



**UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA**



**LA PALEOFLORA TRIÁSICA DEL GRUPO SOROCAYENSE
EN LA REGION DE HILARIO, CUENCA DE BARREAL-
CALINGASTA, PROVINCIA DE SAN JUAN**

Drovandi, Juan Martín

Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Naturales

Directora: Dra. Josefina Bodnar

Directora: Dra. Carina E. Colombi

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata**

2020

“Life is short, and potential studies infinite. We have a much better chance of accomplishing something significant when we follow our passionate interests and work in areas of deepest personal meaning. “

-Stephen Jay Gould

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi familia, en particular a mis padres que me apoyaron desde el primer momento en que surgió en mí la vocación de Paleontólogo. A mis hermanos, Guille y Nacho por bancarme tantas veces en mis idas y vueltas, y a Agus por tener siempre esa palabra de aliento que te tira para adelante. Además, a Orne, que con sus preguntas me hace estar cada día más orgulloso del camino elegido. También agradecerle a mi abuelo Miguel por la gran ayuda que ha sido en este camino.

A mis directores Carina, Josefina y Eduardo, quienes me enseñaron y transmitieron tanto la pasión como el conocimiento por las ciencias de la tierra.

A Gimena, que siempre me “incitó a nunca bajar los brazos”. A Gustavo, porque sus consejos siempre son y serán bienvenidos. A Imanol, Ceci, Diego, Paula, Gonzalo, Yanina, Josefina, Claudia, El Gordo y El Pollo que hacen del lugar de trabajo un hogar. A Ricardo, siempre predispuesto a enseñar y a aprender junto con uno. A Oscar por permitirme formar parte del museo.

También quiero agradecer a Franco, Eliana Coturel, Marisol Beltrán, Laura (Pil) Pipo, Pato Knigh, Daniel Ganuza, Jerónimo Gotero, Ana Julia Sagasti, Leticia Povilauskas y a todos los alumnos de la cátedra de paleobotánica del año 2016.

Al tribunal, quienes con dedicación enriquecieron sustancialmente este trabajo final de tesis.

Al Instituto y Museo de Ciencias Naturales (UNSJ-CIGEOBIO) y al Museo de La Plata (FCNyM) por darme un lugar para desarrollar mi vocación.

Al sistema nacional de becas doctorales del CONICET por financiar mi trabajo doctoral durante 5 años.

A los proyectos PICT-2014-2751 y PICT-2015-2074 que financiaron mi investigación.

A Alexandra y a Marta por su ayuda incondicional.

A todos, gracias.

Resumen

La presente contribución corresponde al trabajo de tesis titulado “*La paleoflora triásica del Grupo Sorocayense en la región de Hilario, cuenca de Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan*”. Esta contribución tiene como propósito principal el entendimiento de los aspectos paleoambientales y evolutivos de la flora triásica del noroeste de la Argentina.

Durante los 12 viajes de campo realizados entre los años 2015 y 2019 al depocentro Agua de los Pajaritos, se reconoció la presencia de cuatro unidades litoestratigráficas (Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar). Se relevaron perfiles sedimentológicos en las quebradas de la Zorra, Colón, del Cerro El Alcázar y Arroyo Agua de los Pajaritos. En esta última se reconocieron estratos fosilíferos portadores de impresiones-compresiones, carbonizaciones y permineralizaciones de vegetales, mencionados por autores previos, como así también nuevos estratos fosilíferos. En total se obtuvieron 170 ejemplares de impresiones-compresiones de tallos, hojas y estructuras reproductivas y 50 ejemplares de troncos permineralizados.

Los estudios sedimentológicos, en base al reconocimiento de litofacies, facies y asociaciones de facies, permitió el reconocimiento de los paleoambiente de sedimentación de las formaciones del depocentro Agua de los Pajaritos. La Formación Agua de Los Pajaritos fue depositada por un sistema fluvial entrelazado gravoso y por un sistema meandriforme areno-gravoso, en su parte superior. Por su parte, se confirmó la validez de la Formación Monina e infirió que correspondería a sistemas depositacionales deltaicos en la base de la unidad, meandriforme somero en la parte media y lacustre somero en la parte superior. La Formación Hilario también fue convalidada por el análisis sedimentológico. Se interpretó como constituida por una asociación de facies de plataforma deltaica en un lago poco profundo, con ocasionales caídas de ceniza volcánica y depósitos de canales amalgamados coronando la unidad. Por último, la Formación El Alcázar fue dividida en tres miembros, de base a techo, son: “Miembro Tobas Blancas” correspondiente a depósitos piroclásticos de flujo y caída, “Miembro Tobas Varicolores” interpretados como depósitos de llanura volcaniclástica perturbado por períodos de caída de lluvias de ceniza, y el “Miembro Tobas Rosadas” interpretado como un sistema anastomosado. En contacto con el techo de la Formación El Alcázar, se definió una nueva asociación de facies correspondiente a canales gravo-arenosos, que presentan superficies erosivas y de reactivación. Estos fueron interpretados como generados a partir de un sistema entrelazado gravoso con depósitos de flujo gravitatorios.

Finalmente, se realizó un modelo de evolución paleoambiental de la cubeta, y se lo comparó con los modelos ya publicados para los depocentros Rincón Blanco y Barreal.

El estudio sistemático de la paleoflora realizado permitió reconocer dos estratos fosilíferos en la Formación Monina y doce en la Formación El Alcázar. Además, se correlacionaron los estratos plantíferos relevados por trabajos de autores previos. Se identificaron los 32 taxones en las formaciones estudiadas (siete en Monina y 25 en El Alcázar): *Lepacyclotes* sp., *Equisetites fertilis*, *Neocalamites carrerei*, *Nododendron* sp., *Cladophlebis mesozoica*, *Pecopteris* sp., *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Dicroidium* sp., *Johnstonia coriacea*, *Zuberia feistmanteli*, *Zuberia zuberi*, *Zuberia* sp., *Umkomasia* cf. *macleanii*, *Rhexoxylon cortaderitaense*, *Tranquiloxyon* sp. nov., *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Scytophyllum* sp., *Dejerseya* cf. *lunensis*, *Matatiella* cf. *roseta*, *Kurtziana cacheutensis*, *Sphenobaiera argentinae*, *Sphenobaiera* cf. *schenkii*, *Sphenobaiera stormbergensis*, *Heidiphyllum minutifolium*, *Yabeiella brackebuschiana*, *Yabeiella mareyesiaca*, *Rissikianthus* sp., *Cordaicarpus* sp., *Acevedoa* cf. *rastroensis* y *Protocircoporoxylon* sp. Se registró por primera vez la presencia de fósiles vegetales descriptos para la Formación Monina. El hallazgo y descripción del género *Matatiella*, constituye el primer registro de este taxón en Argentina. Los géneros *Acevedoa* y *Protocircoporoxylon*, amplían la distribución de estos taxones a la cuenca Cuyana, ya que se habían descripto para unidades de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión y el depocentro Paso Flores, respectivamente. Para la Formación El Alcázar se citan por primera vez las especies *Equisetites fertilis*, *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Umkomasia* cf. *macleanii*, *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Sphenobaiera* cf. *schenkii* y *Heidiphyllum minutifolium*; y los géneros *Zuberia* y *Nododendron*.

En relación al análisis tafonómico se describieron cuatro estilos preservacionales en la Formación Monina y nueve estilos preservacionales para la Formación El Alcázar. Tomando como punto de partida los estilos preservacionales de ambas formaciones, se definieron las tafofacies correspondientes a cada unidad litoestratigráfica. En relación a la distribución de tafofacies en la Formación Monina, se observó que, la cantidad y abundancia de fósiles se da en los primeros metros con la presencia de dos tafofacies. En los niveles superiores solo se preservó materia orgánica en forma de bitumen. En la Formación El Alcázar, se pudieron reconocer ocho tafofacies, distribuidas de manera desigual en cada una de las asociaciones de facies. En la base de la formación, “Miembro Tobas Blancas”, se encontró una sola tafofacies, distribuida de manera uniforme, aunque de pocos metros de espesor. En la parte media, o “Miembro Tobas Varicolores”, se comprobó la presencia de la mayor cantidad de tafofacies (cinco). Esta sección de la Formación

El Alcázar, es la que presenta mayor diversidad y abundancia fosilífera. En el “Miembro Tobas Rosadas”, se describieron cuatro tafofacies. Se pudo comprobar mediante el estudio y la descripción de las tafofacies que las condiciones geoquímicas variaron de una asociación de facies a otra, de reductoras a más oxidantes. Haciendo hincapié en las asociaciones de facies 9 y 10, se observó un cambio climático en donde se establece un clima subtropical subhúmedo a semiárido de régimen estacional en la AF9, a un régimen subtropical estacional semiárido visto en la AF10.

El análisis paleoecológico de las tafocenosis permitió definir doce paleocomunidades. Las presentes en la Formación Monina fueron definidas como bosques caducifolios de clima subtropical estacional con un sotobosque dominado por peltaspermales y bosques de coníferas monotípicos. La Formación El Alcázar presenta dos grandes tipos de paleocomunidades: aquellos con una gran cantidad de elementos arbóreos representados en su mayoría por Ginkgoales, Umkomasiales y Gnetales, asociados a Osmundales, Gleicheniales, Maratiales, Peltaspermales y Equisetales como elementos del sotobosque, y una abundancia en cuanto a la presencia de matorrales de esfenofitas.

Se realizó la correlación litoestratigráfica de las formaciones del depocentro Agua de los Pajaritos, con las formaciones de los depocentros Barreal y Rincón Blanco, teniendo en cuenta, las litologías, los ambientes depositacionales y las relaciones entre los distintos cuerpos de roca.

Finalmente, para el análisis bioestratigráfico, se analizó el biocrón de los taxones hallados en las formaciones Monina y El Alcázar, ubicándolas en el intervalo Anisiano-Retiano. Además, se comparó la flora de la Formación El Alcázar, con otras floras de formaciones triásicas de la Argentina por medio de un análisis de agrupamiento. Todas estas evidencias permitieron considerar a la Formación El Alcázar de edad mesotriásica tardía.

Abstract

This contribution corresponds to the thesis work entitled “*The Triassic paleo flora of the Sorocayense Group in the Hilario region, Barreal-Calingasta Basin, Province of San Juan*”, whose main purpose is the understanding of the paleoenvironmental and evolutionary aspects of the Triassic floras of northwestern Argentina.

During the 12 field trips carried out between 2015 and 2019 to the Agua de los Pajaritos depocenter, where four lithostratigraphic units were recognized, Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario and El Alcázar. Sedimentological logs were surveyed in La Zorra, Colón, Cerro El Alcázar and Arroyo Agua de los Pajaritos creeks. In the latter, fossiliferous layers bearing impressions-compressions, carbonizations and permineralization of vegetables, which were studied by previous authors, were recognized, as well as new fossiliferous strata. In total, 170 copies of impressions-compressions of stems, leaves and reproductive structures and 50 copies of permineralized logs were obtained.

Sedimentological studies, based on the recognition of lithofacies, facies and facies associations, allowed the recognition of the paleoenvironments each of the formations preserved in the Agua de los Pajaritos depocenter. The Agua de Los Pajaritos Formation was deposited by a gravelly braided river system and by sand-gravelly meandering system in its upper part. The validity of the Monina Formation was confirmed and inferred that it would correspond to a lacustrine-deltaic depositional system. The Hilario Formation was also validated by a sedimentological analysis, shows that Hilario Formation was constituted by an association of deltaic platform facies in a shallow lake, with occasional falls of volcanic ash and deposits of amalgamated channels on the top of the unit. Finally, El Alcazar Formation was divided into three members; “Tobas Blancas Member” corresponding to volcanoclastic deposits characterized by pyroclastics flows and ashfall. The “Tobas Varicolores Member” interpreted as volcanoclastic plain disturbed by periods of ashfall, and "Tobas Rosadas Member" inferred as an anastomosed system. In contact with the top of the El Alcázar Formation, a new facies association corresponding to gravel-sandy canals, which have erosive and reactivation surfaces, was defined; interpreted as generated from a burdensome interlaced system with gravitational flow deposits. Also, a model of paleoenvironmental evolution of the basin was made and compared with the models already published for Rincón Blanco and Barreal depocenters.

The systematic study of the paleoflora carried out allowed two fossiliferous strata to be recognized in the Monina Formation and twelve in the El Alcazar Formation. In addition, the plant strata relieved by works of previous authors were correlated. The 32 taxa were identified in the formations studied (seven in Monina and 25 in El Alcázar): *Lepacyclotes* sp., *Equisetites fertilis*, *Neocalamites carrerei*, *Nododendron* sp., *Cladophlebis mesozoica*, *Pecopteris* sp., *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Dicroidium odontopteroides*, *Johnstonia coriacea*, *Zuberia feistmanteli*, *Zuberia zuberi*, *Zuberia* sp., *Umkomasia* cf. *macleanii*, *Rhexoxylon cortaderitaense*, *Tranquiloxyon* sp. nov., *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Scytophyllum* sp., *Dejerseya* cf. *lunensis*, *Matatiella* cf. *roseta*, *Kurtziana cacheutensis*, *Sphenobaiera argentinae*, *Sphenobaiera* cf. *schenkii*, *Sphenobaiera stormbergensis*, *Heidiphyllum minutifolium*, *Yabeiella brackebuschiana*, *Yabeiella mareyesiacae*, *Rissikianthus* sp., *Cordaicarpus* sp., *Acevedoa* cf. *rastroensis* and *Protocircoporoxylon* sp. The presence of plant fossils described for the Monina Formation was registered for the first time. The finding and description of the genus *Matatiella* constitutes the first record of this taxon in Argentina. The genera *Acevedoa* and *Protocircoporoxylon*, extend the distribution of these taxa to the Cuyana basin, since they had been described for units of the Ischigualasto-Villa Unión basin and the Paso Flores depocenter, respectively. For the Alcázar Formation, species are cited for the first time: *Equisetites fertilis*, *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Umkomasia* cf. *macleanii*, *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Sphenobaiera* cf. *schenkii* and *Heidiphyllum minutifolium*; and the genera *Zuberia* and *Nododendron*.

In relation to the taphonomic analysis, four preservational styles were described in the Monina Formation and nine preservational styles for the El Alcazar Formation. Also, eleven tafofacies were described, three for the Monina Formation and eighth for the El Alcázar formation. In relation to the distribution of tafofacies in the Monina Formation, it was observed that the quantity and abundance of fossils occur in the first meters of the formation with the presence of two tafofacies. On the other hand, higher levels only preserve organic matter transformed into bitumen. In the El Alcázar Formation, eight tafofacies could be recognized, unevenly distributed in each of the facies associations. At the base of the formation, a single tafofacies was found, distributed laterally evenly, although a few meters thick. In the middle part, the presence of the largest number of tafofacies was verified (five), in addition to this section of the El Alcazar Formation, it has the greatest diversity and abundance of fossiliferous. In the upper part, four tafofacies were described. It was possible to verify by the description and interpretation of the tafofacies that the geochemical conditions varied from one association to another, from reducing agents to more

oxidants. Emphasizing the associations of facies 9 and 10, a climate change was observed where a sub-humid to semi-arid subtropical climate of the seasonal regime is established in AF9, which changes to a semi-arid seasonal subtropical regime seen in AF10.

