formación Punilla.

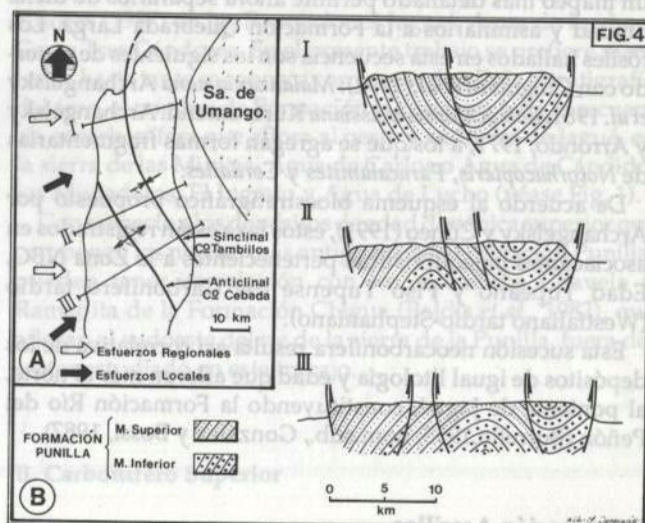


Figura 4: Cortes esquemáticos del bloque de la Sierra de la Punilla, estructura gondwánica de pliegues y fallas, simplificada. Se omiten las estructuras menores y la cobertura neocarbonífera. Las fallas que limitan el bloque son estructuras andinas.

La semilongitud de onda del plegamiento de primer orden es de alrededor de 20 km, es decir una magnitud comparable con el ancho promedio de la sierra (véase Fig. 4, B). Cada flanco puede contener un espesor de sedimentos de siete a ocho mil metros. La estructura está cortada por fallas inversas paralelas a los ejes del plegamiento, algunas de considerable rechazo, que producen supresiones o repeticiones en la secuencia sedimentaria.

En el extremo norte de la sierra (Las Peladas, Quebrada de la Jarilla) el ancho de los afloramientos no alcanza a contener más que el flanco oriental del sinclinal del cerro Tambillos, cuyo núcleo está formado por depósitos del Carbonífero inferior que hacia el este descansan sobre bancos del Devónico superior (Fig. 3, A-A'). En Las Peladas el núcleo del sinclinal está afectado por dos pliegues de segundo orden, anticlinal y sinclinal, cuya longitud de onda es de casi 2 km. Cerca de su plano axial, una falla inversa monta la secuencia eocarbonífera sobre capas del Carbonífero superior que afloran frente a la pampa del Conejo.

Al sur de las Peladas el eje del sinclinal del cerro Tambillos gira hacia el sudeste, de manera que a la altura del cerro homónimo los dos flancos aparecen bien desarrollados y aflora totalmente el miembro inferior de la Formación Punilla. La misma falla inversa corta ahora el flanco occidental del pliegue y, con notable rechazo, superpone el miembro inferior sobre el superior; el miembro inferior reaparece al poniente, sobre la ladera oeste de la sierra, frente a los llanos de Chaparro. El efecto de esta falla se muestra en el perfil B-B' y en el corte esquemático I de la Fig. 4.

Al sur del cerro Tambillos la dirección de los ejes, oblicua al rumbo de la sierra, permite la aparición del pliegue de primer orden adyacente, o sea el anticlinal del cerro Cebada, cuyo eje buza al noroeste y su núcleo, en el extremo sudeste de los afloramientos, está formado por las rocas devónico-eocarboníferas del miembro inferior (véase Fig. 2, perfil C-C' y Fig. 4, cortes esquemáticos II y III). En estas secciones se observa como el sinclinal del cerro Tambillos monta tectónicamente al anticlinal del cerro Cebada, fracturado a su vez en el flanco oeste por dos fallas inversas que inclinan en sentidos opuestos; la más occidental repite el miembro superior de la Formación Punilla. Entre ambas fracturas queda encajonada una secuencia neocarbonífera inclinada al oeste.

