

Faunas y paleoclimatología del Paleozoico Superior de Argentina: revisión crítica

González, Carlos R. ¹ y Pamela Díaz Saravia ²

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Miguel Lillo 251, (4000) Tucumán, Argentina. rgonzalez@csnat.unt.edu.ar

² Instituto de Paleontología, Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251, (4000) Tucumán, Argentina. rgonzalez@csnat.unt.edu.ar

RESUMEN — En el transcurso de la “edad de hielo” del Paleozoico Superior ocurrieron varias fases glaciales y fluctuaciones del nivel del mar que favorecieron el origen y extinción de taxones endémicos en los mares periglaciales de Gondwana. En las secuencias marinas de Argentina se diferencian cinco «pisos» faunísticos mayores, cada uno de los cuales vinculado a un episodio de estatismo climático glacial o no-glacial. Evidencias biostratigráficas indican que esta “edad de hielo” comenzó en el Viséano tardío y finalizó al final del Asseliano o Tastubiano. Las glaciaciones fueron interrumpidas en el Pennsylvánico superior por un mejoramiento climático que causó un sensible encogimiento de la provincia faunística Gondwana y separó el período glacial del Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio) del período glacial del Pérmico Inferior. Durante ambos períodos, el hielo habría cubierto áreas de similar extensión. Las fases glaciales más antiguas del Pérmico Inferior se encuentran en el Oeste argentino y en Patagonia central; en cambio las tillitas de la Formación Sauce Grande del Este de Argentina pertenecen a las fases glaciales más jóvenes de ese Período. La diferencia de edad de esos depósitos se atribuye al derretimiento progresivo de la calota de hielo durante la deglaciación final.

PALABRAS CLAVE: Paleozoico Superior, Faunas, Paleoclimatología, Argentina.

ABSTRACT — “Upper Palaeozoic faunas and Paleoclimatology of Argentina: Critical Revision”. In the course of the Late Palaeozoic “ice age”, discrete glacial phases and sea level fluctuations favoured the origin and extinction of endemic taxa in the Gondwana seas. Biostratigraphic evidence confirms that this «ice age» started at the latest Viséan and finished at the end of the Asselian or Tastubian. Upper Devonian-Lower Carboniferous glaciation may be Alpine-type. Five major faunal groups or “stages” are recognized in marine sequences of Argentina, each corresponding to a period of either glacial or non-glacial climatic stasis. At the latest Pennsylvanian glaciations were interrupted by a transient climatic amelioration, which caused shrinking of the Gondwana faunal province and separates the middle Carboniferous glacial period from the Early Permian glacial period. During both glacial periods ice sheets may have covered equally large areas. Western Argentina and central Patagonia were probably affected by the oldest phase of the Early Permian glaciation; tillites of the Sauce Grande Formation in eastern Argentina belong to the youngest Early Permian glacial phases. Different ages of Early Permian glacial deposits are ascribed to progressive melting of ice-sheets at the end of the “ice age.”

KEYWORDS: Upper Paleozoic, Faunas, Paleoclimatology, Argentina.

1. INTRODUCCIÓN

Dos aspectos sobresalientes del Paleozoico Superior fueron, por un lado los movimientos diastróficos que produjeron sensibles modificaciones en la distribución de mares y tierras emergentes, y por otro los cambios climáticos que dieron lugar a las glaciaciones. Las faunas y floras fósiles ofrecen abundante evidencia para comprender el clima y la paleogeografía, pero a su vez la comprensión del clima y los cambios climáticos ayudan a comprender la paleobiogeografía de las faunas y floras fósiles.

Los acontecimientos paleoclimáticos, paleogeográficos y diastróficos del Paleozoico

Superior, su cronología, la duración de los períodos de máximo enfriamiento y la extensión de las áreas cubiertas por el hielo, han sido diversamente interpretados (Caputo y Crowell, 1985; Dickins, 1985, 1996; González, 1990a; González Bonorino y Eyles, 1995; López Gamundi *et al.*, 1992; Veevers y Powell, 1987) debido a que estuvieron mayormente basados en un conocimiento bioestratigráfico incompleto. El propósito de este trabajo es revisar esas ideas y adaptarlas al ordenamiento que señala la sucesión de las faunas marinas, según sus ocurrencias en las cuencas de Argentina.

El provincialismo de la biota inducido por las glaciaciones, hace imprecisas las correlaciones de las secuencias de la provincia Gondwana con los patrones globales de la faja paleoequatorial entre el Viseano Superior (Mississippico Superior) y el Sakmariano (Pérmico Inferior). Esto ha motivado que desde hace tiempo se señale la necesidad de utilizar pisos regionales (Archangelsky *et al.*, 1980; Heckel, 2001; Azcuy *et al.*, 2007). Si bien las edades absolutas no ofrecen la seguridad de las correlaciones paleontológicas, un avance significativo han sido las edades absolutas obtenidas en Australia (Roberts *et al.*, 1995; Claoué-Long *et al.*, 1995), dada la estrecha similitud existente con las secuencias y faunas de Argentina, lo que permite una mayor aproximación. Siguiendo las recomendaciones de Heckel (2004), en este trabajo empleamos la nomenclatura cronoestratigráfica global adoptada por la International Union of Geological Sciences (IUGS) en 2004.

En las secuencias del Carbonífero y el Pérmico Inferior de Argentina se diferencian siete asociaciones faunísticas, las que han sido agrupadas en cinco unidades bioestratigráficas, o grupos faunísticos mayores (Figura 1). Cada una de esas unidades o grupos faunísticos mayores corresponde a un período de estabilidad climática, y en ellos se basa la cronología de los eventos tecto-sedimentarios aquí expuesta.

2. ESTRATIGRAFÍA

Los depósitos marinos más representativos del Paleozoico Superior de Argentina se encuentran en las Cuencas Uspallata-Iglesia (Precordillera y Cordillera Frontal) (González, 1985a), Tepuel-Genoa (Patagonia central) (Archangelsky *et al.*, 1987) y Sauce Grande (Sierras Australes de Buenos Aires) (Andreis, 1984, en Andreis *et al.*, 1987).

2.1. Cuenca Uspallata-Iglesia.— (González, 1985a) (28°-33° de latitud Sur, Figura 5): El conocimiento bioestratigráfico incompleto oscureció durante mucho tiempo la interpretación estratigráfica de los ya estructuralmente complicados afloramientos del

Paleozoico Superior de esta región. En el área septentrional de la cuenca los depósitos más antiguos del Carbonífero integran el Grupo Angualasto (Limarino y Cesari, 1992; Azcuy *et al.*, 2000), donde la Formación Malimán (Scalabrini Ortiz, 1973) está compuesta por 1200 m de espesor de areniscas con intercalaciones pelíticas de colores gris verdosos, que se inician con un conglomerado basal en discordancia sobre el Miembro Chavela de edad Devónica. Contiene restos de floras de *Archaeosigillaria* y *Frenquellia* (Azcuy *et al.*, 2000), entre las que se intercala un miembro marino proximal de wackes gris oscuro con fauna de *Protocanites* (Antelo, 1969, 1970; = *Eocanites*? Isaacson y Dutro, 1999), que indican edad Tournaisiana (Amos *et al.*, 1973; Azcuy *et al.*, 2000). Continúa hacia arriba la Formación Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1973), que se inicia con un miembro conglomerádico de aproximadamente 112 m de espesor al que siguen areniscas con intercalaciones de pelitas y termina con un miembro superior de mixtitas y diamictitas de origen glacial (González, 1990b). Esta Formación ha proporcionado palinomorfos del Mississippico Superior (Césari y Gutiérrez, 2000). Hacia el Norte, y al Oeste de Jagüé, estos depósitos se correlacionan con las formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores (González y Bossi, 1987). El ciclo siguiente consiste en un conjunto de sedimentos glaciales asociados con la fauna de *Levipustula levis* Maxwell, del (Carbonífero medio Serpukhoviano-Bashkiriano) (Figura 4A-1). Los mejores afloramientos y los más representativos se encuentran en el zona austral de la Cuenca, en la Sierra de Barreal, donde integran la Formación San Eduardo (Mésigos, 1953; González, 1993). Consisten en bancos de diamictitas entre las que se intercalan pelitas y areniscas de ambientes litorales. Estos depósitos continúan al Sur en las formaciones Yalguaraz y Majaditas (Amos y Roller, 1965).

La secuencia glacial de esta Cuenca infrayace mediante discordancia (ver más adelante) a los depósitos del Pensilvánico Superior, los que están formados por sedimentos no-glaciales y contienen faunas cosmopolitas e indican un mejoramiento climático

(González, 1990a). El desarrollo más completo de estos depósitos se encuentra en la Formación Cerro Agua Negra (Polanski, 1970), en tanto que secciones parciales de la secuencia glacial se exhiben en las formaciones Río del Peñón (González y Bossi, 1986), Quebrada Larga (Scalabrini Ortiz, 1973), Santa Elena (Yrigoyen, 1967 = Serie de Jarrillal de Keidel, 1939) y Pituil (Mésigos, 1953; Taboada, 1997). Esta megasecuencia consiste en una sucesión de bancos de areniscas y pelitas que contienen flora de *Nothorhacopteris* y dos niveles marinos; en algunas localidades hay mantos carbonosos y calizas. En el área septentrional de la Cuenca, al Oeste de Jagüé (figura 5), la Formación Río del Peñón se apoya en discordancia sobre el complejo volcanoclástico de la Formación Punta del Agua.

El ciclo sedimentario siguiente se desarrolla en el área austral de la cuenca. Al Este de Uspallata, la Formación Agua del Jagüel (Harrington, 1971) tiene aproximadamente 800 m de espesor de sedimentos plegados, en los que se distinguen tres miembros. El miembro inferior se inicia con un conglomerado basal sobre la Formación Villavicencio (Devónico Inferior), al que siguen areniscas y pelitas grises marinas proximales con fósiles marinos, entre las que se intercala un banco delgado con suelo de vegetación. El miembro medio está formado por diamictitas y pelitas con cadilitos y corresponde probablemente a una fase temprana de la glaciación del Pérmico Inferior. El miembro superior está constituido por areniscas que alternan con pelitas grises a pardas marinas proximales y contiene la fauna de *Costatumulus*, del Pérmico Inferior más bajo (Asseliano-Tastubiano?).

2.2. Cuenca Tepuel-Genoa.— (43°-44° de latitud Sur, Figura 6): Suero (1961, 1955 en Lesta *et al.*, 1980) acuña el término Geosinclinal Central Patagónico, en el que se incluye a todos los afloramientos del Paleozoico Superior de la Patagonia extraandina. El término es más tarde reemplazado por Amos (1964) por el de Cuenca Central Patagónica, pero su extensión fue puesta en duda por Lesta (1968). González (1984, 1985b) define formalmente la Cuenca Lan-

guíneo-Genoa en la Patagonia central, pero el nombre Tepuel-Genoa empleado en el libro del Carbonífero (Archangelsky *et al.*, 1987), es más conocido y de uso generalizado.

En el transcurso del Carbonífero Inferior, en la región central de Patagonia se inicia la subsidencia de una porción de la plataforma que fue ocupada por un engolfamiento “Pacífico”, en el que se acumularon alrededor de 5000 m de espesor de sedimentos de ese Período y del Pérmico Inferior. Estos depósitos constituyen el Grupo Tepuel (Suero, 1948), no están plegados, o sólo levemente en algunas áreas y en ellos se reconocen tres unidades formacionales. La más antigua es la Formación Jaramillo (Page *et al.*, 1984), con 1000 m de areniscas medianas a gruesas y menor proporción de pelitas depositadas en ambiente litoral. Contiene restos de *Archaeosigillaria* (Petriella y Arrondo, 1978) o *Gilboaphyton* (Carrizo y Azcuy, 2006) y es asignada al Tournaisiano. Cabe destacar que en la composición clástica de estos sedimentos el Dr. Scalabrini Ortiz (com. personal a CRG) ha observado que hubo aporte de vulcanitas mesosilíceas y ácidas, especialmente notable en la sección superior, lo que revela la existencia de un ciclo volcánico pre-Carbonífero. Sigue, en aparente concordancia la Formación Pampa de Tepuel (Lesta y Fereillo, 1972), constituida por 2700 m de espesor de pelitas, areniscas, diamictitas, fangolitas gujarrosas y pelitas laminadas de coloración gris oscuro, depositadas en ambiente marino proximal. Los depósitos de esta Formación están vinculados con procesos glaciales y contienen la fauna de *Levipustula levis*, asignada al Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio). Algunos autores (Simanaukas 1996; Simanaukas y Sabattini, 1997) sostienen que en el Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio) de Patagonia no se encuentra el género *Levipustula*, sino *Lanipustula* Klets, el que fuera erigido para una sola especie de Baikal. En este sentido, Roberts *et al.* (1993, 1995a) señalan que las diferencias morfológicas que existen entre *Levipustula* y *Lanipustula* son de escasa significación genérica, opinión compartida por Water-

house (com. epistolar). Si bien un estudio más detallado de los productídeos de la Formación Pampa de Tepuel podría revelar la existencia de otros géneros (Taboada *et al.* 2005), este tema es aún motivo de discusión; en tanto, y dada la finalidad de este trabajo, aquí nos referiremos a la fauna de *Levipustula*.

La unidad superior es la Formación Mojón de Hierro (Lesta y Ferello, 1972), con aproximadamente 1000 m de espesor de areniscas, pelitas macizas y escasos conglomerados y contiene la fauna de *Costatumulus* (Taboada, 1998). En la zona de Arroyo Garrido, en la parte inferior de esta Formación se encuentra un miembro de diamictitas y varvitas con cadilitos, probablemente equivalente al miembro glacial de la Formación Santa Elena de la Precordillera y vinculado a las fases glaciales más antiguas del Asseliano (Pérmico Inferior).

2.3. Cuenca Sauce Grande.— (Andreis, 1984, en Andreis *et al.*, 1987) (37°- 38° de latitud Sur): En las Sierras Australes de Buenos Aires los depósitos del Grupo Pillahuincó (Pérmico Inferior) se presentan plegados y en discordancia (Archangelsky, 1996) sobre la Formación Lolén (Devónico Inferior). Este ciclo (Andreis *et al.*, 1987) se inicia con la Formación Sauce Grande (Harrington, 1972), que alcanza 900 m de espesor y está compuesta por diamictitas, conglomerados, areniscas y escasas pelitas gris verdosas depositadas en ambiente nerítico proximal y tienen origen glacial. Estos depósitos corresponden muy probablemente a las últimas fases de la glaciación del Pérmico Inferior. Sobre ellos se dispone en concordancia la Formación Piedra Azul, con 300 m de areniscas, limolitas y fangolitas azul negruzcas a verdosas y bancos de areniscas finas amarillentas. Sigue arriba la Formación Bonete, con 400 m de espesor de bancos de areniscas moteadas y pelitas bien estratificadas, de colores gris verdosos, depositadas en ambiente litoral a nerítico proximal; contiene flora de *Glossopteris* y fauna de *Eurydesma* (Harrington, 1955; Rocha-Campos y Carvalho, 1975) que indican edad Sakmariana (Dickins, 1985). La fauna de *Eurydesma* de la Formación Bone-

te es muy poco variada y sugiere un ambiente moderadamente restringido. En contacto transicional continúa la Formación Tunas, con unos 1000 m de espesor de lutitas y fangolitas moradas a rojizas con intercalaciones verdosas en la parte inferior; también contiene restos de Glossopterídeos. Estas tres últimas formaciones corresponden a la gran transgresión que tiene lugar en la etapa postglacial de Gondwana.

3. ETAPA PRE-GLACIAL: DEVÓNICO TARDÍO – MISSISSÍPPICO TEMPRANO

La existencia de glaciaciones en el Paleozoico Superior anteriores al Viseano Superior, ha sido sostenida por algunos autores y negada por otros. Veevers y Powell (1987) reconocen tres episodios glaciales distintos y afirman que estos se inician en el Famenniano. Este esquema es adoptado parcialmente por López Gamundi (1997) y Limarino *et al.* (2001). Asimismo, (Isaacson *et al.*, 1999; Carrizo y Azcuy, 1997; Azcuy *et al.*, 2000) sostienen la existencia de un período glacial en el Famenniano-Tournaisiano basados en palinomorfos determinados por Vavrdova *et al.* (1993) y en evidencias de campo. De la misma manera, Melo y Loboziak (2003) asignan al Famenniano-Tournaisiano sedimentos glaciales de Brasil estudiados por Caputo y Crowell (1985). Según Díaz *et al.* (1993) en el Altiplano boliviano los depósitos glaciales de la Formación Cumaná, asociados con palinomorfos del Famenniano-Tournaisiano, se habrían depositado entre los 45° a 55° de latitud Sur. Pero en este caso particular, esos autores atribuyen los depósitos al producto de glaciación de tipo Alpina, interpretación que resulta aceptable teniendo en cuenta la existencia de depósitos no-glaciales de esa edad en paleolatitudes más altas, como los del Norte de Chile (Isaacson *et al.*, 1985; Niemeyer *et al.*, 1985) y los del Oeste de la Argentina (Rolleri y Baldis, 1969). Por su parte, Cingolani *et al.* (1990) y Morel *et al.* (1993) no mencionan la ocurrencia de rocas glaciógenas en las secuencias del Devónico Superior y Carbonífero Inferior por ellos estudiadas en la Sierra de la Punilla.

Los depósitos continentales del Carbonífero Inferior contienen paleosuelos y en algunos casos abundantes restos de licópsidas, como ocurre en la Precordillera en las formaciones Cerro Tres Cóndores (González y Bossi, 1987) y El Ratón (Amos *et al.*, 1971) y en la Patagonia central en la Formación Jaramillo (Arrondo, 1972; Arrondo *et al.*, 1991; Archangelsky y Cúneo, 1991; Archangelsky, 1996; Carrizo y Azcuy, 2006). De acuerdo con López Gamundi y Espejo (1993) ninguna de esas Formaciones contiene sedimentos que puedan atribuirse a

glaciación, aunque González Bonorino *et al.* (1988) indican la presencia de cadilitos en la Formación Jaramillo, lo cual tomado aisladamente no constituye una prueba de origen glacial. En todos los casos, las áreas continentales parecen haber sustentado una vegetación abundante.