The paleoecological analysis of the tafocenosis allowed to define twelve paleo communities. Those present in the Monina Formation were defined as deciduous forests of seasonal subtropical climate with an undergrowth dominated by peltaspermales and monotypic coniferous forests. The Alcázar Formation presents two great types of paleo communities: those with a large number of tree elements represented mostly by Ginkgoales, Umkomasiales and Gnetales, associated to Osmundales, Gleicheniales, Marattiales, Peltaspermales and Equisetales as elements of the undergrowth, and scrubs of sphenophytes.

The lithostratigraphic correlation of the Agua de los Pajaritos depocenter formations was performed, with the Barreal and Rincón Blanco depocenters, taking into account the lithologies, depositional environments and relationships between the different formations. Finally, for the biostratigraphic analysis, the biochron of the taxa found in the Monina and El Alcázar formations was analyzed, placing them in the Anisian-Retiano interval. In addition, the flora of the El Alcázar Formation was compared with other floras of Triassic in Argentina, formations with a cluster analysis, which allowed it to be considered of late Mesotriassic age.

Índice

Resumen	4
Abstract	7
Capítulo I	14
1. Introducción y antecedentes	14
1.1. Introducción.....	14
1.2 Objetivos	15
1.3 Ubicación geográfica del área de estudio	16
1.4 Antecedentes geológicos	19
1.4.1 La Cuenca Cuyana.....	19
1.4.2 Sector Sanjuanino de la Cuenca Cuyana y sus depocentros	21
1.4.3 Las sucesiones triásicas del depocentro de Agua de los Pajaritos.	24
1.5 Antecedentes Paleobotánicos	27
1.5.1 Estado del conocimiento actual de la flora fósil en el depocentro Agua de los Pajaritos en la quebrada homónima.	27
Capítulo II.....	33
2. Metodología y Actividades	33
2.1 Zona de estudio	33
2.2 Tareas de gabinete preliminares	33
2.2.1 Investigación bibliográfica	33
2.2.2 Mapeo de las unidades	34
2.3 Tareas efectuadas en el campo	34
2.4. Tareas efectuadas en laboratorio y gabinete	37
2.4.2 Datos sedimentológicos	37
2.4.3 Fósiles	39
2.4.4 Estudios Tafonómicos	40
Capítulo III	43
3. Estratigrafía de la sucesión triásica del depocentro Agua de los Pajaritos.....	43
3.1. Introducción.....	43
3.2 Estado actual del conocimiento.....	44
3.3. Elección del esquema estratigráfico	45
3.3.1. Discusión nomenclatural	47
3.3.2. Posición de la Formación Hilario.....	48
3.3.3. La Formación El Alcázar. “Miembros”	49
3.3.4 Aclaraciones estratigráficas y consideraciones finales.....	51
Capítulo IV	53
4. Análisis sedimentológico del depocentro Agua de los Pajaritos	53
Introducción.....	53
Análisis litofacial de los depósitos del depocentro de Agua de los Pajaritos.....	53
4.1 Litofacies	53
4.1.2. Descripción de litofacies.....	54
4.1. 2.a. Litofacies psefíticas.	54
4.1.2.b. Litofacies psamíticas	56

4.1.2.c. Litofacies pelíticas	60
4.2. Análisis e interpretación de las facies presentes en el depocentro Agua de los Pajaritos	64
4.2.1 Descripción de las facies.....	64
4.2.1a Facies G1	64
4.2.1b Facies G2	65
4.2.1c Facies S1	68
4.2.1d Facies S2.....	68
4.2.1e Facies S3.....	68
4.2.1f Facies S4(p)	69
4.2.1g Facies S5(p)	69
4.2.1h Facies H1	72
4.2.1i Facies H2	72
4.2.1j Facies H3(p).....	73
4.2.1k Facies H4	73
4.2.1m Facies H5(p)	74
4.2.1l Facies M1	76
4.2.1m Facies M2(p).....	76
4.2.1n Facies M3(p).....	77
4.3 Análisis e interpretación de las asociaciones de facies.....	78
4.3.1. Formación Agua de los Pajaritos	79
Asociación de facies 1 (AF 1)	79
Asociación de facies 2 (AF2).....	80
4.3.2 Formación Monina	83
Asociación de facies 3 (AF3).....	83
Asociación de facies 4 (AF4).....	84
Asociación de facies 5 (AF5).....	85
4.3.3. Formación Hilario	88
Asociación de facies 6 (AF6).....	88
Asociación de facies 7 (AF7).....	89
4.3.4. Formación El Alcázar	91
Asociación de facies 8 (AF8).....	91
Asociación de facies 9 (AF9)	93
Asociación de facies 10 (AF10).....	95
Asociación de facies 11 (AF11).....	99
4.4 Evolución paleoambiental del depocentro Agua de los Pajaritos	99
4.4.2 Formación Agua de los Pajaritos	100
4.4.3 Formación Monina	102
4.4.4 Formación Hilario	103
4.4.5 Formación El Alcázar	104
Conclusiones Sedimentológicas	107
Capítulo V	109
5. Sistemática Paleobotánica.....	109
5.1. Introducción.....	109
5.2. Formación Monina.....	109
<i>Lepacyclotes</i> sp.	110
<i>Scytophyllum</i> sp.	111
<i>Matatiella</i> cf. <i>roseta</i>	113
<i>Rissikianthus</i> sp.....	115
<i>Protocircoporoxylon</i> sp	116
<i>Acevedoa</i> cf. <i>rastroensis</i>	120

<i>Cordaicarpus</i> sp.	120
5.3. Formación El Alcázar	121
<i>Equisetites fertilis</i>	122
<i>Neocalamites carrerei</i>	123
<i>Nododendron</i> sp.	124
<i>Cladophlebis mesozoica</i>	127
<i>Pecopteris</i> sp.....	128
<i>Thaumatopteris barrealensis</i>	129
<i>Dicroidium argenteum</i>	131
<i>Dicroidium odontopteroides</i>	132
<i>Johnstonia coriacea</i>	132
<i>Zuberia feistmanteli</i>	133
<i>Zuberia zuberi</i>	134
<i>Zuberia</i> sp	135
<i>Umkomasia cf macleanii</i>	135
<i>Rhexoxylon cortaderitaense</i>	137
<i>Tranquiloxyon</i> sp nov.....	140
<i>Pachydermophyllum pinnatum</i>	144
<i>Scytophyllum bonettiae</i>	145
<i>Dejerseya cf. lunensis</i>	146
<i>Kurtziana cacheutensis</i>	147
<i>Sphenobaiera argentinae</i>	149
<i>Sphenobaiera cf. schenkii</i>	149
<i>Sphenobaiera stormbergensis</i>	150
<i>Heidiphyllum minutifolium</i>	152
<i>Yabeiella brackebuschiana</i>	153
Conclusiones Sistemáticas.....	155
Capítulo VI	160
6. Tafonomía	160
6.1. Introducción.....	160
6.2. Tipos de Fosilización	161
6.3. Estilos preservacionales	162
6.3.1. Formación Monina	163
6.3.2. Formación El Alcázar	167
6.4. Tafofacies.....	174
6.4.1. Formación Monina	175
Tafofacies M I(A+B/FI).....	175
Tafofacies M II(C/FI/Fm).	175
Tafofacies M III(D/FI).....	176
6.4.2. Formación El Alcázar	176
Tafofacies EA I(B+D+E/FTm(S)).	176
Tafofacies EA II(C/Fm).	177
Tafofacies EA III(F+B+I/FTm(S))......	178
Tafofacies EA IV (A/ Fm(E)).	179
Tafofacies EA V (D/H/ FTm(S)).	179
Tafofacies EA VI(F/FTm(S))......	180
Tafofacies EA VII(E/Tt(S)).	181
Tafofacies EA VIII(I/S4(p)).	181
6.5. Distribución de las Tafofacies.....	182
6.5.1. Formación Monina	182

6.5.2. Formación El Alcázar	184
6.6. Conclusiones Tafonómicas	188
Capítulo VII	189
7. Paleoecología.....	189
7.1 Introducción.....	189
7.1.1. El Clima durante el Triásico	189
7.1.2. Las paleocomunidades del Triásico.	191
7.1.3. Las paleocomunidades de Gondwana.....	192
7.2 Autoecología	193
7.2.1 Formas de vida	193
7.3 Paleosinecología e inferencias paleoambientales	197
7.3.1. Formación Monina	198
Paleocomunidad 1	198
Paleocomunidad 2	198
7.3.2 Formación El Alcázar	199
Paleocomunidad 1	199
Paleocomunidades 2 y 3	200
Paleocomunidad 4	201
Paleocomunidad 5	201
Paleocomunidad 6	202
Paleocomunidad 7	202
Paleocomunidad 8	203
Paleocomunidades 9, 10 y 11	203
Paleocomunidad 12	204
7.4 Discusión y Análisis de las paleocomunidades del depocentro Agua de los Pajaritos.	206
6.4.1. Inferencias Paleoclimáticas	210
Capítulo VIII	211
8. Correlación litoestratigráfica y bioestratigrafía del depocentro Agua de los Pajaritos.	211
8.1 Introducción.....	211
8.2 Correlación litoestratigráfica	212
8.3 Bioestratigrafía y edad de la Formación El Alcázar	217
8.3.1 Introducción	217
8.3.2. Biozonación paleoflorística de Gondwana.	218
8.3.2. Biozonación paleoflorística para Argentina.....	219
8.3.3. Bioestratigrafía y edad de las formaciones Monina y El Alcázar	220
Capítulo IX	229
9. Conclusiones Generales.....	229
9.1 Perspectivas a futuro	234
X. Bibliografía	236

Capítulo I

1. Introducción y antecedentes

1.1. Introducción

La era Mesozoica comenzó hace 251,9 millones de años (*International Commission on Stratigraphy*, 2019) con el período Triásico, caracterizado por intensos cambios climáticos, geológicos y biológicos (Robinson, 1973; Parrish, 1993; Artabe *et al.*, 2001; Spalletti *et al.*, 2003). La presencia de un supercontinente llamado Pangea, el cambio a un régimen de casa cálida y un clima megamonzónico, provocaron eventos de extinción y migración de organismos, dando como resultado una conformación biótica diferente a la presente durante el Paleozoico superior (*e.g.*, Simms y Ruffell, 1989; Dubiell *et al.*, 1991; Ash y Creeber, 1992; Parrish, 1993; Spalletti *et al.*, 2003; Preto *et al.*, 2010 entre otros). Debido a su singularidad, el estudio de este período es de suma importancia para comprender la evolución biológica y geológica de la Tierra.

En Argentina, el Sistema Triásico presenta una de las mejores exposiciones sedimentarias y representaciones bióticas a nivel mundial (Artabe *et al.*, 2001; Zamuner *et al.*, 2001; Morel *et al.*, 2003). En los últimos 30 años, el estudio interdisciplinario (geológico/paleontológico) permitió un importante avance en el conocimiento de las floras triásicas y su evolución dentro de una perspectiva temporal (Artabe *et al.*, 2007a). En este sentido, el registro paleobotánico de la Argentina presenta una gran variedad de tafocenosis en relación a otras, presentes en el Triásico de Gondwana. Se han descubierto y estudiado bosques permineralizados en posición de vida, lo que ha permitido conocer hábitos de estas plantas, reconstruir estratos arbóreos, en conjunción con impresiones-compresiones de hojas y estructuras reproductivas, se ha podido en última instancia, generar reconstrucciones de plantas completas, en particular corystospermas y coniferofitas primitivas, los que constituyeron en mayor medida los bosques triásicos de Argentina (Artabe *et al.*, 1995, 2007a; Brea, 1995; Brea *et al.*, 2006, 2008, 2009; Bodnar *et al.*, 2016).

No obstante, se cuenta con poca información actualizada en algunos depocentros triásicos, tal es el caso del depocentro Agua de los Pajaritos, también conocido como depocentro de Hilario, ubicado en el sector sanjuanino de la Cuenca Cuyana. Este depocentro presenta controversias acerca de la estratigrafía, edad de los depósitos y por ende de las floras presentes en ese área (*cf.* Spalletti *et al.*, 1999; Stipanovic, 2002). En este depocentro afloran cuatro unidades formacionales reunidas en el Grupo Sorocayense (Stipanovic, 1972 y 1979; Baraldo y Guerslein, 1984; Spalletti,

1999; Barredo *et al.*, 2016). De éstas, sólo se conoce en parte la taoflora de la Formación El Alcázar compuesta por impresiones-compresiones, troncos permineralizados, y materia orgánica alquitranada, de la que sólo se tiene información preliminar (Stipanivic, 1972 y 1979; Ganuza *et al.*, 1998).

Este desconocimiento y/o falta de acuerdo acerca de la estratigrafía, bioestratigrafía, paleobotánica y taoflora del depocentro Agua de los Pajaritos motivó la realización de esta tesis doctoral en esa área, a lo largo de las quebradas, los depósitos triásicos y la paleoflora en la quebrada Agua de los Pajaritos, la quebrada de la Zorra y los afloramientos del cerro El Alcázar, en el Departamento de Calingasta, provincia de San Juan.

1.2 Objetivos

El conjunto sedimentario triásico que aflora en la región sanjuanina de la Cuenca Cuyana está localizado en tres grupos principales: 1) Rincón Blanco (Borrelo y Cuerda, 1965); y 2) Agua de los Pajaritos (Stipanivic, 1972, 1979; Baraldo y Guerstein, 1984), ubicados en el faldeo occidental de la sierra del Tontal y 3) Barreal (Groeber y Stipanivic, 1953), situado a lo largo del flanco oriental del valle del río de los Patos. Los depósitos elegidos como área de estudio se encuentran ubicados en el depocentro de Agua de los Pajaritos, que presenta sus mejores afloramientos en la quebrada del mismo nombre, y la quebrada de la Zorra, ambas ubicadas en las cercanías de la localidad de Hilario.

De esta manera, este trabajo tiene como objetivo general profundizar en el entendimiento y la evolución de la flora triásica de la Argentina, mediante el estudio paleobotánico y tafonómico de las sucesiones sedimentarias que componen el Grupo Sorocayense en la región de Hilario (*i.e.*, formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar o formaciones Agua de los Pajaritos, El Alcázar e Hilario, ver discusión en Capítulo III).

El estudio abarcará el análisis litofacial de cada una de las formaciones, con el objeto de identificar los paleoambientes de sedimentación hospedantes de las floras. Este análisis junto a los datos paleoflorísticos, darán también una interpretación integral de los ecosistemas que prosperaron durante el Triásico en el depocentro Agua de los Pajaritos.

Además, se realizará el estudio sistemático de los niveles fosilíferos relevados, en particular de los grupos taxonómicos importantes para el Triásico gondwánico (*e.g.* Osmundaceae, Dipteridaceae,

Umkomasiaceae, Peltaspermeaceae) teniendo en cuenta las actualizaciones en las clasificaciones botánicas. De esta manera, se pretende por un lado describir y determinar nuevos ejemplares colectados y también resolver cuestiones de tipo taxonómico-sistemático. También se revisarán materiales estudiados en investigaciones previas (Stipanovic, 1972 y 1979; Ganuza *et al.*, 1998), aplicando criterios sistemáticos actualizados.