Ambos pliegues de primer orden desaparecen en el borde oriental de la sierra, cortados por la falla andina que limita el bloque por el este. En el perfil D-D' solo aparece el anticlinal del cerro Cebada, ya casi en el borde de la sierra, y las dos fallas inversas que cortan su flanco occidental, produciendo repeticiones en la secuencia. La Figura 4 B, muestra cortes esquemáticos simplificados de la estructura mayor de plegamiento y fallamiento de la Formación Punilla, omitiendo la cobertura neocarbonífera y las estructuras menores. Las grandes fallas inversas paralelas a los ejes del plegamiento han sido producidas probablemente por el mismo esfuerzo, aunque algunas de ellas muestran evidencias de haber sido reactivadas por los movimientos gondwánicos tardíos y aún por los esfuerzos andinos.

La edad de esta estructura puede situarse dentro del Carbonífero, como una de las manifestaciones más tempranas de la orogenia gondwánica. En dos lugares por lo menos se comprueba que los bancos neocarboníferos de la Forma-

ción Quebrada Larga descansan en discordancia angular sobre la Formación Punilla: en los nacimientos de la quebrada del Descubrimiento Viejo, al este de la laguna del Cuerno, y en los cortes de la ladera occidental de la sierra, al norte de la quebrada de Acerillos. Fuera del área mapeada, estas mismas relaciones han sido observadas al oeste y noroeste de Jagué (Caminos *et al.*, 1990). Los movimientos plegantes y la consecuente discordancia corresponden así a un episodio diastrófico intracarbonífero, denominado por Fauqué y Limarino (1992) fase Río Blanco. Es posible que se trate de un evento correlativo de la fase San Eduárdica, propuesta por Furqué y Cuerda (1984) según observaciones en el área de Barreal, y de los movimientos intracarboníferos postulados por Polanski (1958) en la Cordillera Frontal.

La estructura de los depósitos neocarboníferos que afloran en los altos de la sierra, consiste en grandes homoclinales limitados por fallas inversas. Los afloramientos de la ladera occidental conforman un sinclinal, ya reconocido por Scalabrini Ortiz (1973) en la quebrada Larga, que al norte de la quebrada de los Acerillos aparece con sus flancos muy apretados (perfil D-D', extremo oeste). No hay en el área estudiada evidencias sobre la edad de esta deformación. Por correlación con los movimientos que plegaron las secuencias del Carbonífero superior del sur de la Precordillera y Cordillera Frontal, podríamos atribuir esta estructura a la fase diastrófica San Rafael, ocurrida en el Pérmico inferior. Esto es particularmente válido para el mencionado sinclinal, fuertemente apretado contra la Formación Punilla (perfil D-D'), y levantado juntamente con ésta, por una falla inversa andina, sobre los depósitos terciarios del valle del río Blanco.

Estructuras andinas

La principal manifestación morfoestructural de origen andino es la propia sierra de la Punilla, bloque tectónico limitado por dos fallas inversas de rumbo norte-sur que inclinan con ángulo alto en sentidos opuestos. La falla que limita la sierra por el este es la fractura principal, correspondiendo probablemente a la falla occidental el carácter de antitética. Se trata así de un estilo tectónico comparable al de las Sierras Pampeanas.

El perfil transversal del bloque resulta asimétrico; la línea de cumbres está algo desplazada hacia el este con respecto al eje longitudinal y la escarpa oriental es más elevada que la occidental. Sin embargo, en la vertiente oriental la erosión retrocedente de los principales cursos fluviales, trabajando a favor de las líneas tectónicas gondwánicas, de rumbo noroeste, han penetrado profundamente en el interior del bloque y la pendiente de las quebradas es relativamente moderada; en la vertiente occidental, donde es menor la influencia de la estructura gondwánica, los cursos fluviales son más cortos y la pendiente más acentuada.

Dentro de la sierra hay también fracturas de rumbo meridional atribuibles a los movimientos andinos; entre éstas se destaca la línea tectónica que desde el sur del área estudiada se prolonga hasta la Pampa del Conejo, pasando por las lagunas de los Patos y del Cuerno. A estos movimientos puede atribuirse también la reactivación de fallas más anti-



guas y la complejidad estructural evidente en las áreas marginales del bloque, donde innumerables fracturas andinas intersectan las líneas tectónicas gondwánicas. Estas áreas se caracterizan por la presencia de brechas de falla, superficies estriadas y zonas de alteración química.

V. CONCLUSIONES

1. La Formación Punilla, asignada originalmente al Devónico, contiene, además de depósitos de esta edad, importantes espesores de sedimentos fosilíferos del Carbonífero inferior.