Basados en datos paleomagnéticos y paleogeográficos, Iannuzzi y Rösler (2000) consideran a la asociación de *Archaeosigillaria-Frenguella* de edad Tournaisiana como una flora "fría", en tanto las paleofloras pre-glaciales más jóvenes del Viséano-Serpukhovia-

(*)	Amos <i>et al.</i> (1973)	Simanaukas y Sabattini (1997)	Taboada (2001)	Sabattini <i>et al.</i> (1990) Pagani y Sabattini (2002)	Este trabajo
PÉRMICO INFERIOR	Fauna de <i>Eurydesma</i>	Zona de <i>Neochonetes</i> Faunula de <i>Costatumulus</i>	Zona de <i>Costatumulus</i>	Zona de <i>Euphemites chubutensis</i> - <i>Palaeoneilo</i> aff. <i>concentrica</i>	Fauna de <i>Eurydesma</i>
	Zona de <i>Costatumulus</i>	Zona de <i>Tuberculatella</i> Fáunula de <i>Pyramus</i>		Zona de <i>Callitomaria tepuelensis</i> - <i>Streblochondria</i> sp. Zona de <i>Mourlonia</i> sp. II - <i>Pyramus primigenius</i>	Zona de <i>Costatumulus</i>
PENNSYLVÁNICO		Zona de <i>Lanipustula</i>	Zona de <i>Levipustula</i>	<i>Tivertonia</i> / <i>Streptorhynchus</i>	Fauna de <i>Kochiproductus-Heteralosia</i>
	Zona de <i>Levipustula</i>				Fauna de <i>Balakhonia-Geniculifera</i>
MISSISSÍPPICO					Zona de <i>Levipustula</i>
					Zona de <i>Rugosochonetes-Bulahdelia</i>
	Zona de <i>Protocanites</i>				Zona de <i>Protocanites</i>

Cuadro 1. Cuadro comparativo de edades de las faunas y biozonas marinas del Carbonífero y Pérmico de Argentina según diversos autores. (*): Fuera de escala.

no de América del Sur y Australia, según Ianuzzi y Pfefferkorn (2002) indicarían climas cálidos. La fauna Malvinokáfrica de América del Sur, Sudáfrica e Islas Malvinas (Baldis y Sarudiansky, 1975; Isaacson *et al.*, 1985; Racheboeuf *et al.*, 1993) es atribuida a aguas moderadamente frías por Boucot y Racheboeuf (1993), pero las litofacies asociadas no aportan evidencias de glaciación. Esta fauna también contiene elementos cosmopolitas (Baldis, 1975; Babin, 2000). No existen registros paleontológicos marinos del lapso comprendido entre la fauna Malvinokáfrica del Devónico Medio y la de *Protocanites* del Tournaisiano. Tanto en la Precordillera septentrional de Argentina como en el Cerro Cuevitas de Chile (Figura 3), la fauna de *Protocanites* está asociada a sedimentos no-glaciales y su moderada a baja diversidad (González, 1994; Isaacson y Dutro, 1999) podría atribuirse a restricciones de la cuenca.

De acuerdo con Dickins (1985, 1993) no existen evidencias de bajas temperaturas a escala global durante el Devónico Tardío y el Mississippico Temprano, sino por el contrario, el clima durante esos períodos

habría sido cálido. Facies de calizas fosilíferas, como las de Europa e Inglaterra no se encuentran en el Devónico Superior y Mississippico Inferior en la provincia Gondwana de América del Sur. Es probable que durante ese lapso, el clima de esta región haya sido templado a moderadamente frío, debido a su ubicación en altas paleolatitudes y al gradiente latitudinal de temperatura, pero no por glaciación, ya que no existen evidencias claras en tal sentido. Condiciones semejantes se presentan en Australia, donde tampoco se conocen depósitos glaciales en el Mississippico Inferior (Campbell y McKellar, 1969).

4. LA "EDAD DEL HIELO" DEL PALEOZOICO SUPERIOR: CARBÓNIFERO – PÉRMICO INFERIOR

De acuerdo con la sucesión de los grandes grupos faunísticos, la Edad de Hielo del Paleozoico Superior de Gondwana habría comenzado antes de finalizar el Mississippico y se prolongó hasta el Pérmico Inferior. A ese lapso Veevers y Powell (1987) lo denominan "episode III", al que ubican en el

Período	Subperíodo / Época	Edad (o)	Gondwana (*)	Angara (+)
PÉRMICO	Cisuraliano	Sakmario	Período glacial Pérmico Temprano	Enfriamiento global Pérmico Temprano
		Asseliano		
CARBÓNIFERO	Pennsylvánico	Gzheliano	Período interglacial	Alykaevo
		Kasimoviano		Óptimo climático
		Moscoviano		
	Mississippico	Bashkiriano	Período glacial Carbonífero medio	Ostrogsky
		Serpukhoviano		Episodio de enfriamiento
		Viseano		
		Tournaisiano		

Cuadro 2. Correlación de los eventos paleoclimáticos del Oeste de Argentina y la región de Angara. (o): Subperíodos/Épocas y Edades según la Carta Estratigráfica Global adoptada por la IUGS. Fuera de escala; (*) según González (1990, 2001, 2003); (+) Según Cleal & Thomas (2005).

Namuriano-Sakmario (Serpukhoviano-Sakmario). Sin embargo, la interpretación de un largo período glacial a través del Carbonífero que postulaban esos autores ha perdido fundamento, ya que se apoyaba en la asignación errónea al Pennsylvánico Superior de la Zona de *Levipustula* en el Este de Australia (ver Roberts *et al.*, 1993; Dickins, comunicación epistolar 1993). Por el contrario, en el Orógeno de New England existe un hiato de más de 15 Ma que abarca el Pennsylvánico Superior y el Asseliano (Roberts *et al.*, 1995). Evidencias litológicas y paleontológicas indican que esta "Edad de Hielo" comprende dos etapas de máximo enfriamiento o períodos glaciales. El período glacial más antiguo ocurrió al promediar el Carbonífero y abarcó desde el Viseano Superior hasta el Bashkiriano; sus depósitos se distribuyen en la región Andina desde el Sur de Bolivia hasta la Patagonia central. El período glacial más joven tuvo su apogeo en el Asseliano (Pérmico Temprano) (Dickins, 1985) y sus depósitos afloran principalmente en las Cuencas de Paraná, Sauce Grande e Islas Malvinas, y en menor proporción en el Oeste argentino y Patagonia. Entre estas dos secuencias glaciales se interponen depósitos no-glaciales con faunas "cálidas" y flora de *Nothorhacopteris* del Pennsylvánico Superior, que indican un mejoramiento climático transitorio (González, 1990a; Dickins, 1996). Estos depósitos interglaciales adquieren su mayor desarrollo en la Precordillera y Cordillera Frontal (28° - 33° de latitud Sur). El carácter bimodal de las glaciaciones se refleja en el comportamiento de la flora paleotropical. Las evidencias actualmente disponibles en la región de Angara (Cleal y Thomas, 2005) revelan que los cambios paleoclimáticos que tuvieron lugar durante esta "Edad de Hielo", presentan en esa región un esquema idéntico al aquí planteado para Gondwana (Cuadro 2).

Los depósitos glaciales del Carbonífero afloran en la faja peri-Gondwánica desde el Sudoeste de América del Sur hasta el Este de Australia, pero es probable que durante este Período la superficie cubierta por hielo se haya extendido sobre una parte considerable de Gondwana (González Bonorino y

Eyles, 1995). Escasos depósitos glaciales del Pérmico Inferior también se encuentran dentro de esa faja peri-Gondwánica; pero en cambio se encuentran más ampliamente distribuidos en la región central de Gondwana, lo que revela que la cubierta de hielo habría sido igualmente extensa durante este período glacial (Figura 3).

4.1. El periodo glacial del Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio).— Depósitos glaciales de edad carbonífera que pueden ser datados por fósiles afloran en la Precordillera y Cordillera Frontal del Oeste de Argentina, en la Patagonia central, en la Isla Alexander al Oeste de la Península Antártica (Figura 3) y en el Orógeno de New England del Este de Australia. Otros depósitos glaciales asignados al Carbonífero en América del Sur, pero sin macrofósiles, afloran en el límite argentino-boliviano (Díaz *et al.*, 1993) y en Brasil (Caputo y Crowell, 1985).

Sin duda, la sección más representativa de las glaciaciones del Carbonífero es la Formación San Eduardo (Mésigos, 1953) en la sierra de Barrreal, Precordillera de San Juan (Figura 2). En esta unidad niveles marinos fosilíferos se encuentran intercalados entre los miembros glaciales y han permitido precisar la edad relativa de estos acontecimientos dentro de un mismo ciclo sedimentario (González, 1990a, 1993). Entre las fases glaciales El Paso I y II, las más antiguas de esta Formación, se intercala un nivel marino con la fauna de *Rugosochonetes-Bulahdelia* (Taboada, 1989), que también se encuentra por arriba de la tillita El Paso II (Figura 1) y es asignada al Viseano tardío (Taboada, 1989). López Gamundi y Espejo (1993) y López Gamundi y Martínez (2003) atribuyen "pobre resolución cronoestratigráfica" y "restringida validez areal" a esta fauna. Se trata de una opinión apresurada y resulta evidente que dichos autores no han interpretado correctamente la información paleontológica. Muy por el contrario, la fauna de *Rugosochonetes-Bulahdelia* es de un valor bioestratigráfico singular, ya que al igual que la más joven fauna de *Levipustula*, constituye una de las biozonas de invertebrados más relevantes de los depósitos glaciales del Carbonífero de Gondwana.

Ella pertenece a una amplia ingresión “Pacífica” que también inundó el Este de Australia, donde se encuentran elementos comunes en la fauna de *Marginirugus barringtonensis* Dun (Roberts *et al.*, 1976, 1995).

El miembro glacial más joven de la Formación San Eduardo, por arriba de las fases El Paso I y II, es la “fase Hoyada Verde”, la que está constituida por dos bancos de diamictitas distintas, separadas por un pavimento de tipo intertill. En una primera interpretación (González, 1990a), se asignó

escasa importancia a la diferencia de edad de estas dos diamictitas, las que fueron consideradas como avances sucesivos del glaciar durante una misma fase, más bien que dos glaciaciones distintas. Sin embargo, un análisis más detenido revela que la diastema existente entre ambas abarca un lapso mucho mayor que el de dos avances estacionales. El pavimento de bloques estratificados interpuesto es una clara indicación de que la diamictita inferior estuvo expuesta a la erosión, ya sea por arriba del nivel

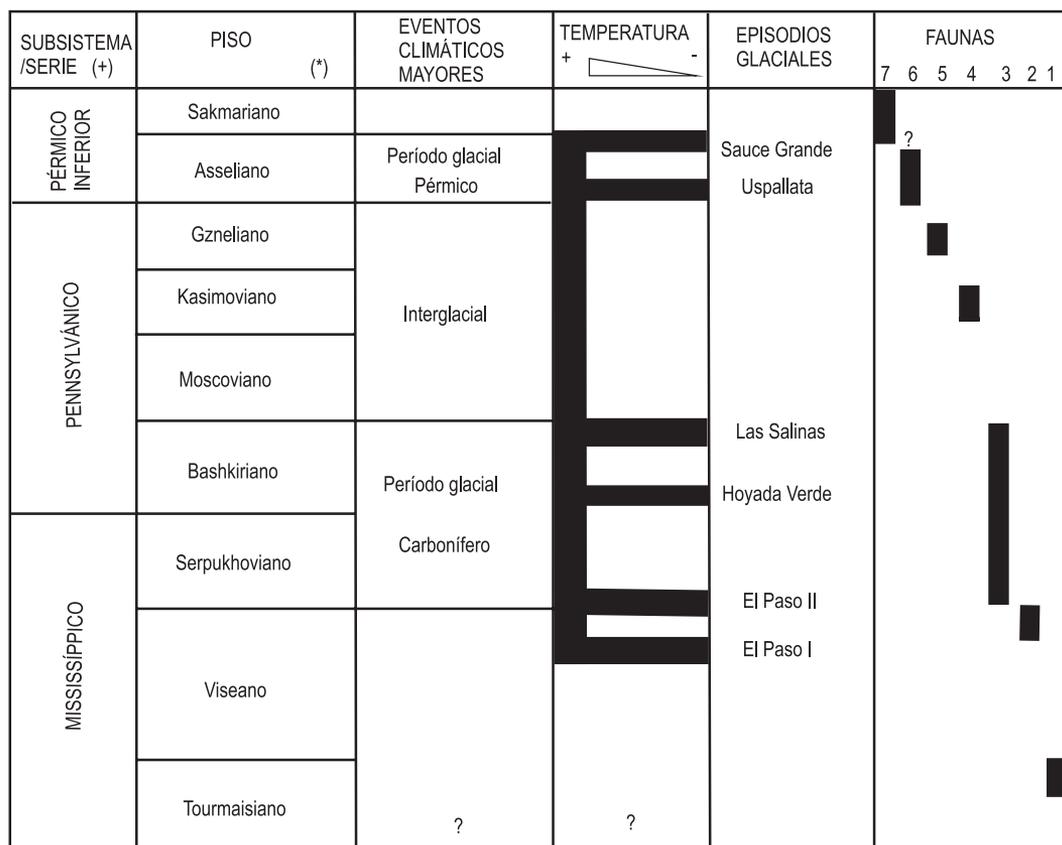


Figura 1. Relaciones entre los grandes grupos faunísticos y los principales episodios glaciarios de la “edad de hielo” del Paleozoico Superior registrados en Argentina. Modificada de González (2001). (+): ver explicación Figura 2; (*): fuera de escala; 1: fauna de *Protocanites*; 2: fauna de *Rugosochonetes-Bulahdelia*; 3: fauna de *Levipustula levis*; 4: fauna de *Balakhonia-Geniculifera*; 5: fauna de *Kochiproductus-Heteralosia* (4 + 5 = “fauna intermedia”); 6: fauna de *Costatumulus amosi*; 7: fauna de *Eurydesma*. La decisión de la International Commission of Stratigraphy de la IUGS, de adoptar la bipartición del Sistema Carbonífero es de poca utilidad para Gondwana, donde resultaría más práctica una nomenclatura regional basada en los acontecimientos paleoclimáticos, que fueron los factores determinantes de las facies sedimentarias y de los acontecimientos paleobiológicos (González, 1993). Un ejemplo es el límite Carbonífero Medio (límite entre los Subsistemas Mississípico y Pensylvánico), cuyo estratotipo se ha establecido entre los pisos Morrowano y Chesteriano de América del Norte, o entre los pisos Bashkiriano y Serpukhoviano de Rusia y aproximadamente en el Namuriano medio de Europa occidental. Dicho límite ha sido fijado en base a conodontes y goniatites que no están vinculados a ningún cambio o variación litofacial apreciable. Esos grupos no se encuentran en la provincia Gondwana, donde se desarrollaron faunas endémicas.

del mar o en la zona entre mareas, de manera que los sedimentos finos de la superficie pudieron ser barridos por la erosión, quedando solamente un concentrado de bloques y guijarros. Por otra parte, en el plano del pavimento se encuentran lentes conglomerádicas, que son secciones o cortes de paleocanales de derretimiento originados durante el retroceso del glaciar que depositó la diamictita inferior (González, 1981b). Esos mismos paleocanales fueron erróneamente interpretados como "eskers" por López Gamundi (1983), con lo que no estamos de acuerdo por cuanto dentro de esos paleocanales hallamos además rodados fosilíferos y nódulos de glendonita, que es un pseudomorfo de ikaita indicador de aguas frías (González, 1980; Roberts *et al.*, 1995; Bischoff *et al.*, 1993). Esos mismos tipos de rodados también se encuentran esporádicamente dentro de la diamictita inferior y provienen del banco de lutitas fosilíferas con glendonita infrayacente. El avance de un nuevo glaciar biseló esos paleocanales y pulió y estrió los bloques y guijarros concentrados en la superficie y finalmente depositó la diamictita superior. Todo este proceso requirió de un tiempo de exposición subaérea de la superficie erosionada mucho más prolongado que el necesario para un simple retiro estacional del glaciar. Debió haber ocurrido durante una fase interglacial, por lo que se interpreta que la diamictita superior representa una fase glacial distinta de la inferior. Siguiendo este razonamiento, resulta que en la Formación San Eduardo se encuentran registradas cuatro fases glaciales, lo que concuerda con las observaciones de Marensi *et al.* (2002) en el anticlinal de Agua Hedionda.

En la Precordillera septentrional, al Oeste del Bolsón de Jagüé (28-29° de latitud Sur), los depósitos del Mississippico de la Formación Cerro Tres Cóndores (González y Bossi, 1987, incluyendo la ex Formación Jagüel de González y Bossi, 1986), se inician con un miembro psefítico, al que siguen bancos psammíticos y pelíticos con *Frenquellia* (Azcuy *et al.*, 2000).