Se abordará el análisis tafonómico de las asociaciones fosilíferas según los criterios de Colombi y Parrish (2008), Channing y Edward (2009), Bodnar, (2010), Briggs y McMahon (2016). Para ello se establecerán los diferentes estilos preservacionales, y su relación con los depósitos que los contienen, definiendo así las diferentes tafofacies correspondientes a cada formación. Junto con el estudio tafonómico se evaluarán los atributos ecológicos de las paleocomunidades preservadas, desde un punto de vista paleosinecológico.

Se procederá a comparar las asociaciones paleoflorísticas halladas en el depocentro Agua de los Pajaritos con otras floras fósiles triásicas coetáneas, en particular las correspondientes al Grupo Sorocayense en el área de Barreal y Grupo Rincón Blanco, evaluando similitudes y semejanzas, analizándolas desde el punto de vista bioestratigráfico, para aportar información acerca de la edad de las unidades litoestratigráficas estudiadas. Finalmente, el análisis de los taxones tendrá el fin específico de asignar valor bioestratigráfico a los estratos plantíferos, mediante la correlación con otras sucesiones sedimentarias y de cuencas vecinas tales como Marayes-El Carrizal e Ischigualasto-Villa Unión, que además poseen dataciones absolutas a lo largo de la sucesión.

1.3 Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada dentro del polígono formado por los puntos 31°30'40.98"S/69°24'9.23"O, 31°31'34.38"S/ 69°19'48.76"O, 31°33'24.05"S/ 69°20'5.45"O y 31°33'55.61"S/ 69°23'48.61"O, en la Precordillera Occidental sanjuanina, a 18,8 km de la ciudad de Barreal, en el Departamento de Calingasta, provincia de San Juan, Argentina (Figura. 1.3.1). La región se encuentra ubicada al este del Río de los Patos y se caracteriza por la existencia de numerosas quebradas que cortan los depósitos triásicos de origen continental, ubicados entre las localidades de Hilario (al norte) y Barreal (al sur). Esta tesis doctoral se centra en los depósitos triásicos ubicados en las quebradas Agua de los Pajaritos, la Zorra y Cerro El Alcázar (Figura. 1.3.1), donde afloran sedimentitas triásicas volcanoclásticas, las cuales albergan los niveles plantíferos, que son el objeto del presente estudio. El conjunto de rocas se conoce como Grupo

Sorocayense, aunque al encontrarse fuertemente plegado y fallado (Figura 1.3.2), en particular hacia la parte oeste de la quebrada, esto ha generado diferentes interpretaciones en cuanto a la estratigrafía de la zona, ya que algunos autores no recorrieron la zona de manera correcta, sin haber llegado al límite este de la quebrada, discusión que será abordada en el capítulo III.

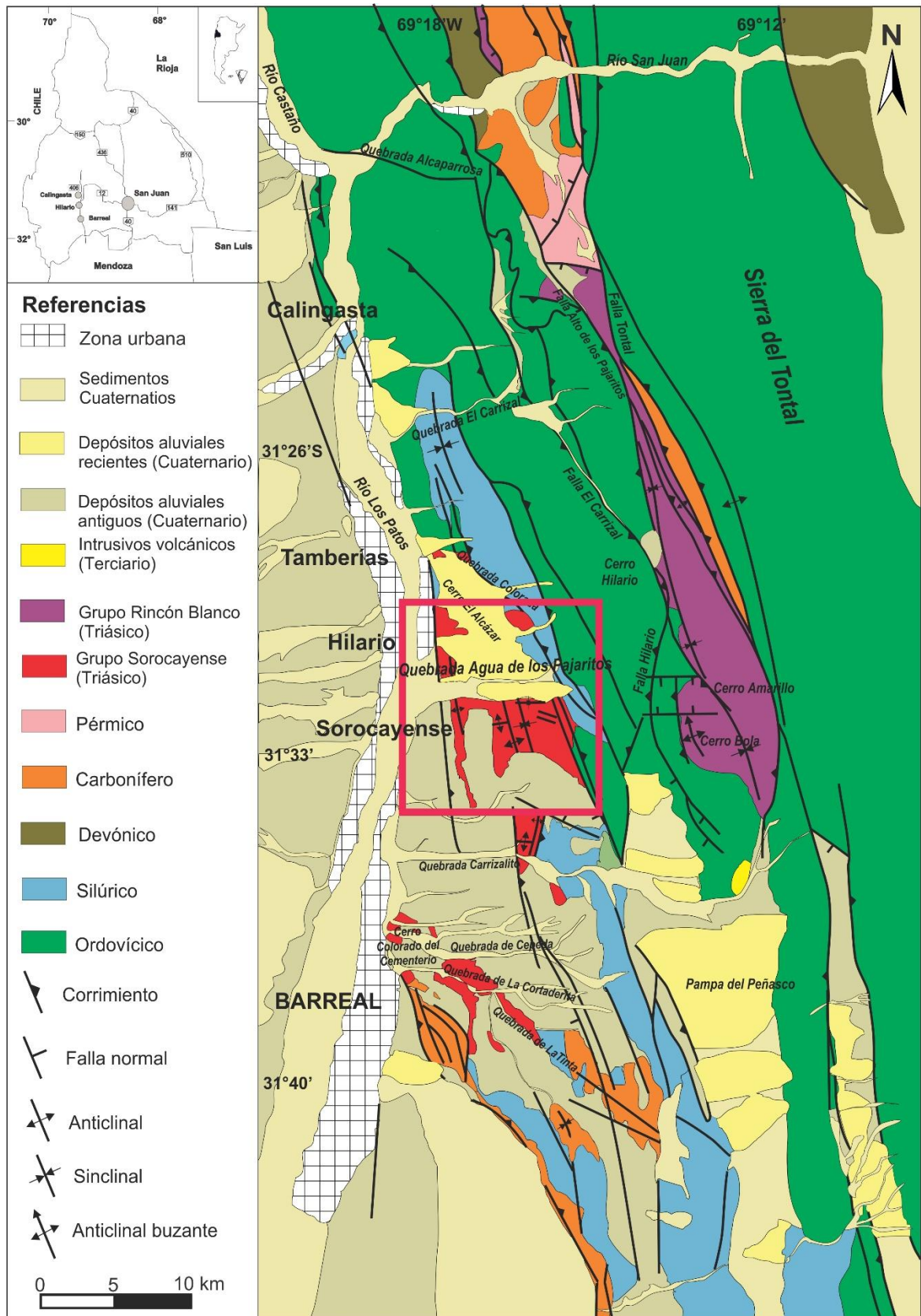


Figura 1.3.1. Mapa de ubicación mostrando la Provincia de San Juan (arriba a la izquierda), la zona de estudio (cuadrado rojo) y las localidades más cercanas del Departamento Calingasta. Redibujado y modificado de Barredo (2012).



Figura 1.3.2. Vista la sur sureste de los afloramientos de la Formación El Alcázar, quebrada Agua de los Pajaritos.

1.4 Antecedentes geológicos

1.4.1 La Cuenca Cuyana

El conocimiento de las secuencias triásicas de la Cuenca Cuyana, se inició a fines del siglo XIX con motivos exploratorios en busca de yacimientos petrolíferos. Los primeros datos estratigráficos le corresponden a Avé-Lallemant (1890) quien establece la “*Formación del Rhet*”, donde divide los afloramientos en tres horizontes: a) el inferior de areniscas ferruginosas; b) el medio, areniscas de diversos colores y “*mantos de arcilla pizarreña y arcillas bituminosas*”; y c) el superior, de areniscas coloradas. Además, obtuvo restos de “*Pecopteris odontopteroides*” y reconoció la continuidad austral de los afloramientos por el subsuelo de la provincia de Mendoza y el centro-oeste de la provincia de San Luis.

El desarrollo del conocimiento se aceleró debido al hallazgo de numerosas plantas fósiles, en particular en la provincia de Mendoza, colectadas por autores como Bondenbender, Kurtz, Salazar, Salas, y Steppenbeck, que en su totalidad fueron determinadas por Kurtz en una obra publicada en el año 1902 y en una segunda contribución póstuma publicada en el año 1921. En esta última obra, se describió e ilustraron alrededor de 40 taxones, la mayoría característicos del Triásico de Gondwana.

El siguiente aporte fundamental en la descripción de la actual Cuenca Cuyana, se debe a du Tioit (1927 a y b), quien equiparó los terrenos nominados por Bondenbender como *Paganzo III*, para la Cuenca de Bermejo (actual Cuenca Ischigualasto-Villa Unión) con su *Stage III*. Además, reunió los “*Pisos 1, 2 y 3*” de Bondenbender con su “*Stage IV*”. De esta forma, por el carácter de las tafloras halladas, consideró que éste intervalo estratigráfico debería agruparse, no solo al “*Retiano*”, sino además al Triásico Superior. Finalmente, su *Stage V* lo correlaciona con el *Piso 4*

de Bondenbender, llamándolo “*red conglomeradic strata*” fechado, según el autor, en el intervalo *Rhetico-Lías*.

Seward (1933), ubica los “*Estratos de Cacheuta*” en el Triásico Tardío, basándose en las floras fósiles halladas, a la vez que Fossa Mancini (1940), señala que las columnas cuyanas podrían corresponder, no solo al “*Retiano*”, sino también al intervalo “*Noriano-Liásico*”.

El desarrollo de campos petrolíferos en el noroeste de la provincia de Mendoza, obligó a confeccionar esquemas estratigráficos de los depósitos, para poder reconocer las litologías más relevantes tanto en superficie como en subsuelo. Así, surgen informes inéditos de YPF (Yacimientos Petrolíferos Fiscales) de los que se pueden nombrar autores como Truempy y Lhez (1937), Fossa Mancini (1937 a y b), Fossa Mancini *et al.*, (1938) y Baldwin, (1944) entre otros.

En 1946, Pablo Groeber propone un enfoque cronológico distinto para los terrenos del Triásico de Mendoza, que luego sería ampliado por Groeber y Stipanovic (1953). Estos autores le asignan una edad noriana, a los depósitos de Mendoza, por encontrarse en discordancia sobre rocas efusivas correspondientes al Grupo Choiyoi, que, según estos autores, de edad carniana. Sin embargo, este punto de vista fue dejado de lado por Stipanovic (1969), al estimar que las correlaciones del Grupo Choiyoi no eran del todo claras.

Otro aporte de gran valor en el conocimiento de la Cuenca Cuyana, se dio cuando YPF publica los resultados de sus trabajos inéditos exploratorios para perforaciones petrolíferas realizados por geólogos y geofísicos. Éstos comprendieron desde mapeos, análisis estratigráficos de superficie y de subsuelo, y correlación de los diferentes depósitos de la Cuenca Cuyana, de los que se puede mencionar entre muchos otros las propuestas de Rolleri y Criado Roque (1968 y 1970).

A partir del año 1969, Stipanovic, comienza a esclarecer la cronología de los terrenos triásicos de la Cuenca Cuyana, utilizando una metodología multidisciplinaria, que integraba el estudio paleoflorístico, sedimentológico y bioestratigráfico (1972, 1979 y 1983), lo que se concretó en varias publicaciones.

Durante las décadas del 80’ y 90’, se realizaron numerosas contribuciones producto de los estudios desarrollados en depósitos triásicos de la Cuenca Cuyana (Figura 1.4.1), trabajos de Artabe (1985 y 1986), Kokogian y Boggetti (1986), Kokogian *et al.*, (1989), Ramos y Kay (1991), Dellapé y Hegedus (1993), Legarreta *et al.* (1993), Artabe *et al.*, (1994 y 1996), Artabe y Morel (1993), y Spalletti, (1995), Spalletti *et al.*, (1992) Ganuza *et al.*, (1998), Barredo (2004 y 2012), Barredo y

Ramos (2010); Barredo *et al.*, (2012), Giambiagi *et al.* (2015), Abarzúa *et al.* (2016), Abarzúa (2016), entre otros.

Spalletti *et al.* (1999) proponen un esquema estratigráfico-cronológico basado en el reconocimiento de Biozonas de Asociación megaflorísticas. Sin embargo, dicha propuesta debe analizarse y compararse en detalle con otros elementos de juicio, debido a que existen nuevos hallazgos paleoflorísticos relacionados con los taxones utilizados para dicha biozonación.

Stipanovic (2002), publican el “*Lexico estratigráfico de la Argentina*”, obra que resume y ordena las diferentes propuestas estratigráficas de los terrenos triásicos en general y de la Cuenca Cuyana en particular, convirtiéndose en un volumen de consulta constante, y de puntapié inicial para cualquier estudio estratigráfico desarrollado en Argentina en la actualidad.

1.4.2 Sector Sanjuanino de la Cuenca Cuyana y sus depocentros

Debido a la desconexión inicial de los afloramientos de la Cuenca Cuyana, todos los registros triásicos se consideraron en un principio como depocentros aislados (Kokogián y Boggetti, 1986; Kokogián y Mancilla, 1989; Uliana *et al.*, 1989). Más adelante, los terrenos triásicos comprendidos entre Barreal, en la provincia de San Juan, y los depósitos de subsuelo del depocentro de General Alvear, en la provincia de Mendoza, se los reunió en una única cubeta llamada Cuenca Triásica Mendocina-Sanjuanina (Strelkov y Álvarez, 1984) o Cuenca Cuyana. La cuenca estaba, constituida por las subcuencas de Alvear (Criado Roqué, 1979), Cacheuta (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979), y los afloramientos triásicos de la Precordillera Occidental sanjuanina (Borrello y Cuerda, 1965; Stipanovic, 1972) (Figura 1.4.1.).