2. El miembro inferior está compuesto por grauvacas y conglomerados de colores oscuros, grises verdosos o parduscos, con muy escasa participación pelítica y estratificación muy poco marcada. Aflora con una potencia de alrededor de 3500 m, sin base expuesta. El ambiente de sedimentación fue esencialmente marino, próximo a la costa de una cuenca en rápido hundimiento; los principales agentes de transporte fueron corrientes de turbidez y la más probable área de proveniencia es el basamento cristalino de las Sierras Pampeanas. Contiene restos vegetales de edad devónica para los términos más bajos de la secuencia y carbonífera inferior en los más altos.

3. El miembro superior está formado por areniscas, conglomerados, limolitas y pelitas bien estratificadas, de color general gris verdoso; en los niveles superiores hay areniscas claras. En esta secuencia alternan ambientes de sedimentación marinos, litorales, con ambientes continentales en facies entrecruzadas y meandriformes. Hay por lo menos tres megaciclos de sedimentación transgresivos y regresivos; el tercer megaciclo culmina con diamictitas posiblemente glaciarias, resedimentadas. Su espesor es de unos 4000 m. Contiene una flora de edad carbonífera inferior.

4. Sobre la sierra de la Punilla afloran sedimentitas fosilíferas de edad carbonífera superior, mapeadas anteriormente como devónicas. Se las ha separado de la Formación Punilla y asimilado a la Formación Quebrada Larga.

5. La Formación Acerillos, asignada antes al Triásico, ha sido reubicada en el Carbonífero superior. Se trata de un complejo volcánico-sedimentario correlacionable con la Formación Punta del Agua.

6. La faja plegada devónico-eocarbonífera describe un arco convexo hacia al oeste, cuyo punto de inflexión se encuentra en el extremo norte de la sierra de la Punilla. Se atribuye el arqueamiento de esta estructura gondwánica al efecto de una cuña del basamento cristalino adyacente.

7. La sierra de la Punilla es un bloque tectónico andino de rumbo norte-sur que contiene pliegues carboníferos de dirección noroeste, integrantes del segmento sur del arco.

8. La estructura mayor de la Formación Punilla consiste en dos pliegues de primer orden, cuyos ejes cruzan diagonalmente al bloque de la sierra con rumbo noroeste. La semilongitud de onda de este plegamiento es de alrededor de 20 km; hay pliegues de segundo orden con longitudes de onda cercanas a los dos kilómetros. Los pliegues están cortados por fallas inversas longitudinales.

9. El plegamiento de la Formación Punilla es producto de

un episodio diastrófico intracarbonífero denominado, en esta región fase Río Blanco. Las fallas longitudinales son coetáneas, aunque fueron reactivadas por los esfuerzos gondwánicos tardíos e incluso por los andinos. El plegamiento de los depósitos neocarboníferos es atribuible a la fase San Rafael, ubicada en el Pérmico inferior.

10. Como bloque estructural de origen andino, la sierra de la Punilla, presenta un estilo tectónico comparable al de las Sierras Pampeanas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al CONICET por el apoyo económico brindado para este trabajo. La ausencia casi total de huellas para vehículos nos obligó a efectuar desplazamientos con tropas de animales, para lo cual fue muy valiosa la colaboración de D. Marcial Pérez (Puesto Nacimientos) como baqueano. Al Lic. Ruben Pelichotti, de la Secretaría de Minería (Plan San Juan) por su colaboración para la utilización de vehículos Unimog, que sirvieran de apoyo logístico a los trabajos de campo. El Dr. Luis Dalla Salda nos ha beneficiado con sus comentarios y discusiones. A los árbitros anónimos por sus positivas observaciones.