La Formación Cerro Tres Cóndores fue asignada al Viseano por su fauna (González y Bossi, 1987) y por su flora (Azcuy *et al.*,

2000). Los estratos superiores de esta Formación han sido atribuidos por Fauqué y Limarino (1991) y Azcuy *et al.* (2000) a depósitos de origen glacial, pero no existen pruebas definitivas en este sentido. En esos mismos estratos se encuentran escasos restos de invertebrados marinos y un banco de areniscas con licofitas muy bien preservadas. De comprobarse un origen glacial para esos estratos, éstos serían las primeras manifestaciones glaciales dentro de esta Formación, por lo tanto equivalentes al miembro glacial superior de la Formación Cortaderas, donde se hallaron palinomorfos del Mississippico (Césari y Gutiérrez, 2000). A su vez estos niveles corresponderían a la fase glacial más antigua (El Paso I) de la Formación San Eduardo (Figura 2), cuya edad es viseana tardía (ver más arriba). En tal caso, los niveles superiores de la Formación Cerro Tres Cóndores y de la Formación Cortaderas, de la misma manera que la fase El Paso I, marcarían el comienzo del período glacial del Carbonífero de Gondwana. En el Norte argentino, los depósitos glaciales de la Formación Tarija se apoyan sobre un pavimento estriado labrado sobre la infrayacente Formación Tupambi (Carbonífero), que muestra una dirección de flujo del hielo de SE a NO (Starck *et al.*, 1993a). Estos estratos serían también coetáneos con los de la Precordillera.

Es probable que durante este período glacial la cobertura de hielo haya sobrepasado ampliamente los límites de las cuencas subsidentes, cubriendo el Norte de Argentina, Sur de Bolivia y probablemente también parte del territorio de Paraguay.

En la Patagonia central, la Cuenca Languiño-Genoa o Tepuel-Genoa, constituyó un engolfamiento paleo-Pacífico (González, 1984), donde los glaciares del Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio) llegaron hasta el nivel del mar y penetraron profundamente en dicho engolfamiento por los bordes septentrional y austral, como lo demuestran los pavimentos labrados por el hielo en rocas aún no consolidadas de las zonas de Arroyo Pescado (Ap Iwan) y El Molle (González *et al.*, 1995, 2003). Estas evidencias sugieren que existió una considerable extensión de hielo continental en la

región patagónica circundante, como sugieren González Bonorino (1992) y González Bonorino y Eyles (1995). Suero (1948) distinguió cuatro horizontes glacialinos en la Formación Pampa de Tepuel; en cambio González Bonorino *et al.* (1988), solamente reconocen tres, posiblemente porque no consideraron los niveles superiores de la Formación que afloran al Este de la Cresta de los Bosques. La fase glacial más joven, a la que denominamos glaciación “Las Salinas” (González, 2001), se encuentra en la parte superior de la Formación Pampa de Tepuel y de su equivalente septentrional la Formación Las Salinas (Figura 1). Al Oeste, en la faja andina patagónica, estaría registrada sólo una, o quizá dos de estas fases en los afloramientos de la Formación Esquel (López Gamundi, 1980; González Bonorino, 1992). Todas estas fases glaciales se hallan dentro de la Zona de *Levipustula*, pero no

se encontraron en la Patagonia central restos de la fauna de *Balakhonia-Geniculifera*, que en la Precordillera constituye la base de la Zona de *Levipustula* y está asociada a las primeras manifestaciones glaciales del Carbonífero en esa región. Esto es seguramente debido a diferencias faciales, y se estima que las fases glaciales El Paso I y II que acompañan a esta fauna en la Precordillera, serían equivalentes a los depósitos glacialinos ubicados por debajo de la primera aparición de *Levipustula* en la Formación Pampa de Tepuel (Figura 1).

Durante las glaciaciones del Carbonífero la región paleoártica era totalmente oceánica, por lo que no existen registros de este evento climático. Sin embargo, el carácter bipolar de las glaciaciones se reconoce por evidencias indirectas. Actualmente existe consenso (Cleal y Thomas, 2005; Durante, 2000; Ganelin y Durante, 2002) de

SUBSISTEMA / SERIE (+)	PISO (*)	CUENCA USPALLATA - IGLESIA				CUENCA LANGUINEO GENOA	CUENCA SAUCE GRANDE	FASES DIASTRÓFICAS	
		SEPTENTRIONAL		AUSTRAL					
PÉRMICO INFERIOR 290 Ma	ARTISKIANO							Fm. Tunas	Pituitica
	SAKMARIANO							Fm. Bonete 7	
	ASSELIANO					Fm. Agua del Jagüel ? 6	Fm. Mojón de Hierro ? 6	Fm. Piedra Azul 7	
PENNSYLVÁNICO GSSP 320Ma	GZHELIANO	ESTEFANIANO	Fm. Río del Peñón 5	Cerro Agua Negra 5		Fm. Santa Elena 5			
	KASIMOVIANO		Fm. Tupe ?	Fm. ?	Fm. Pituil 4				
	MOSCOVIANO	WESTFALIANO	Fm. Punta del Agua ?				Pampa de		
	BASHKIRIANO								
MISSISSIPPICO 354 Ma	SERPUKOVIANO	NAMURIANO			Fm. San 3			Tepuel 3	Saneduardica
	WISEANO		Fm. Cerro Tres Cóndores		Eduardo 2				
	TOURNAISIANO		Fm. Cortaderas ?				Fm. Jaramillo		Malimánica
			Fm. Agua de Lucio 1						Precordilleránica

Figura 2. Cuadro de correlación de formaciones con faunas marinas del Carbonífero y Pérmico Inferior de Argentina mencionadas en el texto. Subsistemas, series y pisos según la clasificación cronoestratigráfica adoptada por la IUGS. (+): Subsistemas del Carbonífero, series del Pérmico, GSSP (Estratotipo Global y Punto del límite Carbonífero medio), cifras en Ma de las principales edades radimétricas; (*): pisos fuera de escala, en la columna se han colocado algunas unidades que han sido ampliamente usadas históricamente y son mencionados en el texto; números 1 a 7 en negrita: faunas de la Figura 1; (o) Fases glaciales.

que en la región de Angara hubo un período de enfriamiento durante el Serpukhoviano-Bashkiriano, conocido como Episodio Ostrogsky (Cuadro 2).

4.2. *Edad de la Zona de Levipustula levis Maxwell (Serpukhoviano-Bashkiriano).*— La edad de esta biozona ha sido extensamente discutida tanto en Australia como en Argentina. En una primera aproximación fue asignada al Westphaliano en base a su asociación con otros braquiópodos (Campbell y McKellar, 1969; Jones *et al.*, 1973; Amos *et al.*, 1973). Más tarde, el hallazgo de goniatites y conodontes permitieron ubicarla con mayor precisión en el Namuriano (Jones y Roberts, 1976). En Argentina evidencias concurrentes sugerían que esta biozona incluiría además la parte más baja del Westphaliano (González, 1981a) o Bashkiriano (Figura 2).

En la Precordillera argentina los depósitos glacialinos más antiguos del Carbonífero están asociados con la zona de *Rugosochonetes-Bulahdelia* y en el Este de Australia con la Zona de *Marginirugus barringtonensis*. Como se mencionó más arriba, estas dos faunas están vinculadas a un mismo evento transgresivo de gran amplitud registrado en el Oeste de Argentina y en el Este de Australia. Ellas son equiparables, comparten taxones comunes y constituyen la base de la Zona de *Levipustula*. Edades absolutas obtenidas por Roberts *et al.* (1995) ubican a la Zona de *Marginirugus barringtonensis* entre ca. 330 y 326 Ma, es decir por debajo del límite Viseano-Namuriano. Consecuentemente, la edad de la base de la Zona de *Levipustula* se ubicaría muy próxima al inicio del Namuriano de Europa occidental, o del Serpukhoviano de Rusia (Figuras 1 y 2).

El límite superior de la Zona de *Levipustula* es menos preciso porque no tiene un techo paleontológico, lo que a criterio de Kelly *et al.* (2001) haría inapropiado el uso del término Zona. Ahora bien, en el Este de Australia, por arriba de la secuencia glacialina con *Levipustula* de edad namuriana, siguen sedimentos glaciógenos, pero en facies continental de la Formación Seaham, cuya edad absoluta es westphalia-

na (Claoué-Long *et al.*, 1995; Roberts *et al.*, 1995). La ausencia de sedimentos marinos westphalianos en Australia sugiere que esta biozona podría estar representada solamente en su parte más antigua. Un caso similar se presenta en la Precordillera argentina, donde los estratos que contienen esta fauna son biselados por una superficie de erosión (ver más adelante).

En la Patagonia central, *Levipustula* se encuentra en niveles estratigráficos distanciados unos 2400 m. Los niveles más jóvenes se encuentran en la parte superior de la Formación Pampa de Tepuel, donde este braquiópodo ocurre junto a los goniatites *Wiedeioceras argentinense* (Miller y Garner) y *Glaphyrites* sp., asignados al Westphaliano por Riccardi y Sabattini (1975). Esto marcaría el límite superior de la biozona de *Levipustula levis* (González, 1981a) y de las glaciaciones del Carbonífero en facies marina en esta Formación (Figura 2). Esto es confirmado por los resultados de las dataciones isotópicas obtenidos en Australia por Claoué-Long *et al.* (1995) y Roberts *et al.* (1995), que revelan la continuidad del período glacial Carbonífero en el Westphaliano temprano (Bashkiriano).

Otros autores postulan rangos diferentes para la Zona de *Levipustula* (Cuadro 1). Simanuskas y Sabattini (1997) proponen una Zona de *Lanipustula* en el Namuriano-Stephaniano, una fáunula de *Pyramus* en el Asseliano, una Zona de *Tuberculatella* en el Sakmario Inferior, una fáunula de *Costatumulus* en el Artinskiano y una Zona de *Neochonetes* en el Kunguriano. Pagani y Sabattini (2002) también aceptan una edad permica para *Pyramus primigenius*. Desafortunadamente, la mayoría de esas biozonas tiene escasa fundamentación estratigráfica; por ejemplo, los niveles con las especies consideradas de *Pyramus* (*P. primigenius* y *P. tehuelchis*) se encuentran entre los más antiguos de la Zona de *Levipustula* y en la parte inferior de las Formaciones Pampa de Tepuel y Las Salinas (González, 1972). Taboada (2001) extiende la Zona de *Levipustula*, hasta el Stephaniano, debido a la continuidad estratigráfica que existe entre esa biozona y la de *Costatumulus*, incluyendo una Subzona de *Tuberculatella*. Más

adelante, en coincidencia con Simanaukas y Sabattini (1997), Taboada *et al.* (2005) y Taboada (2006) señalan que en la Formación Pampa de Tepuel no existe el género *Levipustula*, sino *Lanipustula* y otros productos morfológicamente similares a *Levipustula*. Sin embargo, Roberts *et al.* (1995) estiman que las diferencias morfológicas existentes entre los géneros *Lanipustula* Klets y *Levipustula* no tendrían significación a nivel genérico, lo que es compartido por Waterhouse (com. personal). Es probable que en el futuro se reconozcan otros géneros, así como subdivisiones dentro de la sucesión faunística de la Formación Pampa de Tepuel, pero no cabe duda que toda ella tiene características innegablemente carboníferas (Campbell y McKellar, 1969; Roberts *et al.*, 1995; Kelly *et al.*, 2001) y constituye un claro ejemplo de fauna dinámica desarrollada en condiciones estables de baja temperatura del agua del mar (González, 1993).

4.3. El mejoramiento climático del Pennsylvánico Superior.— Contrariamente a lo que se pensaba, no existen sedimentos glaciales en el Pennsylvánico Superior; los que fueron asignados a esa edad en el Este de Australia, han sido reubicados dentro del Serpukhoviano-Bashkiriano por bioestratigrafía y dataciones radimétricas (ver más arriba).

4.3.1. Cuenca Uspallata-Iglesia.— El mayor desarrollo estratigráfico de los depósitos del Pennsylvánico Superior de Argentina se encuentra en la Cuenca Uspallata-Iglesia (Figura 5), desde donde pierden importancia hacia el Sur. No se encuentran en esta secuencia evidencias de glaciación y las asociaciones faunísticas que contiene se caracterizan por la presencia de géneros cosmopolitas (Figura 4B). Otra característica de estos depósitos es la existencia de niveles continentales con flora de *Nothorhacopteris* (Archangelsky *et al.*, 1987; Gutiérrez, 1984; González y Bossi, 1986) y de niveles con paleosuelos y mantos de carbón, que revelan la existencia de abundante vegetación en las tierras emergentes. Todos estos elementos revelan que hubo un sensible mejoramiento climático al final del Pennsylváni-

co, durante el cual la mayor parte del área Gondwana de América del Sur se habría encontrado bajo un clima moderado hasta quizá cálido. Díaz Martínez *et al.* (1993) han sugerido un paleoclima subtropical a tropical en territorio boliviano. El efecto de este aumento de temperatura fue una importante retracción de la superficie cubierta por el hielo y el ingreso de faunas “cálidas” en el transcurso de dos ingresiones “Pacíficas” que inundaron la región cordillerana. La más antigua de esas ingresiones cubrió la parte austral de la cuenca, desde el paso de Agua Negra hasta Uspallata, e introdujo la fauna de *Balakhonia-Geniculifera* (Taboada, 1997). La ingesión más joven en cambio, abarcó toda la Cuenca Uspallata-Iglesia y más al Sur, formando engolfamientos saltuarios probablemente hasta el Norte de Neuquén. Esta última se caracteriza por la presencia de la asociación *Kochiproductus-Heteralosia* (González, 1993) o *Tivertonia-Streptorhynchus* (Sabattini *et al.*, 1990) (Figura 1) y adquiere su mayor expresión en el miembro superior de la Formación Río del Peñón, al Oeste de Jagüé. La única unidad en la que ocurren ambas ingresiones es la Formación Cerro Agua Negra, en el paso del mismo nombre de la Cordillera de Colangüil (Taboada, 1999), donde están separadas por niveles continentales con flora de *Nothorhacopteris* (Gutiérrez, 1984). La relación de base de esta secuencia no-glacial se puede apreciar en la Sierra de Barreal, donde la ingesión más antigua con la asociación *Balakhonia-Geniculifera* se encuentra en la Formación Pituil, la que sobreyace en discordancia a los depósitos glaciales con fauna de *Levipustula* del Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio) de la Formación San Eduardo. En cuanto a su relación de techo, al Este de Uspallata, la Formación Santa Elena (Yrigoyen, 1967) o estratos de Jarillal (Keidel, 1939) que contienen la ingesión más joven con fauna de *Kochiproductus-Heteralosia* o *Tivertonia-Streptorhynchus*, son cubiertos por la Formación Agua del Jagüel, parcialmente glacial en la base y con fauna de *Costatumulus* (ver más adelante). Estas dos ocurrencias demuestran claramente la ubicación de la secuencia no-glacial o inter-

glacial, interpuesta entre los depósitos glaciales del Carbonífero y los del Pérmico (Figura 2).

4.3.2. *Patagonia central*.— La continuidad estratigráfica que muestra el Grupo Tepuel sugiere que los movimientos intracarboníferos no habrían tenido repercusión en esta región. Cabría entonces esperar que en la sección que media entre los últimos niveles de la Zona de *Levipustula* y los primeros de la Zona de *Costatumulus* en el perfil de la Sierra de Tepuel, se encontraran evidencias de la facies interglacial del Pennsylvánico Superior y/o elementos de las faunas “cálidas” asociadas, pero nada de eso ocurre en estos depósitos. De acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas (Scotese *et al.*, 1979; Golonka *et al.*, 1994, Golonka y Ford, 2000), durante el Pennsylvánico Superior la Patagonia central habría permanecido próxima al paleopolo y no habría sido afectada, o muy débilmente, por este ascenso de la temperatura, por lo que es posible que en esa región se hayan conservado glaciares relictuales. Esto explicaría la ausencia en el Grupo Tepuel de una facies interglacial como la del Oeste argentino, y también la permanencia hasta el Pérmico Inferior de géneros endémicos de Gondwana que aparecieron en el período glacial del Carbonífero. El gradiente latitudinal de temperatura debió actuar como una barrera para las faunas “cálidas” provenientes de la región extra-Gondwánica (Figura 3), de las cuales algunos elementos más tolerantes habrían podido llegar hasta el Norte de Neuquén (González, 1999). Por otra parte, el derretimiento de grandes masas de hielo durante este prolongado interglacial habría producido un sensible ascenso del nivel del mar y una sustancial reducción del ritmo de sedimentación (González Bonorino *et al.*, 1988). Este razonamiento estaría avalado por la existencia de depósitos pelíticos en continuidad estratigráfica entre las biozonas de *Levipustula* y *Costatumulus* en el Grupo Tepuel (Taboada, 2001). La perduración de algunos géneros y especies de la fauna de *Levipustula* en la fauna de *Costatumulus*, como *Neospirifer leoncitensis* (Harrington), *Crurithyris roxoi* (Olivera), *Gla-*

brocingulum argentinus (Reed), *Peruvispira sueroi* Sabattini y Noirat, *Amaurotoma* sp. Sabattini, *Sueroa* spp. González, *Streblochondria sueroi* González y *Palaeoneilo* aff. *concentrica* Winchell, a los que podían sumarse otros con nuevas identificaciones, sugiere el mantenimiento de las condiciones climáticas frías durante el Pennsylvánico Superior en esta región. Un caso similar fue expuesto por Cúneo (1990), quien encontró una flora endémica con afinidades carbónicas (“Zona A” de Archangelsky, 1996) en estratos de la sección inferior de la Formación Mojón de Hierro.