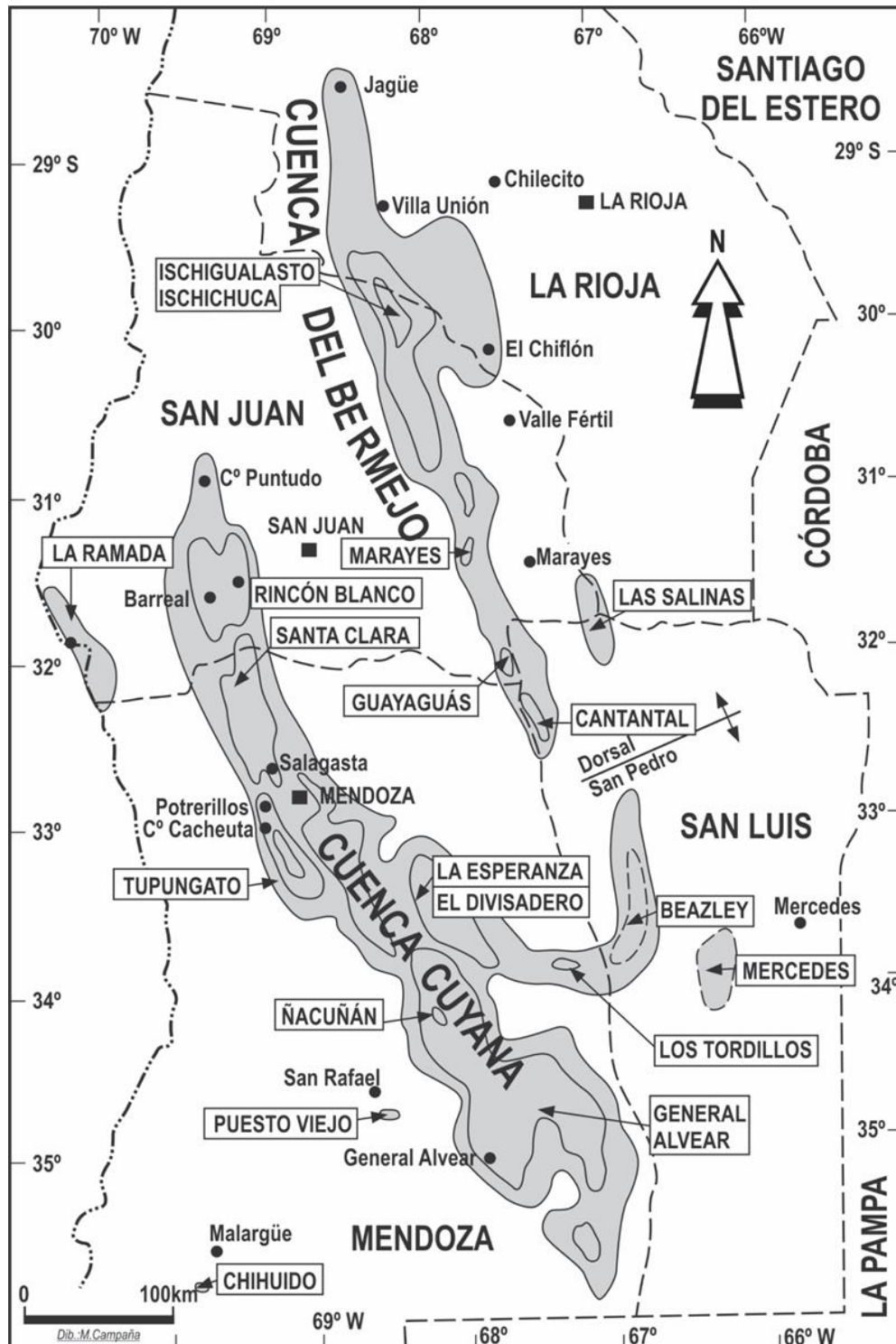


Figura 1.4.1. Mapa de las cuencas Cuyana y del Bermejo, con los depocentros más importantes dentro de rectángulos blancos (Modificado de Stipanovic, 2002).

En este último sector de la cuenca, los depósitos están distribuidos en dos regiones bien definidas, por un lado, Barreal-Calingasta, al este del Río de los Patos, entre las localidades de Hilario al Norte, Sorocayense y Barreal al sur y, Rincón Blanco ubicados entre la Sierra del Tontal al este y el Cordón Agua de Claudio al oeste (Barredo y Ramos, 2010; Figura 1.4.2.). Estos depocentros

forman parte de un hemigraben con una asimetría muy marcada, en donde la región de Rincón Blanco representa el margen activo, constituido por un potente registro sedimentario. En tanto que los depósitos ubicados en las cercanías de Barreal-Calingasta, forman la rampa pasiva del hemigraben, mostrando un escaso relieve, baja subsidencia y una potencia menor que los depósitos de Rincón Blanco (Ramos y Kay, 1991; Barredo y Ramos, 1997; Barredo y Stipanich, 2002; Barredo, 2004; Barredo *et al.*, 2012).

En función de lo anteriormente expuesto, sumado a la desconexión en las etapas del relleno de los distintos depocentros que forman parte del sector norte de la Cuenca Cuyana en la provincia de San Juan han generado una amplia variedad de esquemas estratigráficos para el Grupo Sorocayense en la región de Hilario dependiendo del autor, el Grupo Sorocayense en esta zona podía estar constituido por tres a cinco formaciones (Groeber y Stipanich, 1953; Baraldo y Guerstein, 1984; Barredo, 2012; Abarzúa, 2016).

López Gamundi y Astini (1992) interpretan los depósitos del área Barreal-Calingasta, tratadas en esta tesis, como correspondientes a un modelo de sedimentación de abanico aluvial para los depósitos conglomerádicos basales y lacustre para el conjunto clástico superpuesto, suprayacente completando la pila sedimentaria con depósitos de origen fluvial. Más adelante, Spalletti (1995 y 2001) reinterpreta esta sucesión sedimentaria asignándoles una fuerte afinidad volcánica y reconociendo tres sistemas depositacionales. El primer sistema depositacional (SD 1) está compuesto por depósitos de abanico y cono aluvial, y sistemas fluviales de tipo entrelazado (gravoso y arenoso), meandroso de carga mixta y también sistemas efímeros. El segundo sistema (SD 2) depositacional está caracterizado por la presencia de un cuerpo lacustre hidrológicamente abierto, holomítico y meromítico. asociados a amplias planicies con sedimentación piroclástica. Por último, el tercer sistema depositacional (SD 3) se interpretó como compuesto por sistemas deltaicos con influencia fluvial.

Bodnar *et al.* (2019) reinterpretan los depósitos basales del depocentro Barreal y definen tres secuencias tectono-sedimentarias. La secuencia inferior, está caracterizada por los depósitos de la Formación Cerro Colorado del Cementerio. La secuencia media, se corresponde con los depósitos de las formaciones Barreal y Cortaderita (Miembros Don Raúl y La Emilia). Por encima, la secuencia superior estaría representada por los depósitos de la Formación Cepeda.

1.4.3 Las sucesiones triásicas del depocentro de Agua de los Pajaritos

Uno de los primeros perfiles detallados de la región se debe a Stappenbeck (1910), quien hizo una descripción de la *Quebrada del Jarillal* (actual Quebrada de Agua de los Pajaritos). La asignó al *Rético* en base a la flora fósil encontrada, la que fue posteriormente descripta por Kurtz (1921). En el perfil, el autor observó una serie compuesta por margas y areniscas de colores gris, verde y rojo en la base, vetas delgadas de andesita en su parte media e intercalaciones de capas bituminosas y areniscas con maderas y plantas fósiles. Además, el autor hace referencia a una discordancia de base, textualmente citada como: “... en la boca de la quebrada se encuentran rodados (*Schotter*) recientes en discordancia sobre rodados más antiguos...”, mencionando que todo el paquete sedimentario apoya en discordancia sobre el Paleozoico y que los depósitos de edad rética se encuentran cubiertos por terrenos de edad reciente (Cuaternario).

Du Toit (1927a) describe en la zona de Hilario, la *Quebrada del Jarillal*, y cerca de Barreal la *Quebrada del Salto*, y también hace mención de la discordancia angular basal con los terrenos paleozoicos en la base y con los depósitos modernos en el techo. El autor asigna los depósitos basales a unidades al *Piso IV del Sistema Paganzo*, ubicándolas en el *Rético o Triásico* en base a la flora de *Thinfeldia*, y a los depósitos que coronan la secuencia los asigna al *Piso V del Sistema Paganzo* a los que les asigna una edad Cretácica.

Pozzo (1948) en su tesis doctoral levantó varios perfiles en el área, diferenciando para la zona de Hilario una serie triásica formada por un *Trias basal o conglomerádico*, un *Trias arcilloso o abigarrado* en la parte media y un *Trias tobífero arenoso* en el techo del perfil. Asimismo, pudo coleccionar numerosos restos vegetales que fueron estudiados y clasificados por Frenguelli (1948).

Mésigos (1953) introduce el nombre de Grupo Sorocayense para las sedimentitas triásicas aflorantes al este del Río de Los Patos. En tanto que Groeber y Stipanovic (1953) les otorgan a estas unidades el estatus de formación, quedando para el sector de Hilario. Así, la columna estratigráfica del sector de Hilario está compuesta de base a techo por las formaciones Agua de los Pajaritos, El Alcázar e Hilario y para los afloramientos de la zona de Barreal por las formaciones Barreal, Cortaderita y Cepeda. Posteriormente sobre las variaciones verticales faciales, la presencia de bancos guías y el contenido micro y megaflorístico Stipanovic (1972, 1979, 1983), propone la correlación de las formaciones del depocentro de Hilario con el de Barreal: la Formación Agua de los Pajaritos, junto con la parte inferior de la Formación El Alcázar, con la Formación Barreal; las partes media y superior de la Formación El Alcázar con la Formación

Cortaderita; y la Formación Hilario con la Formación Cepeda. A su vez, las unidades del depocentro de Barreal fueron correlacionadas con la sucesión de Cacheuta (Grupo Uspallata), quedando la Formación Barreal como equivalente de la Formación Río Mendoza, (Groeber y Stipanovic, 1953; Stipanovic, 1957) y Formación Cerro Las Cabras; la Formación Cortaderita con la Formación Potrerillos y la Formación Cepeda con la Formación Río Blanco.

En una contribución posterior, Stipanovic (2002) reconsidera la posición estratigráfica de la Formación Hilario, en cuanto a que esta integra la secuencia plantífera nombrada por primera vez por du Toit (1927 a) y denominada por este último como *Stage IV* que lleva restos de la típica “*Flora de Dicroidium*”. El autor propone que la Formación Hilario no sería equivalente lateral de la Formación Cepeda la cual pertenecería al *Stage V* de du Toit, *op. cit.*; “Cretáceo” de Stappenbeck (1910, 1911) ya que además muestra una litología completamente diferente a la de la Formación Hilario.

Guerstein (1982) en su tesis de Licenciatura y posteriormente Baraldo y Guerstein (1984), Treo *et al.* (1985) y Baraldo *et al.* (1990) entre otros, propusieron un nuevo ordenamiento estratigráfico para los afloramientos ubicados en el área de Hilario. La columna estratigráfica según estos autores quedaría conformada de base a techo por: Formación Agua de los Pajaritos, le sigue una nueva unidad definida por los autores como Formación Monina, luego la Formación Hilario y coronando la sucesión triásica, la Formación El Alcázar dividida en cuatro miembros que de base a techo son: Chonítico, Tobas Blancas, Tobas Varicolores y Tobas Rosadas.

Spalletti *et al.* (1999) y Spalletti (1999) en base a la información bioestratigráfica, de las biozonas paleoflorísticas y criterios evolutivos del relleno sedimentario y de las principales discontinuidades geológicas, definió para el Triásico argentino, tres pisos, ubicando a la Formación Agua de los Pajaritos en el Piso Barrealiano que abarcaría el lapso Triásico Temprano a Triásico Medio, en base a la Biozona de asociación CSD (*Dictyophyllum castellanosii*, *Johnstonia stelzneriana*, *Saportaea dichotoma*) y a la Formación El Alcázar al Piso Cortaderitano que comprende el intervalo de tiempo que va desde el Triásico Medio Inferior al Triásico Superior más bajo, presentando tres biozonas de asociación MBC (*Yabeiella mareyesiacae*, *Scytophyllum bonettiae*, *Protophyllocladoylon cortaderitaensis*), OL (*Dicroidium odontopteroides* y *D. lancifolium*) y BNP (*Yabeiella brackebuschiana*, *Scytophyllum neuburgianum* y *Rhexoxylon piatnizkyi*).

Por otra parte, Stipanovic (2002) pone en duda la postura de Spalletti *et al.* (1999) y Spalletti (1999) en relación a la discontinuidad estratigráfica, aludiendo que no se aportaron suficientes datos sobre

el tema. Considera, además, que un intervalo de semejante magnitud no se observa en ninguna de las otras formaciones que integran la sucesión sedimentaria de la Cuenca Cuyana.

Barredo (2005) correlaciona las Formaciones Ciénaga Redonda y Cerro Amarillo, del depocentro Rincón Blanco, con las Formaciones Agua de los Pajaritos y Barreal, las cuales representarían la etapa de Rift II, que culmina con facies fluviales pertenecientes al pasaje a condiciones de subsidencia térmica. Esta autora también plantea que la superficie de discontinuidad que separa las formaciones Cerro Amarillo de Panul, en el depocentro de Rincón Blanco, es correlacionable con la discordancia observada entre las formaciones Agua de los Pajaritos y El Alcázar, atribuyéndole a esta superficie el inicio de la reactivación tectónica que dio comienzo a la etapa de Rift II. Por otro lado, la autora plantea que podría haber una correspondencia entre las formaciones Cortaderita (sección. Inferior) y El Alcázar (sección. Superior) con las Formaciones Corral de Piedra y Carrizalito del depocentro Rincón Blanco, así como también, entre las formaciones Hilario y Casa de Piedra del depocentro Rincón Blanco.

Recientemente Barredo (2012) y Barredo *et al.* (2015) basado en datos estratigráficos y tectónicos tanto de superficie como de subsuelo, consideran válido el esquema estratigráfico propuesto por Baraldo y Guerstein (1984) conformado por las formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar, aludiendo que la asimetría del hemigraben y su configuración en bloques rotados dio lugar a la formación de depocentros aislados con altos intracuencales, que condicionaron localmente la sedimentación durante las etapas de *rift* a *postrift*.

Abarzúa (2016), a partir del estudio sedimentológico regional de cada una de las formaciones que integran los depocentros de la Cuenca Cuyana en la Provincia de San Juan, hace una correlación regional entre las formaciones de los depocentros Rincón Blanco, Agua de los Pajaritos y Barreal. El autor correlaciona la Formación Panul del depocentro Rincón Blanco, con la Formación Barreal del depocentro homónimo y la base de la Formación Agua de los Pajaritos del depocentro Agua de los Pajaritos. Por encima, el autor correlaciona la Formación Corral de Piedra, con los tramos fluviales de las formaciones Barreal y Agua de los Pajaritos. Los niveles lacustres de la Formación Carrizalito se correlacionan con los niveles superiores de la Formación Barreal y los depósitos de la Formación Monina. La Formación Casa de Piedra, la correlaciona con los niveles fluviales de la Formación Barreal y la Formación Hilario. El autor, correlaciona los niveles lacustre-fluviales de las formaciones El Alcázar y Cortaderita. Además, Zamora *et al.*, (2008) y Abarzúa (2016) hacen un estudio detallado de la Formación Monina, en el cual caracteriza el tipo de querógeno

presente en las facies más finas, y su potencial desarrollo como roca madre en la generación de hidrocarburos.

Recientemente, Bodnar *et al.* (2019) además de re-ordenar la estratigrafía del depocentro Barreal, genera un modelo de correlación entre las formaciones de los depocentros Rincón Blanco, Agua de los Pajaritos y Barreal. Los autores, correlacionan los niveles inferiores de la Formación Cerro Colorado del Cementerio con la Formación Ciénaga Redonda del depocentro Rincón Blanco, y los niveles superiores de la Formación Cerro Colorado del Cementerio con la Formación Cerro Amarillo. La sección inferior de la Formación Barreal, compuesta por un espeso banco de fanglomerado, la correlacionan con la Formación Panul, del depocentro Rincón Blanco, mientras que las secciones media y superior, la correlacionan con las Formaciones Agua de los Pajaritos y Monina, del depocentro Agua de los Pajaritos y con la Formación Corral de Piedra del depocentro Rincón Blanco. Por encima, al Miembro Don Raúl de la Formación Cortaderita, lo encuentran equivalente lateral de las formaciones Hilario y la sección inferior de la Formación El Alcázar, en el depocentro Agua de los Pajaritos y con la Formación Carrizalito del depocentro Rincón Blanco. El Miembro La Emilia, correspondiente a la Formación Cortaderita, lo correlacionan con la sección superior de la Formación El Alcázar, y con la Formación Casa de Piedra. Coronando la tercera secuencia, la Formación Cepeda, la correlacionan con la Unidad Marachemill del depocentro Rincón Blanco.