Deseamos recordar al Dr. OSCAR ARRONDO, quien formara parte del grupo inicial de tareas. A su memoria dedicamos este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACENOLAZA, F.G., A. TOSELLI y A. BERNASCONI, 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina. Su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana*, XI, 14:257-290. S.M. de Tucumán.
- AMOS, A.J., BANTELO, C.R. GONZALEZ, M.P. MARIN-ELARENA y N. SABATTINI, 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas 3:3-20, Carlos Paz-Córdoba.
- ARCHANGELSKY, S., 1983. Una nueva Lycophyta herbácea del Devónico de las Islas Malvinas, Argentina. *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*, 9:129-135.
- ARCHANGELSKY, S. y O. ARRONDO, 1971. Estudio sobre el género *Botrychiopsis* Kurtz (*Gondwanidium* Gothan) del Carbónico y Pérmico gondwánico. *Palaeophytologia Kurtziana*, III, Ameghiniana, 8(3-4):189-227. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S. y R. CUNEO, 1991. The Neopaleozoic floristic succession from northwestern Argentina: A new perspective. *Gondwana Seven, Proceedings* (Eds. H. Ulbrich y A. Rocha Campos). Instituto Geociencias, Universidade Sao Paulo, 469-481. Brasil.
- ARCHANGELSKY, S., C. AZCUY y R. WAGNER, 1981. Three dwarf lycophytes from the Carboniferous of Argentina. *Scripta Geologica*, 64:1-35.
- ARRONDO, O., S. CESARI y P. GUTIERREZ, 1991. *Frenguella* a new genus of lycopods from the early Carboniferous of Argentina. *Review on Paleobotany and Palynology*, 70:187-197.
- BALDIS, B.A., J.G. VIRAMONTE y J.A. SALTIFY, 1975. Geotectónica de la comarca comprendida entre el cratógeno central argentino y el borde austral de la Puna. Segundo Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4:25-44. Buenos Aires.