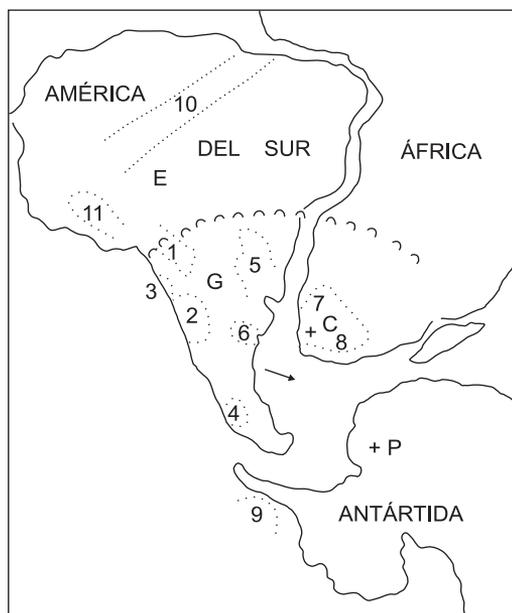


Figura 3. Bosquejo del Sudoeste de Gondwana durante el Paleozoico Superior (ligeramente modificado de Golonka y Ford, 2000), mostrando la ubicación de cuencas y regiones mencionadas en el texto; no se incluyen todas las cuencas sedimentarias del Paleozoico Superior. G: Área Gondwánica de América del Sur y extensión estimada del área englazada en Carbonífero y Pérmico; E: dominio extra-gondwánico; + C: paleopolo Carbonífero; + P: paleopolo Pérmico Inferior, según Valencio (1973) y Creer (1972); 1: Cuenca argentino-boliviana (Tarija); 2: Cuenca Uspallata-Iglesia; 3: Cerro Cuevitas, Norte de Chile; 4: Cuenca Languiñeo-Genoa, Patagonia central; 5: Cuenca del Paraná; 6: Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes de Buenos Aires); 7: Cuenca de Kalahari (Namibia); 8: Cuenca del Karroo (Sudáfrica); 9: Isla Alexander, Antártida occidental; 10: Cuenca del Amazonas, Brasil; 11: Cuenca Peruano-Boliviana (Montañas Amotape); la flecha indica el sentido de la deglaciación final.

El calentamiento del Pennsylvánico Superior fue un fenómeno global (Dickins, 1996; Cleal y Thomas, 2005); lamentablemente, no se encuentran en otras regiones de Gondwana litofacies y biofacies comparables a las del Oeste de Argentina. En el Este de Australia, donde los depósitos del Carbonífero son también importantes por su desarrollo y contenido fosilífero, existe un hiato considerable entre las sucesiones del Carbonífero y el Pérmico, por lo que no quedaron en esa región registros del período interglacial ni de sus faunas “cálidas” (Roberts *et al.*, 1995; Kelly *et al.*, 2001). El hecho de que el Pennsylvánico Superior fue un período regresivo y no hay depósitos de esta edad en el resto de Gondwana, acentúa la importancia de la secuencia del Oeste argentino para la interpretación paleoclimática global. De acuerdo con Cleal y Thomas (2005), este prolongado período interglacial estaría reflejado en la región de Angara en el evento conocido como “Óptimo Climático Alikaevo” que tuvo lugar en el Kasimoviano-Gzheliano (Cuadro 2).

4.3.3. *La fauna “intermedia”*.— Bajo el nombre informal de “fauna intermedia” (González, 1985) se agruparon en una aproximación preliminar, las poco conocidas faunas del Pennsylvánico Superior que pertenecían a un acontecimiento faunístico mayor, también denominado “Piso faunístico C” (González y Taboada, 1988). Avances posteriores permitieron reconocer que los elementos primeramente reunidos en este “Piso” faunístico pertenecían en realidad a dos asociaciones diferentes, siendo la más antigua de ellas la fauna de *Balakhonia-Geniculifera* (Taboada, 1997) y la más joven la fauna de *Kochiproductus-Heteralosia* (González, 1993) (Figura 1). Sabattini *et al.* (1990) proponen la Zona de *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* para reemplazar a la “fauna intermedia”. Sin embargo, estos autores no interpretaron el significado y los alcances del concepto original de “fauna intermedia”, en el que la “Zona de *Tivertonia-Streptorhynchus*”, o fauna de *Kochiproductus-Heteralosia*, constituye la asociación más joven. Por otra parte, *Tivertonia jachalensis* se encuentra aparente-

mente restringida a un nivel dentro del miembro marino que aloja la fauna de *Kochiproductus-Heteralosia*, por lo que sería más apropiado en este caso usar el término “Biohorizonte de *Tivertonia*”. Una característica que distingue a estas asociaciones faunísticas es que comparten una afinidad paleoequatorial (González, 1997; Taboada, 1999; Sterren, 2003).

La ubicuidad de los géneros *Kochiproductus* y *Heteralosia* en el Pennsylvánico Superior de América del Sur austral ya fue destacada anteriormente (González, 1993). Es posible que esta fauna haya tenido vinculación con las del Grupo Tarma de Perú (Newell *et al.*, 1953) y de la Formación Itaituba de Amazonia (Mendes, 1958), con las que existe cierta afinidad. Archbold y Simanaukas (2001) encuentran a *Heteralosia cornelliana* (Derby) Antelo (1972) similar a *Coronalosia argentinensis* Archbold y Simanaukas. El género *Waagenoconcha* (cerca a *Kochiproductus*, com. epistolar Isaacson) ocurre en las formaciones Arizaro del Noroeste de Argentina (Aceñolaza *et al.*, 1972), Juan de Morales (Díaz-Martínez *et al.*, 2000) y Cerro Cuevitas del Norte de Chile (Niemeyer *et al.*, 1985) y en la Formación Copacabana en Bolivia (Branisa, 1965), pero esas unidades fueron reasignadas al Pérmico Inferior alto (Artinskiano tardío-Kunguriano) por Díaz-Martínez *et al.* (2000).

La edad Pennsylvánica Tardía asignada a la “fauna de *Kochiproductus-Heteralosia*” (González, 1993) coincide con los datos aportados por el contenido palinológico de la Formación Tupe (Vergel y Fasolo, 1999; Archangelsky, 1996; Césari y Gutiérrez, 2000). Pero debido a que tanto entre los invertebrados como entre los palinomorfos se encuentran elementos que tienen un rango más extendido, otros autores (Archbold, 2001; Archbold y Simanaukas, 2001) asignan esta fauna al Pérmico Inferior. En este razonamiento, Archbold *et al.* (2004) señalan que los braquiópodos de las Formaciones Tupe y Río del Peñón muestran características morfológicas ancestrales a géneros del Sakmario de otras regiones de Gondwana, especialmente de Australia, razón por la cual interpretan que esas faunas per-

tenecen al Asseliano (Pérmico Inferior). Sin embargo, tal aseveración resulta por demás subjetiva, ya que con el mismo argumento esas mismas faunas podrían asignarse al Carbonífero Superior. Además, se ha desestimado demasiado el hecho de que en Australia, como se señaló más arriba, no existe registro de faunas marinas desde el Westphaliano Inferior hasta el Asseliano Inferior (Roberts *et al.*, 1995; Kelly *et al.*, 2001), circunstancia que impide aseverar su aparición en el Asseliano. Esto introduce severas dudas sobre la restricción de ciertos géneros al Pérmico Inferior que postulan aquellos autores. En Argentina, especialmente en la Precordillera y Cordillera Frontal y dentro de un contexto estratigráfico único en Gondwana, esos mismos géneros, pero no las mismas especies, se encuentran junto con otros decididamente del Pennsylvánico Superior, por lo que resulta más coherente reconocer que aquéllos aparecieron en el Carbonífero. Si bien no es posible descartar la posibilidad de futuros ajustes, probablemente no sustanciales en la edad de esta fauna con otros elementos de juicio, actualmente su asignación al Pérmico no tiene suficiente fundamento, sobre todo teniendo en cuenta que las especies comparadas son endémicas. Cabe recordar en este sentido que Dickins (1963) y Waterhouse (1969) hace tiempo señalaron que las faunas Pérmicas de Gondwana debieron originarse en el Carbonífero Superior. Esa hipótesis ya ha sido ampliamente demostrada en los bivalvos (Runnegar, 1972; González, 1972, 1975, 1977, 1978), y no es probable que los braquiópodos, u otros grupos de invertebrados, sean una excepción.

4.4. *El período glacial del Pérmico Inferior (Asseliano).*— Los afloramientos de rocas glaciales del Pérmico Inferior de Gondwana se encuentran dispersos sobre un área mucho más extensa que los del Carbonífero. Mientras los depósitos glaciales de probada edad carbonífera se encuentran solamente en la faja peri-Gondwánica, los de edad pérmica también se encuentran en esa faja, pero son más conocidos y están mejor desarrollados en la región central de Gondwana, e.g. Este de Argentina, Sudáfrica, Oeste

y Sur de Australia y Tasmania y la India peninsular.

Durante el período glacial del Pérmico Inferior se han diferenciado varias fases en el Oeste de Australia (Dickins, 1985), en Brasil (Frakes y De Figueiredo, 1967; Gravenor y Rocha Campos, 1983), en Sudáfrica (Visser, 1983) y en el Este de Argentina (Andreis y Torres Ribeiro, 2003). López Gamundi *et al.* (1992) y López Gamundi y Espejo (1993) sostienen que la glaciación del Pérmico Inferior no afectó el Oeste argentino ni la Patagonia. Sin embargo, existen claras evidencias de que una fase, probablemente la más antigua de la glaciación Asseliana, afectó esas regiones. En la Precordillera austral, al Este de Uspallata, el miembro de diamictitas masivas de la parte inferior de la Formación Agua del Jagüel (López Gamundi y Amos, 1982; Tafoada, 1987), está indudablemente vinculada con procesos glaciales. Otras facies de este miembro glacial afloran también al Norte de la Quebrada de Uspallata (Rodríguez, 1965) y especialmente en la mina El Choique (Keidel, 1939) y en el cerro La Cantera (Pothe de Baldis, 1975). Esta fase, a la que se hizo referencia en otra parte como la “Glaciación Uspallata” (González, 2001) es de edad asseliana, posiblemente asseliana inferior, por hallarse en la parte más antigua de la Zona de *Costatumulus*. En la Patagonia central, en la sección inferior de la Formación Mojón de Hierro se encuentra un miembro de diamictitas masivas y pelitas con cadilitos asociados con varvitas (Andreis y Cúneo, 1985; Cúneo, 1990). De la misma manera que en la Formación Agua del Jagüel, este miembro glacial de la Formación Mojón de Hierro se encuentra en la parte inferior de la Zona de *Costatumulus*, siendo por lo tanto equivalente, por lo que corresponde a la fase glacial Uspallata (Figura 1).

En las Sierras Australes de Buenos Aires, Andreis y Torres Ribeiro (2003) han identificado dos glaciohorizontes dentro de la Formación Sauce Grande, lo que coincide con las conclusiones de Visser (1983) sobre las tillitas de la Formación Dwyka de Sudáfrica. Las tillitas Sauce Grande y Dwyka pertenecen probablemente a las últi-

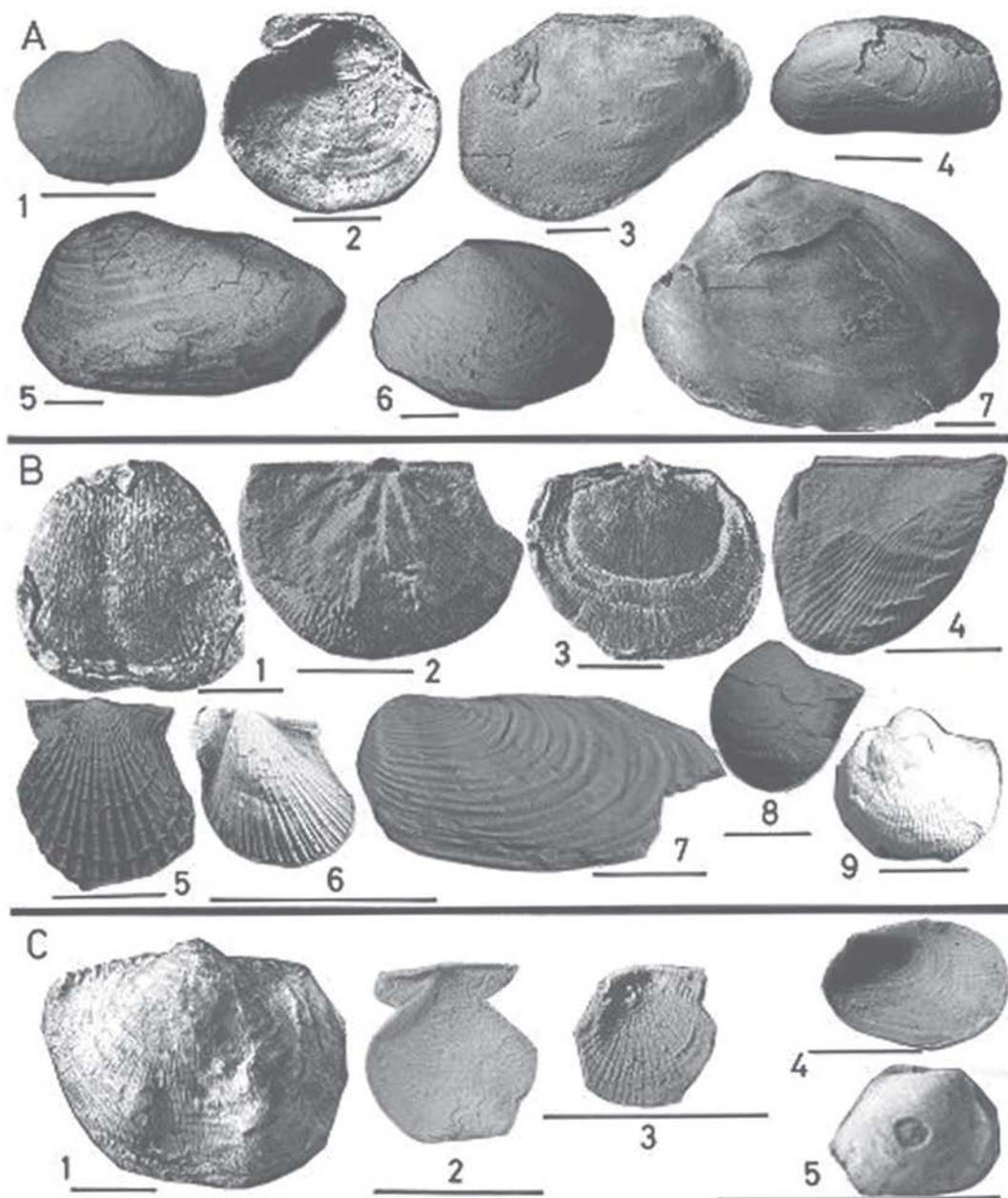


Figura 4. Especies representativas de faunas del Paleozoico Superior de Argentina. Los especímenes figurados están alojados en la colección del Instituto de Paleontología de la Fundación Miguel Lillo (IPI), excepto MLP (Museo de La Plata). Escala: barra junto al número de orden = 1 cm.

A: Fauna de *Levipustula*. 1: *Levipustula levis* Maxwell, IPI1267, miembro Hoyada Verde de la Formación San Eduardo, San Juan; 2: *Orbiculopecten parma* González, holotipo, PIL11507, parte inferior de la Formación Pampa de Tepuel, Chubut; 3: *Merismopteria salinensis* González, steinkern vista de valva derecha, holotipo, PIL11208, parte superior de la Formación Las Salinas, Chubut; 4: *Cypricardinia?* sp. González, valva izquierda parcialmente destruida, IPI2649, Villa Corral, San Juan; 5: *Myofossa calingastensis* González, valva izquierda parcialmente decorticada, holotipo, IPI2252, Formación Majaditas, San Juan; 6: *Oriocrassatella andina* González, molde externo de valva izquierda, holotipo, IPI2309, Villa Corral, San Juan; 7: *Pyramus tehuelchis* González, steinkern vista de valva izquierda, holotipo, MLP11022, parte inferior de la Formación Pampa de Tepuel, Chubut.

B: "Fauna intermedia". 1: *Kochiproductus riojanus* (Leanza), valva ventral, Formación Quebrada Larga, San Juan, MLP11496; 2: *Tivertonia jachalensis* (Amos), vista interior de valva dorsal, Formación Tupe, San Juan; 3: *Streptorhynchus inaequioratus* Leanza, vista dorsal de la conchilla, Formación Tupe, San Juan; 4: *Ptychopteria liagraciellae* (Leanza), molde compuesto de valva derecha, IPI1882, Formación Río del Peñón, La Rioja; 5: *Acanthopecten jaguelensis* González, réplica en látex de molde externo de valva izquierda, holotipo, IPI1891, Formación Río del Peñón, La Rioja; 6: *Pterinopectinella ramaccioni* González, réplica en látex del holotipo, IPI1931, Formación Río del Peñón, La Rioja; 7: *Wilkingia riojana* González, molde compuesto de valva izquierda, IPI1894, Formación Río del Peñón, La Rioja; 8: *Balakhonia peregrina* Taboada, molde externo de valva ventral, IPI569, Formación Pituil, San Juan; 9: idem anterior, valva ventral, holotipo IPI552, Formación Pituil, San Juan.

C: Fauna de Costatumulus. 1: *Costatumulus amosi* Taboada, valva ventral, holotipo IPI1311, Formación Agua del Jagüel, Mendoza; 2: *Euchondria sabattinae* González, molde externo de valva derecha, PIL10613, Formación Mojón de Hierro, Chubut; 3: idem anterior, molde externo de valva izquierda, IPI3702, Formación Mojón de Hierro, Chubut; 4: *Cypricardinia?* aff. *elegantula* Dickins, MLP11014, Formación Mojón de Hierro, Chubut; 5: *Quadratonucula argentinensis* González, molde compuesto de valva derecha, MLP11427, Formación Mojón de Hierro, Chubut.

mas fases del período glacial del Pérmico Inferior (Figuras 1 y 2). La Formación Sauce Grande está cubierta concordantemente por las formaciones Piedra Azul y Bonete, que contienen la fauna de *Eurydesma* (Figura 2) y representan la transgresión finiglacial del Pérmico Inferior (Dickins, 1985). Es posible que estas glaciaciones hayan comenzado antes de finalizar el Carbonífero en el Norte de la Cuenca del Paraná (Petri y Souza, 1993), pero tanto la flora de *Glossopteris* como la fauna de *Eurydesma* en las Cuencas de Sauce Grande (Harrington, 1955; Rocha-Campos y Carvalho, 1975; Archangelsky, 1996; Pagani, 1998) y en las de Karroo-Kalahari (Dickins, 1961; McLachlan y Anderson, 1973), indican una antigüedad Asseliana (Pérmico Temprano) para este evento climático (Dickins, 1985). Por lo tanto, de acuerdo con la antigüedad relativa de las faunas asociadas, la fase Uspallata de la Precordillera y Patagonia central, es más antigua que las fases Sauce Grande y Dwyka.