1.5 Antecedentes Paleobotánicos

1.5.1 Estado del conocimiento actual de la flora fósil en el depocentro Agua de los Pajaritos en la quebrada homónima

Los primeros registros paleontológicos que se conocen en el depocentro Barreal-Calingasta en la zona de Hilario son atribuidos a Stappenbeck (1910), quien a partir de estudios en la *Quebrada del Jarillal* (actual quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos) recolectó muestras de megafloreas ubicadas en el nivel de “...margas de piedra con plantas fósiles” ..., que luego fueron estudiados por Kurtz (1894), dando a conocer la primera lista florística del área. En dicha lista, se identificaron entre otros a *Danaeopsis* (=Kurtziana) *cacheutensis*, *Cladoplebis denticulata*, *Cl. mezosoica*, *Sphenopteris* (=Xylopteris) *elongata*, *Thinnfeldia odontopteroides* (*Dicroidium odontopteroides*), *Th. Odont. var. carauthersu*, *Th. odont. var. lancifolia*, *Th. Odont. var. zuberi* (=Zuberia zuberi), *Th. Incisa*, *Th. numularia*, *Th. neuropteridioides*, *Taeniopteris stappenbeckiana*, *Oleandridium mareysiacum* (=Yabeiella mareysiaca), *Ol. brackebuschiaum* (=Yabeiella brackebuschiana), *Thaumatopteris cf. shenku*, *Dictyophyllum sp.*, *Pterophyllum sp.* (=Pseudoctenis), *Podozamites*

elougatus var. *lutior*. (*Heidiphyllum elongatum*), *Baiera munsterina*, *B. ampla.*, *B. argenlinae* var. *major* (= *Sphenobaiera argentineae*), *Spheunolepidium* (?) sp., y *Cheirolepis* sp aff. *caxodinearum*.

Du Toit (1927 a; b) menciona la presencia de restos fósiles pertenecientes a la *flora de Thinfeldia* en la *Quebrada del Jarillal*, citando entre otros géneros a *Thinfeldia*, *Taeniopteris*, *Baiera*, *Cladophlebis*, *Phaenicopsis*, y restos de maderas silicificadas atribuidas por el autor probablemente al género *Dadoxylon*. De igual modo, el autor encuentra en la *Quebrada del Salto*, al este de la localidad de Barreal, la misma *flora de Thinfeldia* que la citada en el párrafo anterior, mencionando además que en ambas quebradas los niveles portadores de fósiles son seguidos de conglomerados de un vívido color rojo y areniscas, correspondientes al *Stage V* del sistema Paganzo. Du Toit (1927 a; b) noto que *Taeniopteris carruthersi* y *T. mc'clellandi* eran especies comunes para los Estratos de Cacheuta y formas referidas a *Sphenopteris elongata* y *Chiropteris copiapiensis* estaban presentes en la cuenca Barreal-Caligasta. Asimismo, el autor advierte que las capas portadoras de la *flora de Thinfeldia* en Gondwana se asemejan en edad a las capas de la Formación Molteno, en Sudáfrica. Esto le permitió correlacionar en base a la flora, las capas de Argentina con los niveles portadores de flora del Este de Australia, Sudeste de Rhodesia (actual República de Zimbawe), Sudáfrica (Formación Molteno) y Chile (Cuadro 1.5.1a).

Groeber (1953) en colaboración con Bonetti, Stipanovic y Menéndez ampliaron las listas florísticas realizadas por Frenguelli (en Pozzo, 1948). Así, para los *Estratos de Agua de los Pajaritos*, Frenguelli cita a *Barrealia dichotoma*, *Johnstonia stelzneriana*, *Neocalamites carrerei* y *Equisetites fertilis*, a esta lista los autores posteriormente agregan a *Zuberia zuberi*, taxón que estaría marcando el paso a la unidad siguiente. Estos autores reconocen los Estratos del Alcázar como las capas más ricas y en ellas reconocen abundantes maderas fósiles silicificadas y carbonizadas, manifestaciones asfaltíferas y restos vegetales al estado de improntas, en muy buen estado de preservación, la lista florística de Frenguelli se compone de *Neocalamites carrerei*, *Desmiophyllum*, *Cladophlebis* sp, *Cl. integra*, *Cl. mendozaensis*, *Cl. cf. mesozoica*, *Thinnfeldia precordillerae*, *Taeniopteris cf. carruthersi*, *Taeniopteris* sp., *Dicroidium remotum*, *D. pinnis-distntibus*, *D. lancifolium*, *Dyplasiophyllum* sp., *D. cacheutense*, *Dicroidiopsis* sp., *Johnstonia coriacea* (Johnst.) Wolk., *Baiera cf. Steinmanni*, *Sphenobaiera stormbergensis*, *Nilssonsonia* sp., *Yabeiella brackebuschiana*, *Yuccites* sp., *Czekanowskia* sp., *Zuberia* sp., *Z. cf. barrealensis*, *Johnstonia coriacea* Du Toit nom Wolkom, *Linguifolium* sp., y *Sphenopteris* sp. Los autores, proponen que, de las formas presentes en esta lista, *Johnstonia coriacea* Du Toit nom Wolkom y *Johnstonia cf. Groeberi* Stip., deberían referirse como *Dicroidium Groeberi* Stip., y además

mencionan la presencia de *Dicroidium odontopteroides*. Con todo esto, la lista antes detallada y publicada por Frenguelli, quedaría de la siguiente forma: *Kurtziana cacheutensis*, *Cladophlebis kurtzi*, *Cl. mesozoica*, *Xylopteris elongata*, *Dicroidium odontopteroides*, *D. lancifolium*, *Zuberia zuberi*, *Dicroidiposis dubia*, *Thinfieldia speciosa*, *Yabeiella mareyesiacae*, *Y. brackebuschiana*, *Thaumatopteris cf. schenkii*, *Dictyophyllum sp.*, *Pterophyllum sp.*, *Podozamites elongatus*, *Baiera cuyana*, *Sphenobaiera argentinae*. Por último, para los Estratos de Hilario, los autores reconocen algunas impresiones de *Neocalamites carrerei* y del conchostracodo *Estheria sp.* También comparan esta flora con la de zonas aledañas, en particular la descrita para el área de Barreal, notando que hay una fuerte afinidad entre los Estratos de Alcázar con los Estratos de la Cortaderita, no solo en cuanto al número de especies en común, sino además en la abundancia de algunos taxones como ser *Dicroidium odontopteroides*, *D. lancifolium* y *Yabeiella mareyesiacae*, lo que entre otras evidencias llevo a los autores a correlacionar las series de Hilario y Barreal (Cuadro 1.5.1a).

Por su parte, Menéndez (1957) describió para el área una nueva especie perteneciente a la Familia Asterothecaceae, *Asterotheca hilariensis*, de acuerdo con el autor, los ejemplares estudiados fueron encontrados en asociación con restos de *Linguifolium diemense*, *Cladophlebis sp.* y *Equisetites sp.*, todos encontrados en la parte basal de los Estratos del Alcazar alojados en una arcilla tobacea, clara, gris amarillento. Este autor menciona en la misma contribución, que si bien *Asterotheca* es un género muy difundido para el Carbonífero-Pérmico de la Argentina, en el Mesozoico ésta ya había sido mencionada por Kurtz (1921) para el Liásico del Río Atuel (Mendoza) con la especie *Asterotheca fuchsii*, además de *Asterotheca truempyi* descrita por Frenguelli (1943) para los estratos del Cerro de las Cabras, en las cercanías de Potrerillos en la provincia de Mendoza. El mismo autor, un año más tarde (1958) determina una nueva especie en la asociación mencionada anteriormente, *Equisetites quindecimdentata*, en base a moldes, tanto internos como externos del tallo, impresiones de la vaina foliar y sus hojas, como así también del diafragma nodal y de los conos, pudiendo observar la posición de los esporngióforos y en algunos casos de los esporangios.

También compara a *Equisetites quindecimdentata* con varios taxones, en particular con *Equisetites fertilis*, de gran importancia debido a su proximidad tanto geográfica como estratigráfica, ya que fue citada por Frenguelli (1944a) para los estratos de Potrerillos y las Cabras en la provincia de Mendoza y también para la Formación Los Rastros en Ischigualasto, provincia de San Juan (Cuadro 1.5.1a).

Años más tarde, Stipanovic (1972, 1979 y 2002) en base a estudios bioestratigráficos en la zona de Barreal-Hilario, actualizó las listas florísticas propuestas por Pozzo (1948), mencionando que para la Formación Agua de los Pajaritos se han encontrado restos de *Neocalamites carrerei*, *Equisetites fertilis*, *Zuberia zuberi*, *Sapotea dichotoma* y *Johnstonia stelzneriana*; para la Formación El Alcázar, *Neocalamites carrerei*, *Cladophlebis kurtzi*, *Cl. mendozaensis*, *Dicroidium dubium*, *D. lancifolium*, *D. odontopteroides*, *D. pinnis-distantibus*, *Zuberia barrealensis?*, *Z. zuberi*, *Johnstonia coriácea*, *Xylopteris elongata*, *Pachydermophyllum precordillerae*, *Kurtziana cacheutensis*, *Yabeiella brackebuschiana*, *Y. mareyesiaca*, *Taeniopteris carruthersi?*, *Baiera cuyana*, *Sphenobaiera robusta*, *S. argentinae*, *S. stormbergensis*, *Heidiphyllum elongatum*, *Linguifolium arctum*, *Equisetites quindecimdentata* y *Asterotheca hilariensis* y finalmente para la Formación Hilario, *Neocalamites carrerei* y *Yabeiella brackebuschiana*. En base a las listas florísticas de cada una de las formaciones, el autor también correlacionó los niveles fosilíferos, en particular los de la Formación El Alcázar con la Formación Cortaderita, así, NF II de la Formación Cortaderita tenía su equivalente en un banco tobífero de lutitas en la parte media de la Formación El Alcázar, mientras que el NF III de la Formación Cortaderita era correlacionable con otro banco tobífero de la parte superior de la Formación El Alcázar, lo que también le permitió asignarle una edad Mesotriásico Superior-Neotriásico en base a la megaflore. Esta edad también fue corroborada con la información brindada por palinomorfos para otras formaciones triásicas (Stipanovic, 1972, 1979) (Cuadro 1.5.1a).

Ganuzza *et al.* (1998) revisaron los afloramientos de la zona de Hilario, en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos, en donde dan a conocer un estrato fosilífero compuesto de arcillitas, bentonitas y limolitas de gran homogeneidad y desarrollo regional, el cual correspondería a la Formación El Alcázar (Stipanovic 1972, 1979 y 1983). Debido a la similitud de las facies sedimentarias, los autores correlacionaron este nivel fosilífero con los niveles NFII y NFIII pertenecientes a la Formación Cortaderita, reivindicando las correlaciones hechas por Stipanovic años anteriores (1972 y 1979). En este estrato los autores diferencian tres niveles fosilíferos: el NF1 con petrificaciones de *Tranquiloxydon sp.* perteneciente a un bosque *in situ*; el NF2 con impresiones-compresiones de *Cladophlebis mezoica* y *Cl. mendazaensis*, *Pachydermophyllum precordillerae*, *Kurtziana cacheutensis*, *Yabeiella mareyesiaca*, *Sphenobaiera robusta*, *Heidiphyllum elongatum* y *Linguifolium arctum*; y el NF3 con impresiones de *Neocalamites carrerei*. En la misma contribución, los autores asignan el género *Yabeiella* a las Cycadales, antes considerado una *Gymnosperma incertae sedis*. Además, definen al NF2 como una paleocomunidad herbáceo-arbustiva conformada por Cycadales y Peltaspermales como

elementos dominantes, las Filicales como elementos subordinados y las Gynkgoales, Voltziales y el género *Linguifolium* como elementos alóctonos debido a su registro ocasional y finalmente al NF3 se lo considera como una paleocomunidad autóctona o paraautóctona de esfenofitas, ya que la mayoría de las impresiones dan cuenta de estar en posición de vida (Figura 1.5.1 y Cuadro 1.5.1a).

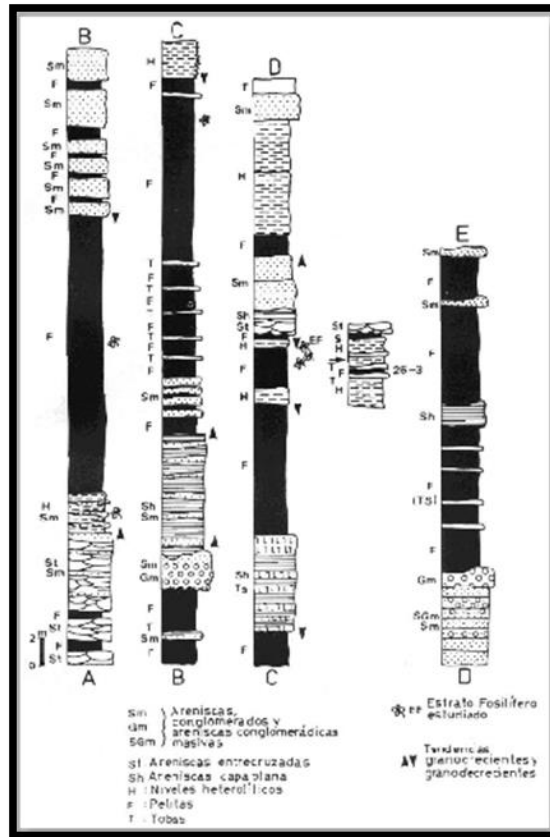


Figura 1.5.1.a. Columna estratigráfica esquemática de la Formación El Alcázar, mostrando la ubicación dentro del perfil de cada uno de los estratos fosilíferos (Extraído de Gazuza *et al.*, 1998).

Stappenbeck (1910)	Du Toit (1927 a y b)	Groeber (1953)	Menéndez (1957 y 1958)	Stipanovic (1972 y 1979)	Ganuz et al. (1998)
Quebrada del Jarillal		Estratos de Hilario	Asterotheca hilariensis Lingulifolium diemense, Cladophlebis sp. Equisetites sp. Equisetites quindecimdentata	Neocalamites carrerei Yabeella brackebuschiana	NF 3
		Neocalamites Carrerei Extheria sp		Formación Hilario	Neocalamites carrerei, Cladophlebis kurtzi, Cl. mendozensis, Dicroidium dubium, D. lancifolium, D. odontopteroides, D. pinnis- distantibus, Zuberia barrealensis?, Z. zuberi, Johnstonia coriacea, Xylopteris elongata, Pachydermophyllum precordillerae, Kurtziana cachautensis, Yabeella brackebuschiana, Y. mureysiacum, Taeniopteris carruthersi?, Baiera cuyana, Sphenobaiera robusta, S. argentiniae S. stormbergensis, Heidiphyllum elongatus, Lingulifolium arctum, Equisetites quindecimdentata
Quebrada del Jarillal		Estratos del Alcázar	Estratos del Alcázar	Formación El Alcázar	NF 2
		Formación El Alcázar		NF 1	

Cuadro 1.5.1a. Aporte paleoflorístico de cada uno de los autores que trabajó en la Quebrada de Agua de los Pajaritos.