- BALDIS, B.A., M. BERESI, E. ULIARTE y A. VACA, 1981. Causas estructurales del acuífamiento norte de la Precordillera. *Acta Geológica Lilloana*, XV(3):27-29. Tucumán.
- BALDIS, B.A., M. BERESI, O. BORDONARO y A. VACA, 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Quinto Congreso Latinoamericano Geología, Actas 4:399-445. Buenos Aires.
- BORRELLO, A.V., 1955. Los Conglomerados del Cerro Punta Negra al Oeste de Jagüé, Provincia de La Rioja. *Asociación Geológica Argentina, Revista* X(1):44-53. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., 1972. Perfil Geológico de la Cordillera entre los 28 00' y 28 30' de latitud sur, provincia de La Rioja. República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XXVII (1):71-83.
- CAMINOS, R. y C. AZCUY, 1991. Fases diastóricas neopaleozoicas. XII International Symposium on Carboniferous-Permian. El Sistema Pérmico en la Rep. Argentina y R.O. Uruguay, pre-impresión: 265-274. Buenos Aires.
- CAMINOS, R., L. FAUQUE y C. LIMARINO, 1990. Las fases diastóricas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Annual Meeting Late Paleozoic of South America (Proy. IGCP 211), p. 132-146. Buenos Aires.
- CESARI, S., 1987. *Diplothemema bodenbenderi* Kurtz nov. comb. (Pteridospermal) del Carbonífero de Argentina. *Ameghiniana*, XXIV (3-4), 263-269. Buenos Aires.
- CINGOLANI, C., R. VARELA, E. MOREL, O. SCHAUER y O. ARRONDO, 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbónico del sector septentrional de la sierra de la Punilla, provincia de La Rioja. Décimo Primer Congreso Geológico Argentino, Actas II:207-210. San Juan.
- CINGOLANI, C., E. MOREL y A. ZUNIGA, 1992. El Carbonífero superior en el sector septentrional de la Sierra de la Punilla (Portezuelo del Conejo). Provincias de San Juan y La Rioja. *Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina (Resumen)*. *Ameghiniana* 29(4):381-382. Buenos Aires.
- CUERDA, A.J., R. WAGNER y O. ARRONDO, 1968. Observaciones sobre algunas floras del Carbonífero Argentino. *Ameghiniana* 5(7):265-269. Buenos Aires.
- FAUQUE, L. y C.O. LIMARINO, 1992. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja). Su importancia tectónica y paleoambiental. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XLVI, 1-2:103-114.
- FAUQUE, L., C. LIMARINO, S. CESARI y N. SABATTINI, 1989. El Carbonífero fosilífero del área del Río de la Troya, Sudoeste de la Provincia de La Rioja. *Ameghiniana*, 26(1-2):55-62. Buenos Aires.
- FAUQUE, L., R. CAMINOS, C. LIMARINO y M. CARULLO, 1991. Relaciones estratigráficas del magmatismo carbonífero en la Precordillera Riojana, República Argentina. Sexto Congreso Geológico Chileno, 552-556. Viña del Mar.
- FRENGUELLI, J., 1951. Floras devónicas de la Precordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* IV(4):83-95. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1952. "Haplostigma furquei" n.sp. del Devónico de la Precordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* VII(1):1-11. Buenos Aires.
- FRENGUELLI, J., 1954. Plantas devónicas de la Quebrada de la Charnela en la Precordillera de San Juan. *Notas Museo La Plata*, 17, 102:359-376. La Plata.
- FURQUE, G., 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera Sanjuanina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* XI (1):46-71.
- FURQUE, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guadacol, Provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Bol.92, 104 p. Buenos Aires.
- FURQUE, G., 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa, Provincias de La Rioja y San Juan. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 125, 70 p. Buenos Aires.
- FURQUE, G. y A. CUERDA, 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas, II: 368-370.
- GARCIA, A., 1970. Observaciones geológicas en el extremo septentrional de la Sierra de la Punilla (Provincia de La Rioja). Trabajo de Licenciatura, Facultad de Ciencias Naturales y Museo La Plata. Inédito.
- GONZALEZ, C.R., 1990. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwanaland in western Argentina. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 79: 275-287.
- GONZALEZ, C.R. y G. BOSSI, 1986. Depósitos carbónicos al Oeste de Jagüé, La Rioja. Cuarto Congreso Paleontología y Bioestratigrafía. Actas 1: 231-236, Mendoza.
- GONZALEZ, C.R. y G. BOSSI, 1987. Descubrimiento del Carbonífero inferior marino al oeste de Jagüé, La Rioja. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas, II:713-724.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1990. El relieve de la Precordillera de Cuyo, Argentina occidental, en el Paleozoico tardío. El caso de la Protoprecordillera. Décimo Primer Congreso Geológico Argentino, Actas II, 89-92. San Juan.
- GONZALEZ BONORINO, G., 1991. Late Paleozoic orogeny in the Northwestern Gondwana Continental margin of Western Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(1-2): 131-144.
- LIMARINO, C. y R. PAGE, 1988. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del Noroeste Argentino. Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts: 20-22, Buenos Aires.
- LOPEZ GAMUNDI, O., C. AZCUY y A. CUERDA, 1986. Cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. In: *El Sistema Carbonífero en la República Argentina (Síntesis)*. Ed. S. Archangelsky. Subcommission on Carboniferous Stratigraphy, p. 93-117. Córdoba.
- LUTZ, J., 1933. Zur Kulmflora von Geigen bei Hof. *Palaeontographica*, 78 B: 114-157. Stuttgart.
- MAISONAVE, H.M., 1979. Descripción geológica de la Hoja 14c-Cerro Cuminchango, Provincias de La Rioja y Catamarca. Servicio Geológico Nacional, Boletín 162, 86 p. Buenos Aires.
- MENENDEZ, C.A., 1967. Guía Paleontológica Argentina, Parte I., Sec. 7:Floras Devónicas, CONICET.
- MOREL, E., C. CINGOLANI, R. VARELA y A. ZUÑIGA, (en prensa). Devonian and Lower-Carboniferous plant remains from the Northern Precordillera, La Rioja Province Argentina. *Comptes Rendus XII International Symposium on Carboniferous-Permian*, Buenos Aires, Vol. 1 (en prensa).
- PADULA, E.L., E.O. ROLLER, R.G. MINGRAMM, P. CRIADO ROQUE, M. FLORES y B. BALDIS, 1967. Devonian of Argentina. International Symposium on Devonian System, Proceedings I:165-199. Calgary.
- POLANSKY, J., 1958. El bloque varisco de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XII (3):165-196.
- SCALABRINI ORTIZ, J. 1973. El Carbónico de la Precordillera Argentina al Norte del río Jáchal. Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas 3:387-401, Córdoba.
- SCALABRINI ORTIZ, J. y O.G. ARRONDO, 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico en los perfiles del Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja). Museo de La Plata. *Revista* VIII. Geología 68: 257-279.
- SESSAREGO, H.L. y S. CESARI, 1989. An early Carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications. Review of Palaeobotany and Palynology, 57: 247-264. Amsterdam.