4.4.1. *Faunas del Pérmico Inferior.*— Los patrones internacionales del límite Carbonífero-Pérmico se basan en faunas de goniátites y fusulínidos que no ocurren en Gondwana (Heckel, 2001). La iniciación del Pérmico marino en la Argentina por medios paleontológicos fue primeramente estimada por Amos *et al.* (1973) en la aparición de *Costatumulus amosi* Taboada (ex *Cancrinella* aff. *farleyensis* Etheridge y Dun), el que junto a otros elementos con marcada afinidad pérmica inferior constituye la Zona de *Costatumulus*, más tarde asignada al Asse-

liano (González, 1981a). Cúneo (1990) sugirió una mayor extensión del rango de esta biozona, debido a que en la Patagonia central se intercalan, en su parte más antigua una flora con afinidades carboníferas y en su parte más joven otra decididamente pérmica. Otros autores (Taboada, 2001; Simanuskas y Sabattini, 1997; Pagani y Sabattini, 2002) en cambio, le asignan menor antigüedad por considerar que la Zona de *Levipustula* llegaría al Pérmico Inferior. (Cuadro 1).

Las faunas de *Eurydesma* en el Pérmico Inferior y de *Levipustula* en el Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio), son consideradas endémicas e indicativas de aguas frías (Fossa Mancini, 1944; Dickins, 1957; Roberts *et al.*, 1976). En cambio la fauna de *Costatumulus* se habría desarrollado dentro de un rango amplio de temperaturas. Esta característica se aprecia en la Formación Mojón de Hierro en la Patagonia central (Figura 6), donde ese braquiópodo se halla en una sucesión de estratos de aproximadamente 800 m de espesor (Andreis y Cúneo, 1985; Cúneo, 1990; Taboada, 2001). En la parte inferior de esta Formación, donde se encuentra el miembro glacial, la fauna está compuesta por géneros endémicos; en cambio en la parte más joven de la Formación no hay sedimentos glaciales y *Costatumulus* se asocia con géneros de amplia distribución geográfica y no hay formas endémicas. Este cambio es atribuido a un sensible incremento de la temperatura del agua del mar, con un clima que habría pasado a frío moderado o quizá templado, ya que no se encuentran en

los niveles superiores de la Formación fusulínidos ni myalínidos u otros elementos propios de las faunas “cálidas.” Según Taboada (2001) la fauna de *Costatumulus* se habría desarrollado casi simultáneamente con la fauna de *Eurydesma*, pero en latitudes más bajas o en mares menos fríos. Sin embargo, resulta difícil aceptar la correlación de dos faunas distintas, que existieron en zonas relativamente próximas geográficamente, fundamentada solamente en criterios ambientales. Aún cuando podría admitirse cierto grado de solapamiento en sus términos extremos, es más probable que ambas faunas sean sucesivas en el tiempo.

5. LA ETAPA FINIGLACIAL

Las diferentes edades de los depósitos glaciales del Paleozoico Superior de Gondwana inspiraron a DuToit (1927) su teoría de migración de los centros de glaciación o “excentric ice-capping”. Muy similares y posiblemente inspiradas en aquélla, son las teorías expuestas años más tarde por King (1958), Frakes *et al.* (1971) y Caputo y Crowell (1985), quienes sostienen en una forma más amplia, la migración de los centros de glaciación a través de Gondwana en el Paleozoico. Aunque esa teoría es todavía aceptada, las evidencias disponibles sugieren que fue otra la causa del diacronismo existente entre los depósitos glaciarios del Paleozoico Superior del Oeste y del Este de Argentina.

Según los resultados de estudios paleomagnéticos obtenidos por Creer (1972), Valencio y Mitchell (1972), Valencio (1973), Rapalini y Vilas (1996) y Rapalini y Mena (2001), el desplazamiento del paleopolo Sur en el Paleozoico Superior no habría sido tan significativo como para justificar diferencias climáticas sustanciales dentro del área Gondwana en el transcurso de la “edad de hielo,” como sugiere la teoría del desplazamiento de los centros de glaciación. Las reconstrucciones paleogeográficas de Scotese *et al.* (1979), Golonka *et al.* (1994) y Golonka y Ford (2000) para el Pérmico Temprano, muestran que las cuencas del Oeste de Argentina y de la Patagonia central se hallaban en el margen

sudoccidental de Gondwana; contrariamente a lo que previamente se pensaba, la existencia de un miembro glacial en la parte inferior de las formaciones Agua del Jagüel en la primera de esas regiones y Mojón de Hierro en la segunda, revela que al menos la fase glacial más antigua del Pérmico Inferior afectó el borde occidental de Gondwana (Figura 3); en cambio, en la parte superior de esas dos formaciones no se encuentran las fases glaciales más jóvenes del Pérmico Inferior, como las que en el Este de Argentina y otras regiones de Gondwana están asociadas con la fauna de *Eurydesma*. Por el contrario, los cambios litofaciales (miembro glacial en la base, depósitos no glaciales en la parte superior) y biofaciales (aumento progresivo de géneros cosmopolitas en la constitución de la fauna en sentido ascendente) que ellas presentan, sugieren un ascenso de la temperatura que solamente se pueden vincular con el final de la “edad de hielo.”

La antigüedad decreciente en dirección Oeste-Este que muestran los depósitos glaciales del Pérmico Inferior en territorio argentino, según las evidencias bioestratigráficas sugiere que la deglaciación final fue un proceso gradual de derretimiento con retracción centrípeta (hacia el polo) del área englazada. La fusión del hielo se habría iniciado en las zonas dístales, en este caso el borde occidental del Gondwana sudamericano, al promediar el Asseliano, y continuó hacia el paleopolo hasta probablemente el Tastubiano (Sakmario inferior).

Tanto en la Precordillera como en la Patagonia central los depósitos del Pérmico Inferior fueron diversamente erosionados. En la primera de estas regiones la Formación Agua del Jagüel es cubierta discordantemente por depósitos Permo-Triásicos, y en la segunda la Formación Mojón de Hierro/Río Genoa (Andreis *et al.*, 1986) infrayace en discordancia a depósitos marinos de edad liásica. Si bien es cierto que la erosión habría eliminado de esas formaciones un espesor indeterminado de sedimentos de edad pérmica, el sensible cambio ambiental que muestran estas secuencias en su parte superior no permite admitir que hayan existido en esos depósitos eliminados, nive-

les glaciarios equivalentes a los de las Sierras Australes.

6. PALEOGEOGRAFÍA

El concepto de Cuenca sedimentaria marina en el Paleozoico Superior del Oeste argentino, está generalmente asociado al concepto de unidades morfoestructurales. Furque (1963a, b, 1979) distinguió las Cuencas de Malimán, Paslean y Huaco al Norte del río Jáchal. En cambio, Scalabrini Ortiz (1973) admite la existencia en esa misma región de las cuencas de Malimán, Volcán y Río del Peñón. Usando criterios litológicos y paleontológicos, Amos (1964) asigna los depósitos del Carbonífero del Oeste argentino a dos cuencas sedimentarias: Río Blanco y Uspallata-Calingasta-Tunuyán (posteriormente Calingasta-Uspallata: Amos, 1972). Más tarde, González (1985) propuso la existencia de una sola cuenca sedimentaria (Uspallata-Iglesia), cuyo comportamiento basculante habría motivado la alternancia de las intrusiones marinas del Carbonífero Inferior hasta el Pérmico Inferior al Norte y Sur de esta cuenca (Subcuencas de Río Blanco y Calingasta-Uspallata). Una excepción son los depósitos del Pennsylvánico Superior, que se encuentran ampliamente distribuidos en toda la Cuenca Uspallata-Iglesia. Todo esto pone de manifiesto un comportamiento tectónico complejo. Por otra parte, no existen grandes diferencias tecto-sedimentarias en el basamento pre-Carbonífero de la Precordillera y de la Cordillera Frontal, como ya fuera advertido por Furque (1962), quien sugirió que esas dos unidades sean consideradas solamente por sus condiciones fisiográficas, es decir como dos unidades orográficas, no como dos unidades morfoestructurales distintas. Esta idea se renueva al comprobar que depósitos marinos del Pennsylvánico Superior se encuentran sobre gran parte de los terrenos anteriormente elevados de la Protoprecordillera y la Protocordillera Frontal.

Al final del Paleozoico el margen occidental de Gondwana experimentó notables cambios paleogeográficos. La orogenia Precordilleránica plegó fuertemente y levantó los terrenos pre-carboníferos, dando lugar a fajas de terrenos emergentes de rumbo lon-

gitudinal: la Protoprecordillera (Amos y Rolleri, 1965) y la Protocordillera Frontal (González, 1989). La existencia de estos elementos positivos (Figura 5) es admitida por algunos autores (López Gamundi *et al.*, 1994; Azcuy *et al.*, 2000) y no aceptada por otros (Milana *et al.*, 1987; González Bonorino y Eyles, 1995). Cabe aclarar que esos elementos positivos no se conciben como altas montañas, como podría interpretarse; González (1990a), sugirió que serían fajas de terrenos de menor elevación, pero que tuvieron gran importancia paleogeográfica al controlar la distribución de los mares interiores. La composición y proveniencia del material clástico en los sedimentos (López Gamundi, 1983), el ambiente litoral cercano a la costa y el sentido de las estriaciones en los pavimentos glaciarios (González, 1981b), indican que durante el Serpukhoviano-Bashkiriano (Carbonífero medio) existieron esas áreas positivas. No hay depósitos marinos de esa edad al Este o al Oeste de la Cuenca Uspallata-Iglesia que demuestren lo contrario. Es recién durante el período interglacial del Pennsylvánico Superior que el mar penetró en algunas áreas de la Protoprecordillera e inundó la Protocordillera Frontal.

En el transcurso del Tournaisiano (Carbonífero Inferior) una ingresión penetró desde el paleo-Pacífico por la región de Antofagasta en el Norte de Chile (Niemeyer *et al.*, 1997) e inundó la parte septentrional de la Cuenca Uspallata-Iglesia, donde constituyó un engolfamiento confinado entre esos terrenos emergentes (González, 1994). El gradiente de diversidad faunística que muestra la fauna de *Protocanites* (González, 1994; Isaacson y Dutro, 1999) está probablemente relacionado con el cierre austral de este mar en la latitud del río Jáchal.

A fines del Mississippico y comienzos del Pennsylvánico (Serpukhoviano-Bashkiriano) los glaciares avanzaron sobre los mares interiores de la Cuenca Uspallata-Iglesia, pero también se extendieron hacia el Este, sobre la Cuenca continental de Paganzo (Keidel, 1921; Frenguelli, 1946; Bossi y Andreis, 1985; Limarino y Gutiérrez, 1990; González, 1990a; López Gamundi *et al.*, 1992).

Durante el mejoramiento climático del Pensylvánico Superior, la Cuenca Uspallata-Iglesia recibió dos ingresiones “Pacíficas” que introdujeron faunas “cálidas” de la región extra-Gondwánica (Figura 3). La más antigua (“mar de *Balakhonia-Geniculifera*”) inundó la región austral de la cuenca desde la latitud del paso de Agua Negra al Norte hasta la Sierra de Barreal al Sur (Figura 5). La ingresión más joven (“mar de *Kochiproductus-Heteralosia*”) fue mucho más extensa, inundando toda la cuenca Uspallata-Iglesia y más al Sur, formando varios engolfamientos en la faja andina hasta el Sur de la provincia de Neuquén. Este mar cubrió áreas de la Protocordillera Frontal y penetró en la Protoprecordillera (Furque, 1963b; Milana *et al.*, 1987) por corredores transversales, pero no inundó la vecina Cuenca de Paganzo.

Las cuencas del Este de Argentina y del Sudeste de Brasil tuvieron una historia diferente que comienza al iniciarse el Pérmico.

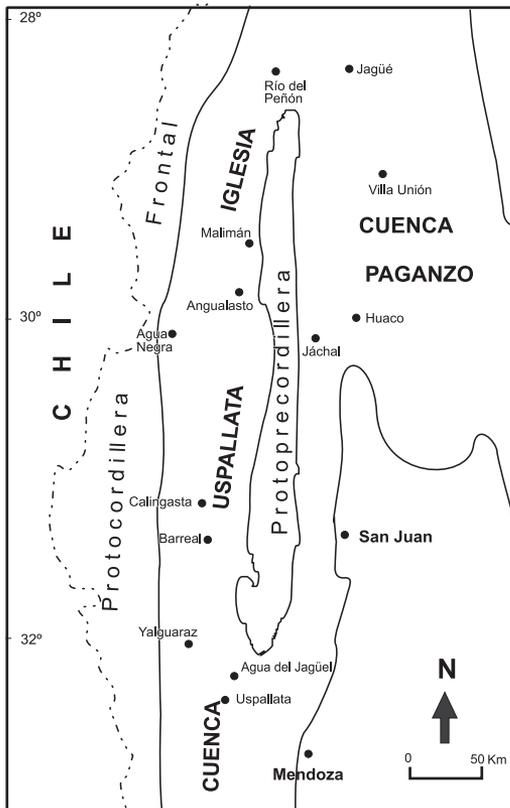


Figura 5. Cuenca Uspallata-Iglesia, ubicación de localidades mencionadas en el texto.

El “mar de *Eurydesma*” que inundó la Cuenca de Sauce Grande estaba cerrado al Oeste, de modo que no tuvo vinculación con la Cuenca de Uspallata-Iglesia ni con la de Languiñeo-Genoa en la Patagonia central (Braccini, 1960; González, 1989; compare con Frakes y Crowell, 1968). Rocha-Campos (1970), Simoes *et al.* (1998) y Pagani (1998) encuentran comparables las faunas del Subgrupo Itararé de la Cuenca del Paraná, con la de la Formación Bonete en la Cuenca Sauce Grande. Con todo, no es posible asegurar que existió una conexión directa entre ambas cuencas, ya que dada su proximidad paleogeográfica, cabría esperar que entre esas faunas hubiera mayor similitud y hasta especies comunes, lo cual no ocurre. En cambio hacia el Este, la Cuenca de Sauce Grande estaba vinculada con las Cuencas de Kalahari y Karroo del Sur de África. Shi y Archbold (1993) sugieren que este mar estuvo conectado con la región de los Himalaya a través de Sudáfrica, lo que no es probable, ya que de acuerdo con McLachlan y Anderson (1973) la Cuenca del Karroo estaba cerrada al Este. Además, el gradiente de diversidad faunística y el notable empobrecimiento de la fauna de *Eurydesma* (véase también Dickins, 1961) indican que esa cuenca habría constituido un ambiente extremadamente restringido. Se ha sugerido (González, 1989) que las Cuencas Sauce Grande y Kalahari habrían tenido conexión con las de Australia y la India a través de un brazo de mar proto-Atlántico, establecido en el Pérmico Inferior entre el Cabo de Buena Esperanza y las Islas Malvinas.

7. DIASTROFISMO

7.1. *Movimientos pre-carboníferos.*— En territorio argentino las rocas pre-carboníferas fueron intensamente plegadas al final del Devónico por la Orogénesis Precordillerana (Furque, 1972; Furque y Cuerda, 1984 = Fase Chánica de Turner y Méndez, 1975). A continuación de estos movimientos sigue un período de erosión, o Intervalo Cuyano (González, 1991), y sobre estos terrenos se inicia la depositación de los sedimentos del Carbonífero y Pérmico. De acuerdo con Furque (1963a) y Padula *et al.* (1967), esta es

una de las discordancias más importantes de la Precordillera, también reconocida en la Cuenca de Tarija (Turner y Méndez, 1975; Starck *et al.*, 1993b). En el área septentrional de la Cuenca Uspallata-Iglesia la Formación Malimán se inicia con un conglomerado basal en discordancia sobre rocas devónicas del Miembro Chavela. No obstante, Cingolani *et al.* (1990) y Morel *et al.* (1993) sostienen que en la Sierra de la Punilla existe continuidad estratigráfica entre los depósitos del Devónico Superior y del Carbonífero Inferior, tal como se presentaría en Bolivia y Perú (Vavrdova *et al.*, 1993) y en el Norte de Chile (Niemeyer *et al.*, 1985; Dutro e Isaacson, 1990), aunque en esta última región la ocurrencia de esos movimientos fue advertida con anterioridad por Davidson *et al.* (1980).

En la Patagonia central el hiato con el basamento del Carbonífero sería mayor; allí no hay depósitos que se puedan atribuir con seguridad al Devónico (Lesta, 1969; Robbiano, 1971). En el borde septentrional de la Cuenca Languíneo-Genoa, el Grupo Tepuel (Mississippico Inferior-Pérmico Inferior) se apoya en discordancia sobre la Formación Arroyo Pescado (Rolleri, 1970; González *et al.*, 1995); determinaciones preliminares efectuadas por Linares *et al.* (2001), arrojaron para la Formación Arroyo Pescado una edad mínima R/Sr de 349 Ma (Tournaisiano temprano). Sin embargo, tanto la facies como el estilo tectónico y el débil metamorfismo que afectan a estas rocas, sugieren un lapso bastante prolongado antes del comienzo de la depositación del Grupo Tepuel, en cuyas capas inferiores (Formación Jaramillo) hay restos de flora del Tournaisiano (Carbonífero Inferior). Es probable que las rocas más antiguas que el Carbonífero de la Patagonia central se hayan consolidado con los movimientos pre-devónicos ("Caledónicos"), que de acuerdo con Miller (1979) afectaron el Sur de Chile y Argentina.