Capítulo II

2. Metodología y Actividades

2.1 Zona de estudio

Los análisis llevados a cabo en esta contribución, se desarrollaron en el sector sanjuanino de la Cuenca Cuyana, en el depocentro de Agua de los Pajaritos, situado sobre la Precordillera occidental sanjuanina a 18,8 km del centro de la localidad de Barreal (ver capítulo I; Figura 1.3.1).

Los afloramientos de las sedimentitas triásicas encuentran su mejor exposición en la quebrada principal llamada quebrada de Agua de los Pajaritos y en la quebrada de la Zorra, ubicada al sur del depocentro, así como también en la zona del Cerro El Alcázar (Figura 1.3.1). Las sedimentitas estudiadas corresponden al Grupo Sorocayense, que, de base a techo, está constituido por las formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar. El trabajo llevado a cabo, consistió en el análisis de las rocas que componen cada una de las cuatro formaciones. Para ello se tomó en consideración su descripción sedimentológica y pedogénica detallada con el objeto de obtener una reconstrucción paleoambiental del depocentro y su evolución en el tiempo. Prospección de megaflore y levantamiento de datos tafonómicos en cada una de las formaciones, para así poder reconstruir las biocenosis que habitaron durante el Triásico en el depocentro Agua de los Pajaritos como así también, los paleoecosistemas y su evolución a través del tiempo; y el análisis de rasgos particulares observados en los diferentes afloramientos, del mismo modo que la correlación entre diferentes depocentros de las cuencas triásicas Ischigualasto-Villa Unión, Marayes-El Carrizal y Cuyana, con el objeto de identificar variaciones espaciales locales y regionales a lo largo del tiempo.

2.2 Tareas de gabinete preliminares

2.2.1 Investigación bibliográfica

Las actividades de gabinete se iniciaron con el análisis del listado bibliográfico de autores nacionales e internacionales que trabajaron en la zona de estudio, como así también en regiones aledañas (Barreal y Rincón Blanco) y de la Cuenca Cuyana en general. Además, de la investigación bibliográfica clásica disponible en formato de papel, se investigó la información disponible a través de publicaciones digitales.

2.2.2 Mapeo de las unidades

La información previamente publicada y las imágenes satelitales tomadas desde el software *Google Earth-Pro*, permitieron ubicar cada uno de los afloramientos, identificando las diferentes unidades en un mapa geológico preliminar.

2.3 Tareas efectuadas en el campo

Consistieron en sucesivos viajes de campo que se desarrollaron regularmente desde el año 2015 al año 2019 entre los meses de abril y mayo. Durante los mismos se realizó el relevamiento geológico y paleontológico de cada una de las unidades estudiadas, además del muestreo litológico y el mapeo de cada una de las formaciones que integran el depocentro de Agua de los Pajaritos. También se realizó la prospección de unidades correspondientes al Grupo Sorocayense en zonas aledañas a las comarcas de Hilario, Sorocayense y en las inmediaciones del cerro El Alcázar. Además, en cada una de las formaciones del Grupo Sorocayense se procedió a prospectar en busca de niveles plantíferos.

Se identificaron cada una de las unidades aflorantes en los diferentes sectores y se mapearon los contactos infra y suprayacentes mediante el uso de Global Positioning System (GPS).

De cada una de las formaciones se realizó el análisis sedimentológico detallado, para lo cual se levantaron columnas estratigráficas a lo largo de la quebrada Agua de los Pajaritos. En cada una de las columnas relevadas se tuvo en cuenta la granulometría de los depósitos, el color mediante la utilización de la tabla de colores de Munsell (1995), la composición, las estructuras sedimentarias primarias, la geometría de los cuerpos de roca, el contacto entre depósitos sucesivos y la presencia de fósiles vegetales y también icnofósiles).

Los espesores de los bancos sedimentarios se relevaron con vara de Jacob y cinta métrica. Además, se tomaron datos de los estratos (rumbo, buzamiento y dirección de buzamiento) con brújula Brunton. Los perfiles sedimentarios se posicionaron geográficamente mediante el uso de Sistema de Posicionamiento Global GPS, marca Garmin Etrex. A lo largo de los perfiles, con cámara fotográfica digital Nikon Coolpix P510, se tomaron fotografías de vistas generales y detalladas de las estructuras principales, y se obtuvieron fotomosaicos.

También en cada uno de los perfiles se colectaron muestras de roca de los niveles más significativos, para realizar los cortes delgados y poder analizar y caracterizar petrográficamente en gabinete cada una de las litofacies colectadas.

Por su parte, los paleosuelos fueron identificados siguiendo el criterio de Rettallack (1988) y Mack *et al.* (1993), para los cuales se analizó la presencia de horizontes de edafización, estructuras de deslizamiento de arcillas, presencia de rizoconcreciones y pedones. Los mismos se clasificaron siguiendo el criterio de Mack *et al.* (1993) y Tabor *et al.* (2006).

Por otra parte, cada una de las formaciones fue prospectada en detalle en búsqueda de restos paleoflorísticos. En las unidades que se reconocieron niveles portadores de paleoflora, todos fueron muestreados para determinar diversidad fosilífera y atributos tafonómicos que presentaban (i.e., estado preservacional, abundancia y densidad de restos y características de la roca en donde se encuentran alojados). En total se obtuvieron aproximadamente 170 ejemplares de restos vegetales fosilizados como impresiones-compresiones, momificaciones, briznas y 50 ejemplares de troncos permineralizados y carbonizados. Las impresiones-compresiones, momificaciones y briznas fueron extraídos en forma mecánica por medio de cinceles y piquetas y envueltos en papel, cinta adhesiva y bolsas de *nylon*. De los troncos permineralizados se obtuvieron porciones mediante el uso de cortafierros, piquetas y cinceles.

La toma de datos tafonómicos en el campo a partir de los especímenes hallados se realizó mediante el uso de tablas de relevamiento de datos tafonómicos (Demko, 1995; Colombi, 2007; Colombi y Parrish, 2008) (Figura 2.3.1). Este sistema permite realizar un muestreo a escala cuantitativa de las características de los atributos tafonómicos de una asociación fosilífera, para luego poder comparar los diferentes atributos tafonómicos de las distintas asociaciones de cada una de las tafocenosis. En estas tablas se especifican: 1) atributos sedimentológicos como geometría de los cuerpos, caracterización litofacial, estructura, color y rasgos pedomórficos etc., 2) Datos areales de las tafocenosis paleoflorísticas, arreglo de los restos en planta y en perfil, 3) Caracterización taxonómica de los restos hallados, 4) Modificaciones provocadas durante la fósil-diagénesis tomando en cuenta tipo de fosilización carbonización, permineralización, momificación, daños sufridos por los restos, biológicos y/o mecánicos 5) Determinación de la autoctonía o parautoctonía de los restos, grado de abrasión mecánica, presencia de raíces/tocones, elemento arquitectural donde se encuentra la tafocenosis, etc. 6) La asociación con otras estructuras orgánicas (bioturbaciones, invertebrados y/o vertebrados).

Tabla para la colección de datos tafonómicos

Datos de colección: Wp.....

Foto.....

Rumbo/Bz.....

Rotulo.....

Datos Sedimentológicos: Extensión Lateral.....1m.....10m.....100m.....>100m

Espesor.....<1m.....1m.....10m.....>10m

Forma.....tabular.....cuneiforme.....lobulado.....lenticular.....lentiforme

Continuidad.....continuo.....discontinuo

Contacto superior.....neto.....gradacional.....erosivo

Contacto inferior.....neto.....gradacional.....erosivo

Litología.....Ar...L...Sf...Sm...Sg...G

Estructura.....masiva...horizontal...Lam. ondulítica (r)...en artesa (t)

Color.....

Interpretación Ambiental.....

Datos de distribución: Densidad (n° de individuos/m²).....

Patrón de distribución.....al azar.....agregada.....uniforme

Arreglo en planta.....aleatorio.....orientado

Arreglo en perfil.....vertical.....buzante.....horizontal

Datos del Taxón: Afinidad Taxonómica.....

N° de individuos.....5...10...15...20...25...30...>30

N° de especies.....1...3...5...>5

Abundancia relativa (N° de individuos/especie).....

Largo (m).....

Diámetro (m).....

Distancia al vecino más próximo.....

Datos Tafonómicos: Tipo de preservación.....Carbonización.....Quemado.....Permineralización

Estado.....completo.....roto.....fragmentado

Abrasión.....sin abrasión.....abrasionado.....muy abrasionado

Transporte.....autóctono.....paraautóctono.....alóctono

Deformación.....no deformado.....volumen...forma...ambos

Daños en superficie.....presentes.....ausentes

Asociado con otros fósiles.....

Bioturbación.....presente.....ausente.

Observaciones adicionales:

Figura 2.3.1. Tabla de colección de datos tafonómicos paleoflorísticos. Basado en Demko (1995) y Colombi y Parrish (2008).

2.4. Tareas efectuadas en laboratorio y gabinete

El mapa con las diferentes unidades del área de estudio, luego de ser corroborado en el campo mediante el uso de GPS, fue corregido y se obtuvo la versión final representada en la el Mapa 3.3.1.

2.4.2 Datos sedimentológicos

Las columnas estratigráficas relevadas en el campo fueron ilustradas mediante el uso del software *CorelDraw X8* a una escala de 1:100.

Para los análisis sedimentológicos se siguió la metodología propuesta por Allen (1983) y Miall (1996), con ciertas modificaciones. Sobre la base de la codificación de Miall (1996) se identificaron un total de veinte litofacies distribuidas en tres grandes grupos según el tamaño de grano en Psefitas, Psamitas y Pelitas, que representan el proceso que controló la depositación de cada una de las litofacies. La relación entre los distintos grupos de litofacies, permitió la definición de las diferentes facies, que representan el sub-ambiente dentro de un ambiente particular. Por último, las asociaciones de facies, la relación entre los distintos cuerpos de roca, permitieron establecer los ambientes depositacionales de cada una de las formaciones.

Dentro de las Psefitas se definieron cinco litofacies, tipo brechas (Btm), litofacies conglomerádicas (Gcm, Gci y Gch) y litofacies sabulíticas (S(G)t). La diferencia composicional observada, a partir de los análisis macro y microscópicos de las diferentes litofacies Psamíticas, llevó a generar algunas modificaciones al código propuesto por Miall (1978, 1996). Esta nueva codificación sigue el orden de los parámetros propuestos por el autor anteriormente mencionado, sumando además caracteres particulares que presentan cada una de las litofacies consideradas. Dentro de las litofacies Psamíticas, se describieron ocho litofacies, St, Sla, Sh, Sm, de naturaleza clástica y Tt(P), Tl(P), Tt(S) y Tmq(S) de naturaleza volcaniclástica. De este modo para las litofacies volcaniclásticas, se modificó el código de Miall (1996), la primera letra hace referencia a la textura, en este caso, Toba (T), las letras siguientes corresponden a la estructura y, por último, las letras P y S, corresponden con tobas de naturaleza primaria (P) o secundaria (S) respectivamente, en sentido de Murcia *et al.* (2013). Por último, las letras en minúscula, hacen referencia a la estructura que predomina en cada litofacies particular, como fue propuesta la nominación original de Miall (1996).

Al igual que para las litofacies Psamíticas, debido a las características particulares de ciertas litofacies Pelíticas, se modificó el código propuesto por Miall (1978; 1996). De esta manera las

litofacies de origen volcaniclástico tienen entre paréntesis las letras P (si son de origen primario) o S (si son de origen secundario o retrabajado), además de la letra E para litofacies con características pedomórficas. Finalmente, las dos primeras letras (FT) hacen referencia a la textura, en este caso serían cenizas finas. Tanto para las litofacies líticas como volcaniclásticas, las letras minúsculas se aplican a la estructura que predomina en cada litofacies en particular. A partir del análisis, se describieron, siete litofacies Pelíticas, cuatro de naturaleza clástica (Fm, Frs, Fms y Fl), dos volcaniclástica (FTm(P) y FTm(S)) y una litofacies con características especiales (Fm(E)).

Los paleosuelos fueron clasificados según los esquemas de Retallack (1988) y Mack *et al.* (1993). Las muestras de roca más representativas de cada unidad y o ambiente de sedimentación fueron preparadas en cortes petrográficos de 30 micrones en el laboratorio de petrotomía de la FCEFyN de la UNSJ. Las mismas fueron analizadas bajo microscopio petrográfico Biotraza XP-607. La caracterización microfacial de las rocas de origen clástico, se realizó en base a los atlas de Mckenzie y Guilford, (2014), y Adams *et al.*, (1997) (Cuadro 2.4.1b). Para las rocas de origen volcaniclástico, (primarias o secundarias) se tomó como referencia los trabajos de White y Houghton, (2006) y Macphie *et al.*, (1993) (Cuadro 2.4.1c).

Para la determinación de cada una de las facies que se reconocieron en el depocentro Agua de los Pajaritos, se tomaron en consideración los siguientes parámetros: las litofacies que las integran, su granulometría, las superficies limitantes que se reconocen, la geometría de los cuerpos, la relación entre los cuerpos de roca y finalmente las características particulares de cada una de las facies, como por ejemplo la presencia de fósiles, el origen de las distintas litofacies (clástico o volcaniclástico) o el color (e.g., Allen, 1983; Miall, 1996; Nanson y Croke, 1992; Newell y Hatch, 1999; Limarino *et al.*, 2001; Ciccioli *et al.*, 2010; Melchor, 2004, 2007; Ciccioli y Marensi, 2012). En líneas generales y siguiendo el criterio de Newell y Hatch (1999) las facies se dividieron en cuatro grupos a saber: G, S, H y M.

Para el análisis e interpretación de las asociaciones de facies (AF) que conforman cada una de las cuatro formaciones del depocentro Agua de los Pajaritos, se tuvieron en cuenta parámetros particulares como son las facies presentes en cada una de las formaciones, su vinculación espacial tanto intra como interformacional y rasgos característicos de cada una de las facies que las componen. Así, para la Formación Agua de los Pajaritos se describieron dos asociaciones de facies (AF1 y AF2). Por encima, la Formación Monina se compone de tres asociaciones de facies (AF3, AF4 y AF5). La Formación Hilario, se compone de dos asociaciones de facies (AF6 y AF7). La Formación El Alcázar, está integrada por cuatro asociaciones de facies (AF8, AF9, AF10 y AF11).