7.2. Movimientos intracarboníferos.— Los procesos diastrosóficos ocurridos durante en Carbonífero (Figura 2) han sido diversamente interpretados, por un lado por problemas de correlación y datación de las

unidades, y por otro en lo que se relaciona con su magnitud y alcances. Tanto es así que en algunos casos una misma fase diastrosófica ha sido designada con diferentes nombres en distintas localidades.

En la Precordillera septentrional, Scalabrini Ortiz (1973) señala una discordancia erosiva entre la Formación Malimán del Tournaisiano y la Formación Cortaderas del Mississippico Superior (ver más arriba Estratigrafía), la que según Caminos *et al.* (1990) posiblemente se deba a movimientos eustáticos. Más al Norte, en el Bolsón de Jagüé, González y Bossi (1987) ubican esta fase entre las formaciones Agua de Lucho y Cerro Tres Cóndores, aunque para Azcuy *et al.* (2000) ambas formaciones se suceden en aparente concordancia.

En el sector argentino de la Cuenca de Tarija los datos palinológicos (Azcuy y di Pasquo, 1999) indican una edad entre el Mississippico y el Pensilvánico para los sedimentos glaciales del Grupo Macharetí que se apoyan en discordancia sobre rocas del Devónico. Según Stark *et al.* (1993a) en esta discordancia estarían conjugadas las fases Precordilleránica y Malimánica.

En la Precordillera austral (Cuenca Uspallata-Iglesia), los depósitos glaciales estrechamente asociados con la fauna de *Levipustula*, están biselados por una superficie de erosión correspondiente a la fase dias-

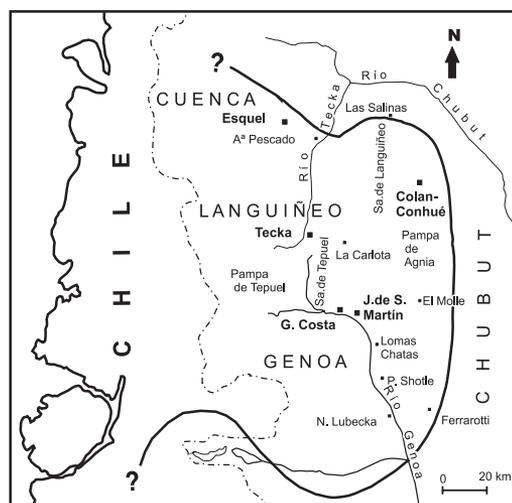


Figura 6. Cuenca Languíneo-Genoa; ubicación de localidades mencionadas en el texto.

trófica denominada Saneduérdica por Furque y Cuerda (1984), atribuida por Azcuy y Caminos (1987) a la fase Atacama de Moya y Salfity (1982). Las evidencias de estos movimientos están expuestas en dos localidades; una de ellas es la Sierra de Barreal (Figura 5), donde por arriba de la discordancia la Formación Pituil se apoya sobre distintos niveles de la Formación San Eduardo, como se aprecia en la zona ubicada entre los braquianticlinales de la Hoya Verde y El Paso. La Formación San Eduardo contiene probablemente la parte más antigua de la Zona de *Levipustula* y la Formación Pituil contiene la fauna de *Balakhonia-Geniculifera*, la más antigua del período interglacial. Esto implica un hiato considerable entre esas unidades, que abarcaría la parte superior de la Zona de *Levipustula* (Bashkiriano y quizá parte del Moscoviano), con lo que la edad máxima del intervalo estaría dentro de lo calculado por Fauqué y Limarino (1991). López Gamundi y Rossello (1990), López Gamundi y Martínez (2003) y Taboada (2004), restan importancia a esta estructura por considerarla una discontinuidad erosiva; en cambio ha sido reconocida por Buatois y Limarino (2003). La otra localidad se halla en el extremo septentrional de la Precordillera, al Este de Jagüé, donde Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) señalan que la Formación Río del Peñón (Pennsylvánico Superior) se apoya en discordancia angular sobre la Formación Punta del Agua, pero Caminos *et al.* (1990), Fauqué y Limarino (1991) y Fauqué *et al.* (1999) no están de acuerdo por interpretar que la Formación Punta del Agua es parte de la Formación Río del Peñón. No obstante, Remesal *et al.* (2004) confirman la existencia de una discordancia erosiva entre esas Formaciones; esta discordancia estaría ligada a los movimientos de la fase Saneduérdica y es posible que la Formación Punta del Agua tenga relación de discordancia también con la base, que no aflora (Figura 2). En esta localidad el hiato comprendido en la discordancia podría ser mayor que en la Sierra de Barreal, ya que los depósitos interglaciales de la Formación Río del Peñón contienen el nivel marino superior con fauna de *Kochiproductus-Hete-*

ralosia, pero falta el miembro marino inferior con la fauna de *Balakhonia-Geniculifera* presente en las formaciones Cerro Agua Negra y Pituil, lo que indica un considerable hiato, ya sea falta de sedimentación o por erosión.

Caminos *et al.* (1990), Fauqué y Limarino (1991) y Fauqué *et al.* (1999) interpretan que la discordancia expuesta en la zona de Agua de Carlos, al Sur del Bolsón de Jagüé, se interpone entre las Formaciones Río del Peñón y Cerro Tres Cóndores y la denominan fase Río Blanco. Si la interpretación estratigráfica de estos autores es correcta, entonces esta discordancia correspondería a la fase Saneduérdica, cuyo nombre tiene prioridad sobre el de Río Blanco. Por otra parte, se plantea un interrogante sobre la ausencia en esa discordancia de la Formación Punta del Agua. En cambio Carrizo y Azcuy (1997) y Azcuy *et al.* (2000) no reconocen la existencia de discordancias intracarboníferas y afirman que las rocas por debajo de la discordancia de Agua de Carlos no pertenecen a la Formación Cerro Tres Cóndores, sino a la Formación Chigua (Devónico), por lo que la refieren a la fase Chánica (= Precordilleránica). Sea cual fuere la interpretación en este caso particular, en los casos anteriormente expuestos las evidencias consignadas indican claramente la existencia de movimientos inter-Carboníferos en la Cuenca Uspallata-Iglesia. Otra circunstancia a tener en cuenta por su relevancia, es que los movimientos de la fase Saneduérdica habrían coincidido con el cambio climático con que se inició el período interglacial del Pennsylvánico Superior, lo que puede apreciarse en el fuerte contraste litofacial y biofacial que exhiben los sedimentos por debajo y por arriba de esta discordancia. En todos los casos, por debajo de la discordancia se encuentra la secuencia glacial, que en la Precordillera austral contiene la fauna de *Levipustula*, y por arriba de ella están los depósitos interglaciales con faunas "cálidas", que en la Precordillera septentrional contienen también flora de *Nothorhacopterus* y mantos de carbón.

No se conoce la relación con el techo de la secuencia interglacial del Pennsylvánico

Superior del Oeste argentino. Es probable que este ciclo sedimentario que comprende las Formaciones Río del Peñón, Quebrada Larga, Cerro Agua Negra, Pituil y Santa Elena (= Jarillal), haya sido afectado por los movimientos, quizá epirogénicos, de la fase Pituílica que fuera definida por Furque y Cuerda (1984) y desestimada por Limarino *et al.* (1988). Es importante destacar que en la quebrada de Uspallata, sobre la Formación Santa Elena se disponen los depósitos en parte glaciales del Pérmico Inferior de la Formación Agua del Jagüel, pero la complejidad estructural oculta el contacto entre ambas (Rodríguez, 1965). No obstante, poco al Sur de allí en la localidad de Paramillos, los conglomerados basales de la Formación Agua del Jagüel sobreyacen mediante discordancia a las rocas con bajo grado de metamorfismo de la Formación Hilario (Harrington, 1971). Estas relaciones sugieren que la Formación Agua del Jagüel probablemente sobrelapa en forma transgresiva a las formaciones Hilario y Santa Elena. Las faunas presentes en las formaciones Santa Elena y Agua del Jagüel indican que estos movimientos se produjeron a fines del período interglacial, antes del comienzo de la glaciación Asseliana.

En la Patagonia central los depósitos del Paleozoico Superior exhiben un desarrollo y estilo tectónico diferente a los de la Cuenca Uspallata-Iglesia. La información disponible (Suero, 1948; Lesta y Ferello, 1972; Page *et al.*, 1984; Andreis *et al.*, 1986, entre otros) indica que el Grupo Tepuel no presenta interrupciones notables en la sedimentación desde la base al techo, lo que implica que ninguna de las fases de los movimientos intracarboníferos habría tenido repercusión en la Cuenca Languiño-Genoa. Sin embargo, dentro del miembro de pelitas superiores de la Formación Pampa de Tepuel, se encuentra un paquete de areniscas finas y lutitas alternantes con estructuras de deformación contemporánea a gran escala. Este nivel de sedimentos deformados es bastante persistente y se encuentra también en el borde septentrional de la cuenca, en el miembro LS-9 de la Formación Las Salinas. No hay evidencias que permitan vincular estas deformaciones al

empuje de masas de hielo, por lo que han sido atribuidas a deslizamiento subáqueo (sliding y slumping) (González, 1972). Por su posición estratigráfica en la Formación, es posible sospechar la vinculación de estas deformaciones con los movimientos de la fase Saneduérdica del Oeste argentino. Estructuras similares en el Carbonífero de Mendoza fueron descritas por Volkheimer (1967), quien también les atribuye implicaciones tectónicas.

8. CONCLUSIONES

La sucesión de los grandes grupos faunísticos del Carbonífero y Pérmico permite un ordenamiento coherente de los acontecimientos tecto-sedimentarios ocurridos en esos períodos en la Argentina. La información disponible permite generalizar los acontecimientos paleoclimáticos al resto del Gondwana occidental.

Los depósitos del Devónico Superior y Tournaisiano no proporcionan evidencias irrefutables de glaciación continental (Dickins, 1985, 1993; Page *et al.*, 1984; González y Bossi, 1987; Cingolani *et al.*, 1990; Morel *et al.*, 1993; Arrondo *et al.*, 1991; Archangelsky y Cúneo, 1991; Archangelsky, 1996). Sin embargo, no es posible descartar la existencia durante ese lapso de manifestaciones aisladas de glaciares de tipo Alpino. La "Edad de Hielo" propiamente dicha del Paleozoico Superior, comenzó recién poco antes de finalizar el Mississippico (Viseano Superior) y se extendió hasta el final del Asseliano o el Tastubiano Inferior (Dickins, 1985; González, 1981a, 1990a; Claoué-Long *et al.*, 1995; Roberts *et al.*, 1995)

Las secuencias del Pennsylvánico Superior, singularmente expuestas en el Oeste argentino, muestran evidencias claras de un sensible mejoramiento climático, durante el cual el área afectada por el hielo experimentó una considerable retracción. La existencia de este prolongado período interglacial revela que la Edad de Hielo del Paleozoico Superior consistió en dos etapas de máximo enfriamiento o períodos glaciales; el primero ocurrió al promediar el Carbonífero y se extendió desde el Viseano Superior al Bashkiriano (Westphaliano Inferior)

(Cleal y Thomas, 2005; González, 1990a; Roberts *et al.*, 1995). El otro período glacial tuvo lugar principalmente durante el Asseliano (Pérmico Inferior) (Dickins, 1985). El período glacial del Carbonífero tuvo un desarrollo similar en toda la faja peri-Gondwánica desde el Oeste de Argentina hasta el Este de Australia (Campbell y McKellar, 1969; Amos y Sabattini, 1969; Kelly *et al.*, 2001). La cobertura de hielo fue igualmente extensa y habría abarcado una superficie similar de Gondwana durante los dos períodos glaciales.

En las cuencas del borde occidental de Gondwana, el miembro glacial en la sección inferior de las formaciones Agua del Jagüel y Mojón de Hierro es atribuido a la etapa inicial del período glacial del Pérmico Inferior. En cambio las tillitas de las Formaciones Sauce Grande del Sur de Buenos Aires y Dwyka de Sudáfrica, pertenecen a las fases más jóvenes de ese período glacial, las que no se presentan en el Oeste argentino ni en la Patagonia central. Estas diferencias se atribuyen al hecho de que la deglaciación final de la Edad de Hielo del Paleozoico Superior fue un proceso gradual de derretimiento centrípeto de la calota de hielo, desde los bordes hacia el paleopolo, el que habría comenzado al promediar el Asseliano y se habría completado al finalizar el Asseliano o principios del Tástubiano.

9. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a P. Isaacson (University of Idaho), C. Cingolani (Universidad de La Plata) y G. González Bonorino (Universidad de Salta) por las valiosas críticas y sugerencias. Nuestro especial reconocimiento a los siguientes investigadores que gentilmente facilitaron el acceso a uno de nosotros (CRG) a colecciones paleontológicas y a localidades clave del Paleozoico Superior: A.C. Rocha-Campos (Universidade de Sao Paulo, Brasil), H. Klinger (South African Museum), I.R. McLachlan (SOEKOR, Sudafrica), A. Keyser (Geological Survey of South Africa), Burger Oelofsen (University of Stellenbosch), M. Clarke (Geological Survey of Tasmania), J.M. Dickins (Innovative Geology,

Australia), B. Waterhouse (Earthwise, Nueva Zelanda), B. Engel, (University of Newcastle, Australia), M.V.A. Sastry (Geological Survey of India), J.M. Tater (Geological Survey of Nepal), C. Winkler Prins (Nationaal Natuurhistorisch Museum, Holanda), y R.H. Wagner (Jardín Botánico de Córdoba, España). Los trabajos de campo fueron realizados en el marco del proyecto PICTR 00313/2 de la ANPCyT, del Programa de Modernización Tecnológica, BID 1728/OC-AR, con el apoyo de la Fundación M. Lillo. Un agradecimiento también a los árbitros que con su crítica ayudaron a mejorar la calidad de este trabajo.

10. BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F. G.; J. L. Benedetto y J. A. Salfity. 1972. El Neopaleozoico de la Puna argentina: su fauna y relación con áreas vecinas. International Symposium on the Carboniferous and Permian Systems in South America. Anais da Academia Brasileira de Ciências 44 (Suplemento): 5-20.
- Amos, A. J. 1964. A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. XXII International Geological Congress India, New Delhi, Proceedings 9, Gondwanas: 53-72.
- Amos, A. J. 1972. Las Cuencas Carbónicas y Pérmicas de Argentina. Anais da Academia Brasileira de Ciências 44 (Suplemento): 21-36.
- Amos, A. J. y E. O. Rolleri. 1965. El Carbónico marino en el Valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras 368: 1-23.
- Amos, A. J. y N. Sabattini. 1969. Upper Palaeozoic faunal similitude between Argentina and Australia. IUGS Symposium Gondwana Stratigraphy, Buenos Aires, 1967, Unesco, Earth Sciences 2: 235-248.
- Amos, A. J.; B. J. Quartino y R. A. Zardini. 1971. Geología de la Región Barreal-Calingasta. Estratigrafía y Estructura. En: Quartino, B.J.; R. A. Zardini y A. J. Amos, (editores), Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Calingasta. prov. de San Juan, Rep. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Monografía 1: 15-67.
- Amos, A. J.; B. Antelo; C. R. González; M. P. Mariñelarena y N. Sabattini. 1973. Síntesis sobre el conocimiento bioestratigráfico del Carbónico y Pérmico de Argentina. V Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 3: 3-20.
- Andreis R. R. y R. Cúneo. 1985. Estratigrafía de la Formación Mojón de Hierro en Puesto Garrido, extremo sudoriental de la sierra de Tepuel, Chubut, Argentina. Encuentro anual del Grupo Argentino de Trabajo del Proyecto

- N° 211 IUGS/UNESCO "Paleozoico Superior de Sud América", Buenos Aires, Comunicaciones: 22-24.
- Andreis, R. R.; C. R. González y J. Cortiñas. 1986. Estratigrafía de los Grupos Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 284-289.
- Andreis, R. R.; A. J. Amos; S. Archangelsky y C. R. González 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes) - Colorado. En: Archangelsky, S.; A. J. Amos; R. R. Andreis; C. L. Azcuy; C. R. González; O. López Gamundi y N. Sabattini (editores), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp. 214-223.
- Andreis, R. R. y M. Torres Ribeiro. 2003. Estratigrafía, facies y evolución depositacional de la Formación Sauce Grande (Carbonífero Superior). Cuenca Sauce Grande, Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58: 137-165.
- Antelo, B. 1969. Hallazgo del género *Protocanites* (Ammonoidea), en el Carbonífero inferior de la provincia de San Juan. Ameghiniana 6: 69-73.
- Antelo, B. 1970. *Protocanites scalabrinii* por *Protocanites australis* Antelo (non *Protocanites australis* Delepine). Ameghiniana 7 (2): 160.
- Antelo, B. 1972. Los braquiópodos del Carbonífero superior de la Quebrada Larga, en las cabeceras del Río Blanco, provincia de San Juan. Ameghiniana 9: 159-172.
- Archangelsky, S.; R. R. Andreis; S. Césari; P. Gutiérrez; O. Limarino y N. Sabattini (editores), 1996. El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 417 pp.
- Archangelsky, S.; C. L. Azcuy; I. D. Pinto; C. R. González; M. Marques Toigo; O. Rösler y R. H. Wagner. 1980. The Carboniferous and Early Permian of the South American Gondwana area: a summary of biostratigraphic information. II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Buenos Aires, Actas 4 (Simposio Carbónico-Pérmico): 257-269.
- Archangelsky, S.; A. J. Amos; R. R. Andreis; C. L. Azcuy; C. R. González; O. López Gamundi y N. Sabattini (editores.). 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 383 pp.
- Archangelsky, S. y R. Cúneo. 1991. The neopaleozoic floristic succession from northwestern Argentina. A new perspective. En: Ulbrich, H.; Rocha-Campos, A. C. (editores), VII International Gondwana Symposium, USP, Sao Paulo, Proceedings: 469-481.
- Archbold, N. W. 2001. Pan-Gondwanan, Early Permian (Asselian-Sakmarian-Aktastinian) correlations. En: Weiss, R.H. (editor), Contributions to Geology and Palaeontology of Gondwana in honor of Helmut Wopfner, Geological Institute University of Cologne: 29-39.
- Archbold, N. W. y T. Simanuskas. 2001. New Strophalosiidae (Brachiopoda) from the Early Permian of Argentina. Proceedings of the Royal Society of Victoria 113: 217-227.
- Archbold, N. W.; G. A. Cisterna y T. Simanuskas. 2004. The Gondwanan Carboniferous-Permian Boundary revisited: New data from Australia and Argentina. Gondwana Research 7 (1): 25-133.
- Arrondo, O. G. 1972. Síntesis del conocimiento de las taflooras del Paleozoico superior de Argentina. Anais da Academia Brasileira de Ciências 44 (suplemento): 37-50.
- Arrondo, O. G.; S. Césari y P. Gutiérrez. 1991. *Frenquellia*, a new genus of lycopods from the Early Carboniferous of Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 70: 187-197.
- Azcuy, C. L. y R. Caminos. 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S.; A. J. Amos; R. R. Andreis; C. L. Azcuy; C. R. González; O. López Gamundi y N. Sabattini (editores.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp. 239-251.
- Azcuy, C. L. y M. di Pasquo 2000. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental y Puna. En: Caminos, R. (editor), Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales 29 (11): 239-260.
- Azcuy, C. L.; H. A. Carrizo y R. Caminos. 2000. Carbonífero y Pérmico de las Sierras Pampeanas, Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y Bloque de San Rafael. En: Caminos, R. (editor), Geología Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29 (12): 261-318.
- Azcuy, C. L.; A. Beri; M. E. C. Bernardes de-Oliveira; H. A. Carrizo; M. di Pasquo; P. Díaz Saravia; C. R. González; R. Iannuzzi; B. Lemos; J. H. G. Melo; M. A. Pagani; R. Rohn; C. Rodríguez Amenábar; N. Sabattini; P. A. Souza; A. C. Taboada y M. M. Vergel. (En prensa). Síntesis de la II Reunión de Cronoestratigrafía del Paleozoico Superior de América del Sur (Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, Perú y Uruguay), en Bahía Blanca. Nueva correlación bioestratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina.
- Babin, C. 2000. Ordovician to Devonian diversification of the Bivalvia. American Malacological Bulletin 15 (2): 167-178.
- Baldis, B. A. 1975. Valoración de elementos faunísticos para una zonación y datación de edades en el Devónico de la Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Tucumán, Actas 1: 219-240.
- Baldis, B. A. y R. M. Sarudiansky. 1975. El Devónico del Noroeste de la Precordillera argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30: 301-330.

- Bischoff, J. L.; S. Stine; R. J. Rosenbauer; J. A. Fitz Patrick y T. W. Stafford Jr. 1993. Ikaite precipitation by mixing of shoreline springs and lake water, Mono Lake, California, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (16): 3855-3865.
- Bossi, G. y R. R. Andreis. 1985. Secuencias deltaicas y lacustres del Carbónico del centro-Oeste argentino. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero, Madrid, Anales: 285-309.
- Boucot, A. J. y P. R. Racheboeuf. 1993. Biogeographic summary of the Malvinokaffric realm Silurian and Devonian fossils. En: Suarez-Soruco (editor), *Fósiles y facies de Bolivia*, Vol. 3 Invertebrados y Paleobotánica. *Revista Técnica de YPF* 13-14 (1-4): 71-75.
- Braccacini, O. 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. *Petrotecnica* 6: 57-69.
- Branisa, L. 1965. Los fósiles guías de Bolivia. I Paleozoico. *Boletín del Servicio Geológico de Bolivia* 6: 1-282.
- Buatois, L. A. y C. O. Limarino 2003. El contacto entre las Formaciones Hoyada Verde y Tres Saltos, Carbonífero de la Cuenca Calingasta-Uspallata: su reinterpretación como una superficie de incisión de valle fluvial. III Simposio Argentino del Paleozoico Superior, La Plata, Resúmenes: www.limarino.org/IGCP
- Caminos, R. L.; L. E. Fauqué y C. O. Limarino 1990. Las fases diastróficas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Annual Meeting W.G. Project IUGS 211, Buenos Aires, Abstracts: 132-146.
- Campbell, K. S. W. y R. G. McKellar 1969. Eastern Australian Carboniferous invertebrates: sequence and affinities. En: Campbell, K.S.W. (editor), *Stratigraphy and Palaeontology, Essays in honor of D. Hill*. Australian National University Press: 77-119.
- Caputo, M. V. y J. C. Crowell. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during the Paleozoic Era. *Bulletin of the Geological Society of America* 96: 1020-1036.
- Carrizo, H. A. y C. L. Azcuy. 1997. Las fitozonas del Carbonífero Temprano de Argentina y la edad de las discordancias relacionadas: una discusión. *Revista Universidade Guarulhos, Geociencias* 2 (número especial): 19-27.
- Carrizo, H. A. y C. L. Azcuy. 2006. *Gilboaphyton argentinum* sp. nov.: A herbaceouslycopod from the Early Carboniferous of Argentina. *Revista Brasileira de Paleontología* 9 (1): 33-40.
- Césari, S. N. y P. R. Gutiérrez. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic sequences in central-western Argentina. *Palynology* 24: 113-146.
- Cingolani, C.; R. Varela; E. Morel; O. P. Shauer y O. Arrondo. 1990. Aportes bioestratigráficos en el Devónico-Carbónico del sector septentrional de la Sierra de La Punilla, provincia de La Rioja. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, Actas 2: 207-210.
- Claoué-Long, J. C.; W. Compston; J. Roberts y C. M. Fanning. 1995. Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication* 54: 3-21.
- Cleal, Ch.J. y B. A. Thomas. 2005. Palaeozoic tropical rainforests and their effect on global climates: is the past the key to the present? *Geobiology* 3: 13-31.
- Creer, K. M. 1972. Paleomagnetism of Permocarbo-niferous rocks with special reference to South American formations. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 44 (Suplemento): 99-112.
- Cúneo, R. 1990. La tafoflora de la Formación Mojón de Hierro (Grupo Tepuel) en la localidad de arroyo Garrido, Paleozoico Superior, provincia de Chubut. *Ameghiniana* 27: 225-238.
- Davidson, J.; C. Mpodozis y S. Rivano. 1980. Evidencias de tectogénesis del Devónico Superior-Carbonífero Inferior al Oeste de Augusta Victoria, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 12: 79-86.
- Díaz, E.; P. E. Isaacson; J. C. Lema; K. L. Christensen; M. Vavrdova y B. Antelo. 1993. Significance of a Late Devonian (Famennian) glacial marine diamictite, northern Altiplano, Bolivia. *Comptes Rendus. XII International Congress on Carboniferous-Permian*, Buenos Aires, 1: 293-304.
- Díaz-Martínez, E.; P. E. Isaacson y P. E. Stalblock. 1993. Late Paleozoic latitudinal shift of Gondwana: stratigraphic/ sedimentologic and biogeographic evidence from Bolivia. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 125: 119-138.
- Díaz-Martínez, E.; B. Mamet; P. E. Isaacson y G. W. Grader. 2000. Permian marine sedimentation in northern Chile: new sedimentologic and biostratigraphic evidence from the Juan de Morales Formation. *Journal of South American Earth Sciences* 13 (6): 511-525.
- Dickins, J. M. 1957. Lower Permian pelecypods and gastropods from the Carnarvon Basin, Western Australia. *Bulletin-Bureau of Mineral Resources, Geology y Geophysics* 41: 1-56.
- Dickins, J. M. 1961. *Eurydesma* and *Peruvispira* from the Dwyka Beds of South Africa. *Palaeontology* 4: 138-148.
- Dickins, J. M. 1963. Permian pelecypods and gastropods from western Australia. *Bulletin-Bureau of Mineral Resources, Geology y Geophysics* 63: 1-203.
- Dickins, J. M. 1985. Late Paleozoic glaciation. Bureau of Mineral Resources, *Journal of Australasian Geology and Geophysics* 9: 163-169.
- Dickins, J. M. 1993. Climate of the Late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100: 89-94.
- Dickins, J. M. 1996. Problems of a Late Palaeozoic glaciation in Australia and subsequent climate in the Permian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 125: 185-197.

- Durante, M. 2000. Global cooling in the middle Carboniferous. Newsletter on Carboniferous Stratigraphy 18: 31-32.
- DuToit, A. L. 1927. A Geological Comparison of South America with South Africa. Carnegie Institution, Washington, pp. 157.
- Dutro, T. y P. E. Isaacson. 1990. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra de Almeida, northern Chile. En: Mackinnon, D. I.; Lee, D. E. y Campbell, J. D. (editores), Brachiopods through Time, II International Brachiopod Congress Dunedin, New Zealand, Proceedings: 327-332.
- Fauqué, L. E. y C. O. Limarino. 1991. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (1-2): 103-114.
- Fauqué, L. E.; C. O. Limarino; C. Cingolani y R. Varela. 1999. Los movimientos intracarboníferos en la Precordillera de La Rioja. XIV Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas 1: 421-424.
- Fossa Mancini, E. 1944. Las transgresiones marinas del Antracólitico en la América del Sur. Revista del Museo de La Plata, (N.S.), Sección Geología 2: 49-183.
- Frakes, L. A. y P. M. De Figueiredo. 1967. Glacial rocks of the Paraná basin exposed along the Sorocaba-Itapetininga road. En: Bigarella, J. J.; R. D. Becker y I. D. Pinto (editores), Problems in Brazilian Gondwana Geology. I International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Palaeontology: 103-106.
- Frakes, L. A. y J. C. Crowell. 1968. Late Palaeozoic glacial facies and the origin of the South Atlantic Basin. Nature 217: 837-838.
- Frakes, L. A.; J. L. Matthews y J. C. Crowell. 1971. Paleozoic glaciation, Part 3: Antarctica. Bulletin of the Geological Society of America 82: 1581-1604.
- Frenquelli, J. 1946. Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las provincias de San Juan y La Rioja. Revista del Museo de La Plata (N. S.) Geología 2 (18): 313-376.
- Furque, G. 1962. Perfil geológico de la Cordillera de Olivares, Iglesia, San Juan.- Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, Anales 2: 79-88.
- Furque, G. 1963a. Descripción Geológica de la Hoja 17b-Guandacol. Prov. La Rioja - Prov. San Juan. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería 92: 1-104.
- Furque, G. 1963b. Extent of the Carboniferous marine ingression in the Precordillera of San Juan-La Rioja (Argentina). Symposium on the Petroleum Geology of South America, Tulsa Geological Society, Digest 31: 188-192.
- Furque, G., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18c, Jáchal, provincia de San Juan. Boletín del Servicio Geológico Nacional 164: 1-79.
- Furque, G. 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. En: Leanza, A. (editor), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp: 237-282.
- Furque, G. y A. J. Cuerda. 1984. Estilos tectónicos de la Precordillera. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 2: 368-380.
- Ganelin, V. G. y M. V. Durante. 2002. Biostratigraphy of the Carboniferous of Angaraland. Newsletter on Carboniferous Stratigraphy 20: 23-26.
- Golonka, J. y D. Ford. 2000. Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 161: 1-34.
- Golonka, J.; M. I. Ross y C. R. Scotese. 1994. Phanerozoic palaeogeographic and palaeoclimatic modeling maps. En: Embry, A. F.; B. Beauchamp y D. J. Glass (editores), Pangea: Global Environments and Resources, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17: 1-47.
- González, C. R. 1972. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte II: Taxonomía y Paleogeología. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27 (2): 188-213.
- González, C. R. 1975. Nuevos Bivalvia de la Formación Las Salinas, Paleozoico Superior de Chubut, Argentina. En I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1974, Tucumán, Actas 1: 341-355.
- González, C. R. 1977. Bivalvos del Carbónico superior del Chubut, Argentina. Acta geológica lilloana 14: 105-147.
- González, C. R. 1978. *Orbiculopecten* gen. nov. (Aviculopectinidae, Bivalvia), from the Upper Carboniferous of Patagonia, Argentina. Journal of Paleontology 52: 1086-1092.
- González, C. R. 1980. Sobre la presencia de "Glenodonita" en el Paleozoico superior de Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35 (3): 417-420.
- González, C. R. 1981a. El Paleozoico superior marino de la República Argentina. Bioestratigrafía y Paleoclimatología. Ameghiniana 18: 51-65.
- González, C. R. 1981b. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36: 262-266.
- González, C. R. 1984. Rasgos paleogeográficos del Paleozoico superior de Patagonia. IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 1: 191-205.
- González, C. R. 1985a. Esquema bioestratigráfico del Paleozoico superior marino de la Cuenca Uspallata-Iglesia, República Argentina. Acta geológica lilloana 16: 231-244.
- González, C. R. 1985b. El Paleozoico Superior marino de la Patagonia extraandina. Ameghiniana 21 (2-4): 125-142.
- González, C. R. 1989. Relaciones bioestratigráficas y paleogeográficas del Paleozoico Superior marino en el Gondwana sudamericano. Acta geológica lilloana 17: 5-20.
- González, C. R. 1990a. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 79: 275-287.
- González, C. R. 1990b. Depósitos glaciogénicos en la cuenca del Río Blanco, Precordillera de San

- Juan. Annual Meeting W. G. Project IGCP N° 211, Buenos Aires, Abstracts: 78-79.
- González, C. R. 1991. Biocronología del diastrofismo neopaleozoico en el Oeste de la Argentina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, Buenos Aires 41: 179-191.
- González, C. R. 1993. Late Paleozoic faunal succession in Argentina. *Comptes Rendus. XII International Congress on Carboniferous-Permian, Stratigraphy and Geology*, Buenos Aires, *Comptes Rendus* 1: 537-550.
- González, C. R. 1994. Early Carboniferous Bivalvia from western Argentina. *Alcheringa* 18: 169-185.
- González, C. R. 1997. Late Carboniferous Bivalvia from western Argentina. *Geologica et Palaeontologica* 31: 193-214.
- González, C. R. 1999. Permo-Carboniferous faunas and provincialism in the South American Gondwana region. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* 17: 12-14.
- González, C. R. 2001. New data on the Late Palaeozoic glaciations in Argentina. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* 19: 44-45.
- González, C. R. y G. E. Bossi. 1986. Los depósitos carbónicos al Oeste de Jagüel, La Rioja. IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza, *Actas* 1: 231-236.
- González, C. R. y G. E. Bossi. 1987. Descubrimiento del Carbónico Inferior marino al Oeste de Jagüel, La Rioja. IV Congreso Latinoamericano de Paleontología, Santa Cruz de la Sierra, *Memorias* 2: 713-729.
- González, C. R. y A. C. Taboada. 1988. Biocronología del Paleozoico superior marino en la Precordillera argentina. Annual Meeting Working Group Project IGCP N° 211 "Late Paleozoic of South America, Santiago, Chile, Abstracts: 14-6.
- González, C. R.; A. C. Taboada; P. G. Díaz Saravia y M. A. Aredes. 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 40-46.
- González, C. R.; A. C. Taboada y P. G. Díaz Saravia. 2003. El Paleozoico Superior de la región de El Molle, Chubut. III Simposio del Paleozoico Superior, La Plata, Resúmenes, www.limarino.org/IGCP.
- González Bonorino, G. 1992. Carboniferous glaciation in Gondwana. Evidence for grounded marine ice and continental glaciation in southwestern Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 91: 363-375.
- González Bonorino, G.; G. Rafine; V. Vega y D. Guerin. 1988. Ambientes de la plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 239-252.
- González Bonorino, G. y N. Eyles. 1995. Inverse relation between ice extent and the Late Paleozoic glacial record of Gondwana. *Geology* 23 (11): 1015-1018.
- Gravenor, C. P. y A. C. Rocha-Campos. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 43: 1-39.
- Gutiérrez, P. R. 1984. Formación Cerro Agua Negra: consideraciones sobre su paleoambiente sedimentario y contenido paleontológico. San Juan, Argentina. Annual Meeting Working Group Project 211, IUGS-UNESCO, Bariloche, Abstracts: 31-32.
- Harrington, H. J. 1955. The Permian *Eurydesma* fauna of eastern Argentina. *Journal of Paleontology* 29: 112-128.
- Harrington, H. J. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c "Ramblón" (provincias de Mendoza y San Juan). *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería* 114: 1-88.
- Harrington, H. J. 1972. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (editor), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp. 395-405.
- Heckel, P. H. 2001. New proposal for series and stage subdivision of Carboniferous System. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* 19: 12-14.
- Heckel, P. H. 2004. Chairman's column. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* 22: 1-3.
- Ianuzzi, R. y O. Rösler. 2000. Floristic migration in South America during the Carboniferous: phytogeographic and biostratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161: 71-94.
- Ianuzzi, R. y H. W. Pfefferkorn. 2002. A pre-glacial, warm-temperate floral belt in Gondwana (Late Visean, Early Carboniferous). *Palaios* 17: 571-590.
- Isaacson, P. E. y T. Dutro. 1999. Lower Carboniferous brachiopods from Sierra de Almeida, northern Chile. *Journal of Paleontology* 73: 625-633.
- Isaacson, P. E.; L. L. Fisher y J. Davidson. 1985. Devonian and Carboniferous stratigraphy of sierra de Almeida, northern Chile, preliminary results. *Revista Geológica de Chile* 25-26: 113-122.
- Isaacson, P. E.; J. Hladil; S. Jian-Wei; J. Kalvoda y G. Grader. 1999. Late Devonian (Famennian) glaciation in South America and marine off lap on other continents. En: Feist, R.; Talent, J.A. y Daurer, A. (editores), *North Gondwana; Mid-Paleozoic Terranes, Stratigraphy and Biota Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 54: 239-257.
- Jones, P. J.; K. S. W. Campbell y J. Roberts. 1973. Correlation Chart for the Carboniferous System of Australia. *Bulletin-Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics* 156A.
- Jones, P. J. y J. Roberts. 1976. Some aspects of Carboniferous biostratigraphy in eastern Australia: a review. *Bureau of Mineral Resources, Journal of Australian Geology and Geophysics* 1: 141.151.
- Keidel, J. 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie de Gondwana y la paleo-