Además, se caracterizó la AF 11 como una nueva unidad litoestratigráfica, ya que se diferencia en cuanto a la arquitectura depositacional y su vinculación con las demás asociaciones de facies presentes en el depocentro. Finalmente, teniendo en cuenta cada una de las asociaciones de facies, se realizó el posterior análisis paleoambiental de cada una de las formaciones del depocentro de Agua de los Pajaritos siguiendo la metodología propuesta por Miall (1978, 1996).

2.4.3 Fósiles

Una vez colectado, el material fósil fue preparado en el IMCN, UNSJ, según el tipo de fosilización. De esta manera, las impresiones-compresiones fueron limpiadas mecánicamente con cinceles, agujas y lápiz neumático en el laboratorio de preparación del Instituto y Museo de Ciencias Naturales de la FCEFYN. Debido a la naturaleza bentónica de la roca hospedante, no se utilizó ningún método químico para generar contraste entre la roca y el fósil ya que, por un lado, el contraste permitió la observación de los caracteres morfológicos propios de cada espécimen y, además, debido a la fragilidad de la roca hospedante. Estos materiales una vez limpios fueron fotografiados con cámara digital Nikon coolpix P510 y luz rasante, para poder ser ilustrados. Los dibujos se realizaron con el software *CorelDraw X8* sobre las propias fotografías.

De los ejemplares de troncos permineralizados se obtuvieron superficies pulidas de los tres planos de corte básicos usados en histología vegetal (Transversal, Longitudinal Radial y Longitudinal Tangencial), utilizando una sierra con cuchilla metálica de borde diamantado y pulidora con polvos abrasivos (*carborundum*: carburo de silicio) de tamaño de grano decreciente realizados en el laboratorio de petrotomía de la FCEFYN de la UNSJ, MLP UNLP y el laboratorio EXAMINA. Las superficies pulidas se examinaron con luz incidente por medio de la utilización de lupa binocular Olympus SZ30. Los mismos fueron también fotografiados con cámara digital Nikon coolpix P510 e ilustrados sobre las fotografías con el software *CorelDraw X8*. La histología en detalle se estudió mediante la realización de cortes delgados petrográficos, para lo cual se montaron rodajas de varios milímetros de espesor sobre portaobjetos, con un adhesivo firme, de tipo resina epoxi. Cada sección se pulió, hasta que un espesor tan delgado que por transparencia pudiera observarse bajo el microscopio óptico (entre 35 y 40 μm). Luego se la cubrió con resina epoxi y se colocó un cubre-objeto. Los cortes fueron estudiados con microscopio óptico Biotraza XP-607 y fotografiados con cámara digital Nikon coolpix P510. Con las fotografías y dibujos se confeccionaron láminas utilizando programas de *software*, *CorelPhotoPaint X8* y *CorelDraw X8*.

Además, se realizaron fotografías de los troncos carbonizados bajo microscopio electrónico de barrido (SEM) Microscopio Electrónico de Barrido (SEM-EDS), modelo EVO MA10W, original Carl Zeiss, con sistema de micro análisis por dispersión de energía de rayos X (EDS) marca Bruker, modelo Quantax 200 con detector analítico tipo SDD XFlash 6|30 ubicado en el Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería (UNSJ). Para la preparación, las muestras fueron metalizadas con oro-paladio (técnica de recubrimiento por pulverización) para poder obtener imágenes de la morfología superficial en ella, aplicando el detector de electrones secundarios (SE) y para obtención de la información sobre su contraste químico se aplicó el detector de electrones retrodispersados (HBSE).

Los materiales megascópicos y microscópicos fueron depositados en la colección de Paleobotánica del Museo de Ciencias Naturales de San Juan bajo las siglas PBSJ/ PBSJpm. Además de estos materiales, se revisaron fósiles recolectados en las mismas localidades y estudiados previamente por Ganuza *et al.* (1998), los que se encuentran depositados en la colección de Paleobotánica del Museo de Ciencias Naturales de La Plata bajo las siglas LPPB/ LPpm.

Para la descripción sistemática de las impresiones-compresiones se aplicaron los términos brindados por el diccionario de botánica de Font Quer (1982). Para el estudio de los troncos permineralizados (permineralizaciones) se empleó la terminología de los glosarios de anatomía de maderas (Boureau, 1956; Fahn, 1990; IAWA, 2004), el atlas de anatomía de maderas de Greguss (1955, 1968) y la clave para maderas mesozoicas de Philippe y Bamford (2008). La medida de los distintos elementos morfológicos y anatómicos se obtuvo en base a un registro de 30 mediciones. Para los materiales megascópicos, se utilizaron reglas y cintas métricas para medir sobre el fósil, o mediante reglillas de la lupa binocular. Para los cortes petrográficos, se utilizaron las reglillas del microscopio. Para el tratamiento nomenclatural se utilizó el “*International Code of Nomenclature for algae, fungi and plants* (Shenzhen Code; Turland *et al.*, 2018). Los criterios sistemáticos supragenéricos fueron tomados de Stewart y Rothwell (1993), Kenrick y Crane (1997), Smith *et al.* (2006), Anderson *et al.* (2007), Taylor *et al.* (2009) y Christenhusz *et al.* (2011).

2.4.4 Estudios Tafonómicos

Con la información relevada de los datos de campo (fotografías, colección de fósiles, tabla de datos tafonómicos, etc.) las tareas de gabinete incluyeron: 1) la determinación de los tipos de fosilización.

La misma se llevó a cabo según los criterios de Archangelsky (1962, 1970), Taylor y Taylor (1993) y Taylor *et al.* (2009), separando en: Impresiones, Impresiones-Compresiones, Moldes, Carbonizaciones, Permineralizaciones y Momificaciones. El agrupamiento de los diferentes restos paleoflorísticos, tomando en consideración los principales caracteres preservacionales, permitió definir diferentes estilos preservacionales, los que se asume, tuvieron una historia tafonómica similar, aunque diferentes respuestas preservacionales de acuerdo al material orgánico original (i.e., troncos, hojas, raíces). Esto llevó a la caracterización de trece estilos preservacionales que se realizó siguiendo los criterios de Behrensmeyer (1991), Colombi (2007), Colombi y Parrish (2008), Channing y Edward (2009), Taylor *et al.* (2009), Bodnar (2010) y Briggs y McMahon (2016).

Una vez establecidos los estilos preservacionales, se procedió a la caracterización y reconocimiento de las tafofacies. Estas se definen como un grupo de rocas que representan un determinado contexto sedimentario, caracterizadas por una combinación de estilos preservacionales, definidos en base a rasgos tafonómicos relevantes (Speyer y Brett, 1991). La determinación de las tafofacies proporciona un marco conceptual, que nos permite evaluar las características de cada subambiente, comparando los atributos tafonómicos de las facies de cada sitio, en un sistema depositacional determinado (Speyer y Brett, 1991). Se definieron once tafofacies distribuidas en dos formaciones para el depocentro Agua de los Pajaritos, siguiendo los criterios de Colombi (2007), Colombi y Parrish (2008) y Bodnar (2010). Para la Formación Monina se reconocieron tres tafofacies y ocho tafofacies para la Formación El Alcázar. La denominación de cada tafofacies es una combinación del estilo preservacional sumado a la facies donde se encuentra preservado ese resto, y una denominación numérica para su fácil visualización.

Por último, se procedió a ubicar cada una de las diferentes tafofacies en las columnas generales realizadas para el depocentro Agua de los Pajaritos en las formaciones Monina y El Alcázar. Cada una de las tafofacies, se asoció en la columna con la asociación de facies correspondiente, y en particular en la Formación El Alcázar, con los “miembros Tobas Varicolores y Tobas Rosadas”. Esto es debido a que existen variaciones paleoambientales a lo largo del depocentro las cuales han generado una historia tafonómica distinta.

Se procedió al análisis de las paleocomunidades presentes en los estratos fosilíferos de las formaciones Monina y El Alcázar. La definición de cada paleocomunidad se realizó tomando cada estrato fosilífero de manera independiente, teniendo en cuenta las características propias del depósito y las tafocenosis preservadas. La metodología aplicada para este análisis fue la sugerida

por Artabe *et al.* (2001): 1) la asignación sistemática del material hallado; 2) la determinación de los hábitos de vida de la flora preservada y 3) la abundancia relativa de los taxones en cada estrato fosilífero. Hay algunas dudas acerca de que el sesgo tafonómico afecte el registro de la diversidad de especies en una asociación fosilífera (Brown y Beard, 1990). Una de las estrategias utilizadas en esta contribución para evitar el sesgo tafonómico fue la de evaluar la diversidad específica en cada uno de los contextos sedimentológicos presentes en cada una de las formaciones del depocentro. De esta manera el sesgo tafonómico producto de los procesos sedimentarios y biológicos característicos de cada subambiente se reduce al ser evaluados forma conjunta (Beherensmeyer, 1991). Además, la riqueza específica fue estimada utilizando principalmente restos de hojas formadas por una materia prima en común (cutículas) lo cual reduce el sesgo tafonómico si se hubiesen evaluado restos cuya composición presentará gran variabilidad. Cabe destacar que se agregaron al análisis de riqueza específica, dos troncos permineralizados debido a que pesar de que el número de especies no es significativo en el análisis, los mismos se utilizan en las correlaciones con otras asociaciones paleoflorísticas (Beherensmeyer, 1991).

Por otra parte, el efecto del sesgo tafonómico producido a causa del observador en los estudios tafonómicos fue reportado por diferentes autores (*e.g.* Kidwell *et al.* 2001; Rothfus 2004). En este trabajo se tomó como premisa, el estudio realizado por Ritter *et al.* (2016). De acuerdo con estos autores, el efecto del operador puede ser atenuado utilizando variables cualitativas, distintas entre sí (*e.g.* presencia/ausencia) de los distintos atributos tafonómicos observados, como así también la utilización de un único observador

La clasificación de la vegetación se realizó desde un criterio fisionómico-estructural, con las restricciones que presenta el registro fósil. Además, se utilizaron como atributos, el espectro de las formas de vida presentes y las adaptaciones fenológicas de las plantas ya que éstas reflejan las respuestas adaptativas a condiciones ambientales. A partir de este análisis se pudieron definir dos paleocomunidades presentes en la Formación Monina y doce paleocomunidades para la Formación El Alcázar. Se evaluó las diferencias para cada paleocomunidad, en base a los elementos dominantes y el tipo fisionómico presente en de cada una.

Finalmente, se estimó la diversidad paleoflorística, utilizando la riqueza específica (número de especies) por estrato fosilífero, tomando en consideración solamente las impresiones compresiones de hojas y los troncos preservados. Además, se realizó la correlación bioestratigráfica con otras formaciones fosilíferas mediante un análisis de agrupamiento multivariado (UPGMA), utilizando el algoritmo de Ward (1963) y el índice de Dice, por medio del *software* PAST (versión 159 3.18

beta, Hammer *et al.* 2001). Para este análisis se armó una matriz de presencia/ausencia, con las formaciones en filas y los taxones en columnas. Los taxones elegidos para tal fin corresponden a impresiones-compresiones de hojas y/o hojas y tallos, no se tuvieron en cuenta troncos permineralizados y estructuras reproductivas, para así evitar la sobreestimación (Bodnar *et al.*, en prensa) Por último, tomando como evidencias la bibliografía escrita, en particular las dataciones radimétricas publicadas, las similitudes litológicas, sedimentarias y paleoambientales, junto con la riqueza específica de la paleoflora, contribuyó a establecer correlaciones entre los tres depocentros que integran el sector norte de Cuenca Cuyana, ubicado en la Provincia de San Juan.

Capítulo III

3. Estratigrafía de la sucesión triásica del depocentro Agua de los Pajaritos

3.1. Introducción

Los terrenos triásicos que afloran en la Cuenca Cuyana Norte fueron estudiados por diferentes autores. Las primeras contribuciones referidas al ordenamiento estratigráfico de estos depósitos se deben a Stappenbeck (1910), du Toit (1927), Frenguelli (1942), entre otros. Sin embargo, ninguno de los autores mencionados propuso un ordenamiento estratigráfico para las sedimentitas triásicas que afloran en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos. El primer esquema para la zona fue propuesto por Pozzo (1948), quien se refirió a los mismos como depósitos de Hilario y los ordenó de base a techo como: Trias Conglomerádico Basal, Trias Tobífero Arcilloso o Abigarrado y Trias Tobífero Arenoso. Groeber y Stipanovic (1953), proponen dos esquemas estratigráficos, uno para la zona de Barreal donde ordenan los depósitos de base a techo en: Estratos de Barreal, Estratos de Cortaderita y Estratos de Cepeda y el segundo esquema para la zona de Hilario, donde propusieron el siguiente esquema: Estratos del Agua de los Pajaritos, Estratos del Alcázar y Estratos de Hilario. Más adelante, Mésigos (1953) ubica a los afloramientos de Hilario y Barreal dentro del Grupo Sorocayense y Stipanovic (1969) le da el status de formación a las unidades de dicho grupo. Más adelante Stipanovic (1972 y 1979) utiliza el esquema propuesto, y correlaciona las formaciones del Grupo Sorocayense en la región de Hilario con las formaciones nominadas para la región de Barreal, y a estas con el Grupo Rincón Blanco y con Potrerillos. Baraldo y Guerstein (1984), realizan un relevamiento en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos y redefinen el esquema estratigráfico, nominando una nueva unidad estratigráfica a la que llamaron Formación Monina y, además, ubican a la Formación El Alcázar por encima de la Formación Hilario, por lo

que este esquema quedaría conformado de base a techo por las formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar.

3.2 Estado actual del conocimiento

Los depósitos triásicos estudiados en esta tesis, se encuentran ubicados en una de las cuencas más extensas y mejor conocidas de la Argentina, la Cuenca Cuyana (Figura 1.4.1.a), que junto con las cuencas Ischigualasto-Villa Unión; Marayes-El Carrizal; San Rafael; Paso Flores y El Tranquilo, forman parte de una serie de cuencas extensionales continentales desarrolladas en el margen oeste de Pangea durante el Mesozoico temprano (e.g. Uliana y Biddle, 1988; Ramos y Kay, 1991; López Gamundí, 1994; Spalletti, 1999 entre otros).

La Cuenca Cuyana tiene una extensión areal estimada en 60.000 km², está localizada entre la Precordillera y los bloques elevados de basamento cristalino de la Cordillera (Dellapé y Hegedus, 1995), con orientación principal NNO-SSE y N-S, e incluye las provincias de Mendoza, San Juan y San Luis. Tradicionalmente, se la ha subdividido en un sector Mendocino donde aflora el Grupo Uspallata (Stipanovic, 1979), un sector Sanjuanino, al cual haremos referencia más adelante, y los depósitos de las sub-cuencas de Beazley, Las Salinas y Mercedes, ubicados en la provincia de San Luis (Kokogián y Mansilla, 1989).