- geografía del hemisferio austral. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 25: 239-368.
- Keidel, J. 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la sierra de Uspallata (provincia de Mendoza). *Physis* 14: 1-96.
- Kelly, S. R. A.; P. A. Doubleday; C. H. C. Brunton; J. M. Dickins; G. D. Sevastopulo y P. D. Taylor. 2001. First Carboniferous and ?Permian marine macrofaunas from Antarctica and their tectonic implications. *Journal of the Geological Society of London* 158: 219-232.
- King, L. C. 1958. Basic Palaeogeography of Gondwanaland during the Late Palaeozoic and Mesozoic Eras. *The Quarterly Journal of the Geological Society of London* 114: 47-77.
- Lesta, P. J. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. III Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, Actas 1: 251-289.
- Lesta, P. 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza, Actas 2: 187-194.
- Lesta, P. J. y R. Ferello. 1972. Región extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. F. (editor), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp. 601-653.
- Lesta, P. J.; R. Ferello y G. Chebli. 1980. Chubut Extrandino. II Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Actas 2: 1307-1387.
- Limarino, C. O.; S. N. Césari y O. López Gamundi. 1988. Superficies de discontinuidad en el registro sedimentario del Paleozoico Superior de las cuencas Pacíficas de Argentina. V Congreso Geológico Chileno, Santiago, Actas 2: C37-C50.
- Limarino, C. O. y P. R. Gutiérrez. 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwestern Argentina): new evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South American Earth Sciences* 3: 9-20.
- Limarino, C. O. y S. N. Césari. 1992. Reubicación de la Formación Cortaderas y definición del Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (1): 61-72.
- Limarino, C. O.; S. N. Césari; L. I. Net; S. Marensi; P. R. Gutiérrez y A. Tripaldi. 2001. Desarrollo paleogeográfico y sedimentología de la transgresión namuriana en la Cuenca Paganzo. II Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Trelew, Resúmenes: 15.
- Linares, E.; M. J. Haller; E. A. Osters y S. M. Page. 2001. Preliminary radiometric ages for the Arroyo Pescado Formation. II Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Trelew, Resúmenes: 16.
- López Gamundi, O. R. 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 35 (2): 187-194.
- López Gamundi, O. R. 1983. Modelo de sedimentación glacialmarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico Superior de la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (1): 60-72.
- López Gamundi, O. R. 1997. Glacial-postglacial transition in the Late Paleozoic Basins of southern South America. En: Martini, P.I (editor), *Late glacial and postglacial environmental changes-Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic*, Oxford University Press, New York, pp. 147-168.
- López Gamundi, O. R. y A. J. Amos. 1982. Nuevas observaciones sobre los diamictitos del Paleozoico Superior de Argentina. Proyecto 42 IUGS-UNESCO, Sao Paulo, Resumos: 2-3.
- López Gamundi, O. R. y E. Rossello. 1990. El contacto entre las formaciones neopaleozoicas Hoyada Verde y Tres Saltos en el braquianticlinal de Hoyada Verde, Barreal, San Juan, Argentina. Annual Meeting Working Group Project 211-IGCP "Late Paleozoic of South America", Buenos Aires, Abstracts: 49-51.
- López Gamundi, O. R.; C. O. Limarino y S. N. Césari. 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 91: 305-329.
- López Gamundi, O. R. y I. S. Espejo. 1993. Correlation of a paleoclimatic mega-event: the Carboniferous glaciation in Argentina. XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, *Comptes Rendus* 1: 313-324.
- López Gamundi, O. R.; I. S. Espejo; P. J. Conaghan y C. Mc A. Powell. 1994. En: Veevers, J.J. y Powell, M.A. (editores), *Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*. *Memoir of the Geological Society of America* 184: 281-329.
- López Gamundi, O. y M. Martínez. 2003. Esquema estratigráfico-secuencial para las unidades neopaleozoicas de la Cuenca Calingasta-Uspallata en el flanco occidental de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(3): 367-382.
- Marensi, S. A.; A. Tripaldi; A. T. Caselli y C. O. Limarino. 2002. Hallazgo de tillitas sobre el flanco occidental del anticlinal de Agua Hedionda (Provincia de San Juan): evidencias de avances y retrocesos del hielo durante la glaciación gondwánica en la Cuenca Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 349-352.
- McLachlan, I. R. y A. Anderson. 1973. A review of the evidence for marine conditions in southern Africa during Dwyka times. *Palaeontologia Africana* 15: 37-64.
- Melo, J. H. y S. Loboziak. 2003. Devonian-Early Carboniferous miospore biostratigraphy of the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology* 124: 131-202.
- Mendes, J. C. 1958. Pennsylvanian brachiopods from the Amazonian Valley (Brazil). XX Congreso Geológico Internacional. Sección VII-Paleontología, Taxonomía y Evolución, México, Actas: 317-324.

- Mésigos, M. 1953. El Paleozoico superior y su continuación austral, sierra de Barreal (prov. de San Juan). Revista de la Asociación Geológica Argentina 8: 65-109.
- Milana, J. P.; F. Bercowski y R. R. Lech. 1987. Análisis de una secuencia marino-continental neopaleozoica en la región del río San Juan, Precordillera central argentina. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Actas 3: 113-116.
- Miller, H. 1979. Unidades estratigráficas y estructurales del basamento andino en el archipiélago de Los Chonos, Aisén, Chile. II Congreso Geológico Chileno, Arica, Actas A: 103-120.
- Morel, E.; C. Cingolani; R. Varela y A. Zúñiga. 1993. Devonian and Lower Carboniferous plant remains from the northern Precordillera, La Rioja province, Argentina. Comptes Rendus. XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, 2: 127-140.
- Moya, M. C. y J. Salfity. 1982. Los ciclos magmáticos en el Noroeste argentino. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas 3: 523-536.
- Newell, N. D.; J. Chronic y T.G. Roberts. 1953. Upper Paleozoic of Peru. Memoir of the Geological Society of America 58: 277.
- Niemeyer, H.; F. Urzúa; C. R. González y F. G. Aceñolaza. 1985. Progresos recientes en el conocimiento del Paleozoico de la región de Antofagasta. IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 1: 410-438.
- Niemeyer, H.; F. Urzúa y C. Rubinstein. 1997. Nuevos antecedentes estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Zorritas, Devónico-Carbonífero de la Sierra de Almeida, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, 24(1): 25-43.
- Padula, E. L.; E. O. Roller; A. R. G. Mingramm; P. Criado Roque; M.A. Flores y B. A. Baldis. 1967. Devonian of Argentina. International Symposium of the Devonian System, Calgary 2: 165-199.
- Pagani, M. A. 1998. Braquiópodos y gastrópodos pérmicos de las formaciones Piedra Azul y Bonete (provincia de Buenos Aires). Ameghiniana, 35: 265-270.
- Pagani, M. A. y N. Sabattini. 2002. Biozonas de moluscos del Paleozoico Superior de la Cuenca Tepuel-Genoa (Chubut, Argentina). Ameghiniana, 39: 351-366.
- Page, R. F. N.; C. O. Limarino; O. López Gamundi y S. Page. 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región de El Molle, provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, Actas 1: 619-632.
- Petri, S. y P. A. de Souza. 1993. Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. Revista Instituto de Geociencias. Universidade de Sao Paulo 14: 7-18.
- Petriella, B. y O. Arrondo. 1978. Presencia de *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez en el Carbónico inferior de Argentina. Ameghiniana, 15(3-4): 406-408.
- Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina.- EUDEBA, Buenos Aires. 216pp.
- Pothe de Baldis, E. D. 1975. Triásico, Serie Porfirítica y Carbónico en la comarca de Cerro La Cantera. Uspallata (Mendoza). II Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires, Anales 4: 7-24.
- Racheboeuf, P. R.; A. Le Herisse; F. Paris; C. Babin; F. Guillocheau; M. Truyois-Massoni y M. Suarez-Sorucco. 1993. Le Dévonien de Bolivie: biostratigraphie et chronostratigraphie. Comptes Rendus. Academie de Sciences de Paris 317: 795-802.
- Rapalini, A. E. y J. F. Vilas. 1996. Paleomagnetismo. En: Archangelsky, S.; A. J. Amos; R. R. Andreis; C. L. Azcuy; C. R. González; O. López Gamundi y N. Sabattini (editores), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, pp. 155-162.
- Rapalini, A. E. y M. Mena. 2001. Rotación tectónica antihoraria de la Formación Del Salto (Pérmico Inferior), provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 494-502.
- Remesal, M.; L. A. Fauqué y C. O. Limarino. 2004. Volcanismo calcoalcalino neopaleozoico en la Precordillera de la Rioja, petrología y caracterización litoestratigráfica de la Formación Punta del Agua (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior). Revista de la Asociación Geológica Argentina 59 (3): 462-476.
- Riccardi, A. C. y N. Sabattini. 1975. Cephalopoda from the Carboniferous of Argentina. Palaeontology 18: 117-136.
- Robbiano, J. A. 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, prov. de Chubut, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 26(1): 41-56.
- Roberts, J.; J. W. Hunt y D. M. Thompson. 1976. Late Carboniferous marine invertebrate zones of eastern Australia. Alcheringa 1: 197-225.
- Roberts, J.; P. J. Jones y T. B. H. Jenkins. 1993. Revised correlations for Carboniferous marine invertebrate zones of eastern Australia. Alcheringa 17 (4): 353-376.
- Roberts, J.; J. Claoue-Long; P. J. Jones y C.B. Foster. 1995. SHRIMP zircon age control of Gondwanan sequences in Late Carboniferous and Early Permian Australia. En: Dunay, R.E. y Hailwood, E.A. (editores), Non-Biostratigraphical Methods of Dating and Correlation. Geological Society Special Publication 89: 145-174.
- Rocha Campos, A. C. 1970. Upper Paleozoic bivalves and gastropods of Brazil and Argentina: a review. II Gondwana Symposium, Pretoria, Proceedings and Papers: 605-612.
- Rocha-Campos, A. C. y R. G. de Carvalho. 1975. Two new bivalves from the Permian "*Eurydesma* fauna" of eastern Argentina. Boletim IG. Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo 6: 185-191.
- Rodríguez, E. J. 1965. Contribución al conocimiento

- del Carbónico del extremo Suroccidental de la Precordillera. II Jornadas Geológicas Argentinas. Acta geológica lilloana 7: 303-331.
- Rolleri, E. O. 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al Este de Esquel. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza. Actas 2: 273-319.
- Rolleri, E. O. y B. A. Baldi. 1969. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. IUGS Symposium of Gondwana Stratigraphy, Buenos Aires, Earth Sciences 2: 1005-1024.
- Runnegar, B. 1972. Late Palaeozoic Bivalvia from South America: provincial affinities and age. Anais da Academia Brasileira de Ciências 44 (Suplemento): 295-312.
- Sabattini, N.; E. G. Ottone y C. L. Azcuay 1990. La Zona de *Lissochonetes jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus* (Carbonífero Tardío) en la localidad de La Delfina, provincia de San Juan. Ameghiniana 27: 75-81.
- Scalabrini Ortiz, J. 1973. El Carbónico de la Precordillera argentina al Norte del río Jáchal. V Congreso Geológico Argentino, Carlos Paz. Actas 3: 387-401.
- Scalabrini Ortiz, J. y O. G. Arrondo. 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del Cerro Veladero y del Río del Peñón (Precordillera de La Rioja). Revista del Museo de La Plata (N. S.) Sección Geología 8: 257-279.
- Scotese, Ch. R.; R. K. Bambach; C. Barton; R. Van Der Voo y A. M. Ziegler. 1979. Paleozoic Base Maps. Journal of Geology 87: 217-277.
- Shi, G. R. y N. W. Archbold. 1993. Distribution of Asselian to Tastubian (Early Permian) Circum-Pacific brachiopod faunas. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists 15: 342-351.
- Simanaukas, T. 1996. Acerca de *Levipustula levis* y otros braquiópodos del Paleozoico Superior de la Cuenca Tepuel-Genoa (Chubut). Comunicaciones Reunión Anual Grupo de Trabajo del Paleozoico Superior. Universidad de Buenos Aires, pp. 1-2.
- Simanaukas, T. y N. Sabattini. 1997. Bioestratigrafía del Paleozoico Superior marino de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana 34: 49-60.
- Simoes, M. G.; A. C. Rocha-Campos y L. E. Anelli. 1998. Paleogeology and evolution of Permian Bivalve faunas (Paraná Basin) in Brazil. En: Johnston, P. A. y Haggart, J. W. (editores), Bivalves: An Eon of Evolution. Paleobiological Studies Honoring Norman D. Newell. University of Calgary Press, pp. 443-452.
- Starck, D.; E. Gallardo y A. Schulz. 1993a. Neopaleozoic stratigraphy of the Sierras Subandinas Occidentales and Cordillera Oriental Argentina. Comptes Rendus. XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, 2: 353-372.
- Starck, D.; E. Gallardo y A. Schulz. 1993b. The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija Basin. Comptes Rendus, XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, 2: 373-384.
- Sterren, A. F. 2003. Bivalvos de afinidades Tethyanas en la Biozona de *Tivertonia jachalensis-Streptorhynchus inaequiornatus*. III Simposio Argentino del Paleozoico Superior, La Plata, Resúmenes. www.limarino.org/IGCP.
- Suero, T. 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras 287: 31-48.
- Suero, T. 1961. Paleogeografía del Paleozoico superior de la Patagonia (República Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina 16 (1): 35-42.
- Taboada, A. C. 1987. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación Agua del Jagüel, Pérmico inferior de la Precordillera mendocina. I Jornadas Geológicas de la Precordillera, San Juan, Actas 1: 181-186.
- Taboada, A. C. 1989. La fauna de la Formación El Paso, Carbonífero inferior de la Precordillera sanjuanina. Acta geológica lilloana 17: 113-129.
- Taboada, A. C. 1997. Bioestratigrafía del Carbonífero marino del valle Calingasta-Uspallata, provincias de San Juan y Mendoza. Ameghiniana 34: 215-246.
- Taboada, A. C. 1998. Dos nuevas especies de Linopodidae (Brachiopoda) y algunas consideraciones sobre el neopaleozoico sedimentario de las cercanías de Uspallata, Mendoza. Acta geológica lilloana 18 (1): 69-80.
- Taboada, A. C. 1999. La Biozona de *Balakhonia-Geniculifera* en la Formación Cerro Agua Negra, provincia de San Juan. I Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Anillaco, Resúmenes 50-51.
- Taboada, A. C. 2001. Bioestratigrafía del Neopaleozoico del Valle de Tres Lagunas, Sierra de Tepuel, provincia del Chubut. Acta geológica lilloana 18: 291-304.
- Taboada, A. C. 2004. Braquiópodos y bioestratigrafía del Carbonífero del Cordón del Naranjo (Subcuenca Calingasta-Uspallata), Argentina. Ameghiniana 41 (3): 405-422.
- Taboada, A. C. 2006. *Levipustula* Maxwell, 1951 y *Lanipustula* Klett, 1983 (Brachiopoda, Levipustulini) en Argentina: revisión preliminar. IX Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Córdoba, Resúmenes: 193.
- Taboada, A. C.; N. Archbold; C. R. González y N. Sabattini. 2005. The Late Carboniferous-Early Permian Tepuel fauna of Patagonia: updated brachiopod records. En: Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (editores). Gondwana 12: Geological and Biological Heritage of Gondwana (Mendoza). Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Argentina, Abstracts: 9.
- Turner, J. C. M. y V. Méndez. 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, Rep. Boletín de la Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 51: 11-24.

- Valencio, D. A. 1973. El significado estratigráfico y paleogeográfico de los estudios paleomagnéticos de formaciones del Paleozoico superior y del Mesozoico inferior de América del Sur. V Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 5: 71-79.
- Valencio, D. A. y J. Mitchell. 1972. Edad Potasio-Argón y Paleomagnetismo de rocas ígneas de las formaciones Quebrada del Pimiento y Las Cabras, provincia de Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27: 170-178.
- Vavrdova, M.; P. E. Isaacson; E. Díaz y J. Bek. 1993. Devonian-Carboniferous boundary at Lake Titikaka, Bolivia: preliminary palinological results. Comptes Rendus, XII International Congress on Carboniferous-Permian, Buenos Aires, 1: 187-199.
- Veevers, J. J. y C. Mc A. Powell. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. Bulletin of the Geological Society of America 98: 475-487.
- Vergel, M. M. y Z. Fasolo. 1999. Datos palinológicos en la Formación Tupe (Paleozoico Superior), quebrada La Herradura, San Juan, Argentina. I Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Anillaco, Resúmenes: 37-38.
- Visser, J. N. J. 1983. Glacial-marine sedimentation in the Late Paleozoic Karroo Basin, South Africa. En: Molnia, B.F. (editor), Glacial-marine sedimentation. Plenum Publishing Corporation, New York, pp. 667-701
- Volkheimer, W. 1967. Herpolitas en el Carbónico de la Sierra Pintada. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22(1): 75-78.
- Waterhouse, J. B. 1969. The Permian bivalve genera *Myonia*, *Megadesmus*, *Vacunella* and their allies, and their occurrences in New Zealand. New Zealand Geological Survey, Paleontological Bulletin 41: 1-141.
- Yrigoyen, M. 1967. Geology of the Triassic Formation of northern Mendoza area. I International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology. Buenos Aires. Asociación Geológica Argentina, Guidebook 1: 1-13.