Durante la apertura de la cuenca, las cubetas primarias estaban desconectadas entre sí, por ello fueron rellenándose con depósitos continentales que muestran litologías disímiles en su base, incluyendo depósitos areno-conglomerádicos pardo verdosos, intercalados con limolitas tobáceas y arcillitas bentónicas para la base del Grupo Sorocayense, en contraposición con los depósitos basales del Grupo Uspallata (Formación Río Mendoza) caracterizados por conglomerados y aglomerados pardo-rojizos, de matriz arenosa e intercalado con areniscas conglomerádicas y tobas (Kokogián y Bogetti, 1986; Kokogián y Mansilla, 1989; Uliana *et al.* 1989; Lagarreta *et al.*, 1992). En la siguiente etapa de rift los rellenos son cada vez más similares los que, debido a su extensión, posibilitaron el desarrollo de secuencias litológicas similares. Es así que la mayoría de las columnas triásicas correspondientes a la Cuenca Cuyana, culminan con espesos conglomerados y areniscas de colores rojizos, precedidos por paquetes potentes de lutitas oscuras en general bituminosas de origen lacustre que en función de los que dijeron otros autores podrían estar asociados a las etapas de *postrift* (Stipanovic, 2001).

Por otra parte, si bien existe un consenso en cuanto a definir los diferentes depocentros de la Cuenca Cuyana como hemigrabenes asimétricos (Uliana y Biddle, 1988; López Gamundí, 1994;

Barredo y Ramos, 1997), no hay un total acuerdo en cuanto al carácter estructural de los mismos, ya que Ramos y Kay (1991) afirman que se trata de cuencas extensionales de retroarco, mientras que otros autores los consideran típicos ambientes de *rifting* continental (e.g. Kokogian y Bogetti, 1986; Uliana y Biddle, 1988; Kokogian y Mansilla, 1989; Uliana et. al. 1989; Legarreta *et al.*, 1992). En este trabajo se tomará en consideración el modelo de hemigraben asimétrico desarrollado en una cuenca de retroarco o “*back arc*”, con la presencia de un arco activo, como lo expresa Barredo (2004).

3.3. Elección del esquema estratigráfico

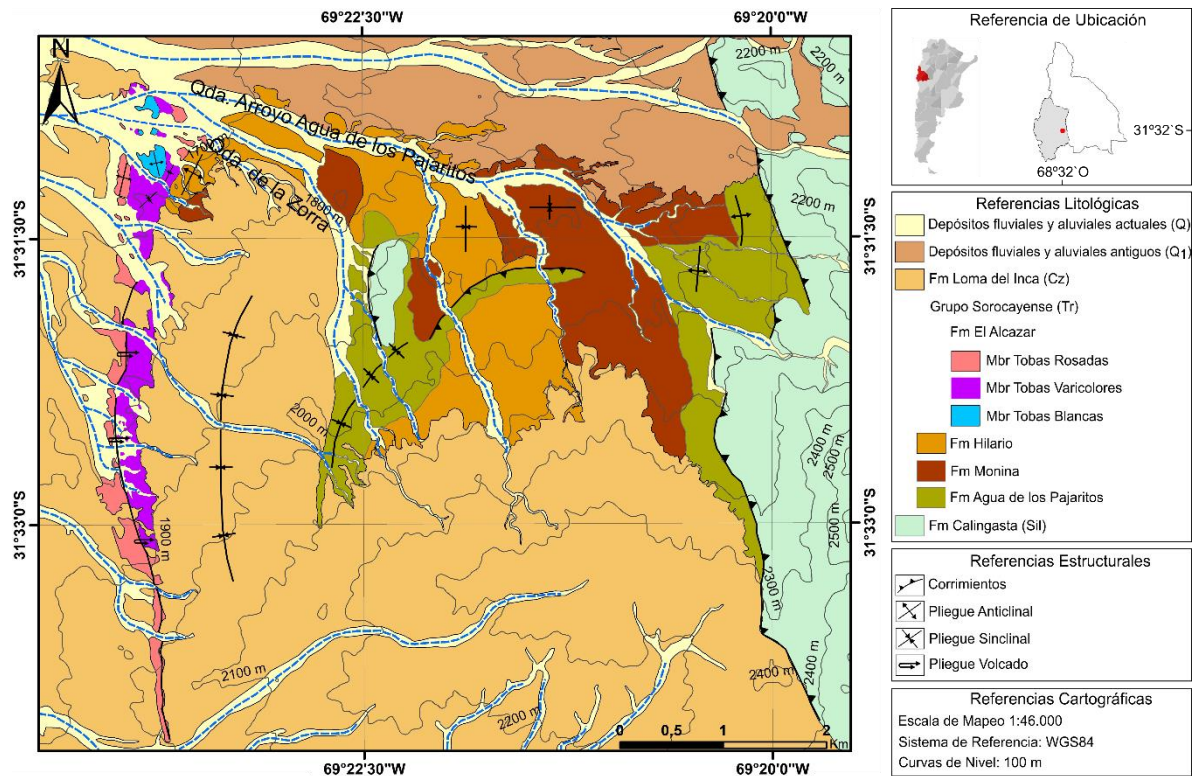
De acuerdo a la bibliografía citada anteriormente, en conjunto con trabajos más recientes (e.g. Spalletti, 2001; Barredo y Ramos, 2010; Barredo, 2012; Abarzúa 2016) y tomando en consideración las observaciones realizadas en numerosos viajes de campo a la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos, se adoptó para el desarrollo de este trabajo, el esquema que en principio fue propuesto por Baraldo y Guerstein (1984). El ordenamiento estratigráfico que se utilizó, difiere de las propuestas ampliamente aceptadas en la literatura geológica desarrolladas por Stipanovic (1972, 1979), Stipanovic y Zavattieri (2002) y Spalletti (1999, 2001) (Cuadro 3.3). Stipanovic y Zavattieri (2002) interpretaron que los niveles bituminosos atribuidos a la Formación Monina, en realidad formaban parte de la Formación Agua de los Pajaritos. Estos autores, se basaron en que la Formación Monina, había sido observada solo en la quebrada Agua de los Pajaritos, por lo que según ellos no presentaba alcance regional, como está estipulado en el Código Argentino de Estratigrafía y que, además, no estaba constituida por un espesor superior a los 20 metros de potencia.

Sin embargo, a lo largo de este estudio y en concordancia con Zamora *et al.* (2008), Barredo *et al.* (2016), Abarzúa (2016) entre otros, se pudo observar que la Formación Monina en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos presenta un espesor superior a los 100 metros y además fue observada en la quebrada de la Zorra, El Alcázar y Colón, con el mismo arreglo facial, pero con variaciones en cuanto a su espesor, siendo la misma completamente mapeable a escala 1:25000. En este sentido, y de acuerdo con Barredo *et al.* (2016) las variaciones en los espesores de la Formación Monina, se deben a la presencia de la asimetría que caracteriza el depocentro Agua de los Pajaritos, que pierde profundidad en sentido meridional y hacia el oeste, siguiendo el modelo de cuenca extensiva, limitada por fallas lítricas y bloques rotados (Zamora *et al.*, 2008; Barredo y Ramos, 2010; Barredo, 2012).

Por otra parte, a los niveles cuspidales de la Formación Monina, que corresponden a depósitos lacustres poco profundos, le siguen depósitos arcillo-arenosos, con intercalaciones de tobas de caída. Esta sección corresponde a la que Pozzo (1948) definió como *Trias tobífero Arcilloso o Abigarrado* y que luego Baraldo y Guerstein (1984) re-interpretaron como Formación Hilario. Sin embargo, esta propuesta no fue considerada en los trabajos de Spalletti (1999, 2001), ni de Stipanivic (2002, p. 197).

Por su parte, la Formación Hilario también es foco de abundantes discusiones, en cuanto a su posición estratigráfica, ya sea entre las formaciones Monina y El Alcázar o sobre el Alcázar culminando la depositación de la sucesión (Stipanivic *et al.*, 2002). De acuerdo a las observaciones realizadas y en concordancia con lo expuesto por Barredo *et al.* (2016) se pudo ver que, los autores que propusieron a la Formación Hilario como cuspidal del depocentro Agua de los Pajaritos (Stipanivic, 1972 y 1979; Spalletti, 2001), relevaron solamente los afloramientos en la entrada de la quebrada homónima. En este sector se encuentra la secuencia condensada, debido a que la tectónica compresiva terciaria, dominada por corrimientos de vergencia este-oeste, produjo el plegamiento diferencial de las secuencias triásicas truncando muchas de sus unidades y/o invirtiendo el orden estratigráfico. En algunos sectores del depocentro Agua de los Pajaritos, dio lugar a una leve inversión tectónica de las estructuras con la consiguiente extrusión del relleno triásico y posterior erosión diferencial (Barredo, 2004; Zamora *et al.*, 2008). Por lo que los espesores reales de cada una de las formaciones que están por debajo de la Formación El Alcázar y por encima de la Formación Agua de los Pajaritos no pudieron ser observados y no fueron tenidos en cuenta como unidades litoestratigráficas independientes. Hacia el este, la cubeta continúa y es ahí donde se pueden ver completos los afloramientos de las formaciones Monina e Hilario en contacto transicional por encima de la Formación Agua de los Pajaritos (Mapa 3.3.1). Por encima de la Formación Hilario, se encuentra una secuencia de colores abigarrados, gris y rosado que corresponden a la Formación El Alcázar. Los niveles de la Formación El Alcázar, son los depósitos más occidentales del depocentro. Estos se encuentran ampliamente desarrollados tanto hacia el norte, como hacia el sur, llegando a aflorar en la quebrada del Carrizal, en las cercanías de la localidad de Barreal. Estos depósitos fueron correlacionados con las formaciones Cortaderita en el depocentro Barreal y Casa de Piedra en el depocentro Rincón Blanco (Stipanivic, 2002 p., 123; Barredo, 2005). Habiendo hecho sucesivos viajes de campo a las quebradas Agua de los Pajaritos, El Alcázar y Colón, podemos concluir que el esquema estratigráfico que mejor se ajusta a la disposición de los afloramientos es el que propusieron en principio Baraldo y Guerstein (1984), ubicando en la base del depocentro a la Formación Agua de los Pajaritos, por encima la Formación

Monina, Formación Hilario y coronando la secuencia la Formación El Alcázar. Sin embargo, este esquema presenta algunos errores nomenclaturales, los que son tratados en el apartado siguiente.



Mapa 3.3.1. Mapa geológico de la región de Hilario en el que se muestran los afloramientos del Grupo Sorocayense con las diferentes formaciones que lo componen, sus relaciones de base y techo y los rasgos estructurales más importantes (modificado de Abarzúa, 2016).

3.3.1. Discusión nomenclatural

A partir de la revisión bibliográfica publicada hasta el momento, en lo que respecta a las formaciones que integran el Grupo Sorocayense en la región de Hilario, se pudo observar que algunos de los nombres formacionales, no estarían válidamente publicados según el Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992). Como se dijo en el párrafo anterior, el autor de esta contribución acuerda con el ordenamiento estratigráfico que en principio propusieron Baraldo y Guerstein (1984). Sin embargo, el trabajo donde definen su esquema estratigráfico fue publicado en el año 1984 y el Código Argentino de Estratigrafía se publicó en el año 1992. Por lo que, los errores cometidos en la nominación de algunas de las formaciones en el depocentro Agua de los Pajaritos fueron inevitables. Además, de nominar una nueva formación en el trabajo de 1984, los autores cambian de lugar estratigráfico una formación por otra. En particular, ubican la Formación Hilario por debajo de la Formación El Alcázar, cuando hasta el momento esto era utilizado al revés como lo había propuesto Stipanovic y Groeber (1953). Esto es debido a que Baraldo y Guerstein

(1984) relevaron de manera detallada la estructura del depocentro. Así, notaron que la posición de la Formación Hilario estaba invertida, lo que llevo a los autores a ubicarla en la posición que actualmente se toma como válida.

3.3.2. Posición de la Formación Hilario

La Formación Hilario fue definida por Stipanivic (1969), quién además en el mismo trabajo, formaliza a las formaciones Agua de los Pajaritos y El Alcázar. Esta formalización se hizo en base a las descripciones que Pozzo (1948) nombró como “*Trias Tobífero Arenoso*” ubicada dentro de la “*Serie Triásica de Hilario*” y que posteriormente Stipanivic y Mingramm (1952), nombran como “*Estratos de Hilario*” ubicándolos en la “*Serie de Hilario*”.

Baraldo y Guerstein (1984), comparan las descripciones de los depósitos propuestas por Pozzo (1948) y Stipanivic y Mingramm (1952), dejando claro que las mismas concuerdan con su interpretación de los depósitos triásicos. Sin embargo, al haber hecho un relevamiento completo de la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos, en cuanto a estructura del depocentro, sedimentología de las unidades relevadas e incluso material fosilífero que portaban algunas de las unidades, discuten el ordenamiento de la Formación Hilario con respecto a las formaciones supra e infrayacentes. Estos autores afirman que, la posición estratigráfica de la Formación Hilario, estaría ubicada por encima de la Formación Monina y por debajo de la Formación El Alcázar. De acuerdo con ellos “...los autores anteriores no repararon en la inversión estratigráfica de los estratos en el extremo occidental de la quebrada del Agua de los Pajaritos, lo que hace suponer que ese es el motivo por el cual existe una diferencia de criterios en la confección del esquema estratigráfico...”.

Además, si bien Baraldo y Guerstein (1984) cambian el orden estratigráfico de la Formación Hilario, no hacen una nueva descripción de la formación, por lo que se concluye que el nombre es legítimo, está válidamente publicado y se acuerda con la posición estratigráfica de la Formación Hilario, por encima de la Formación Monina y por debajo de la Formación El Alcázar.

Luego de haber prospectado la zona, y relevar la columna estratigráfica en la quebrada Agua de los Pajaritos, se concuerda con lo planteado por Baraldo y Guerstein (1984), Barredo *et al.* (2016) y Abarzúa (2016). Por lo que el esquema estratigráfico en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos de base a techo, quedaría conformado por las formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar.

3.3.3. La Formación El Alcázar. “Miembros”

La Formación El Alcázar fue bautizada por Pozzo (1948) bajo el nombre de “*Trias Arcillosos o Abigarrado*”, luego, Groeber y Stipanovic (1953) siguiendo el criterio de Stipanovic y Mingramm (1952), designan este conjunto bajo el nombre de “*Estratos del Alcázar*”, ubicándolo en la “*Serie de Hilario*”. Más adelante, Stipanovic (1972) transfiere los depósitos al estatus de formación. Baraldo y Guerstein (1984), acuerdan con esta mención, sin embargo, dividen los depósitos de la Formación El Alcázar en cuatro miembros, sin poner en duda las descripciones publicadas en contribuciones anteriores. Estos autores dividen a la Formación El Alcázar en cuatro miembros, que de base a techo son: “Miembro Chonítico”, “Miembro Tobas Blancas”, “Miembro Tobas Varicolores” y “Miembro Tobas Rosadas”. Las características litológicas de cada miembro se brindan en sus análisis respectivos.

A partir de la publicación del trabajo de Baraldo y Guerstein (1984), se ha utilizado este esquema de ordenamiento estratigráfico interno de la Formación El Alcázar en repetidas contribuciones Zamora *et al.* (2008), Barredo (2012), Abarzúa (2016), Drovandi *et al.* (2016) entre otros.

Sin embargo, luego de revisar la bibliografía publicada y de varios viajes de campo a la zona de estudio, se pudo comprobar que existen algunos inconvenientes estratigráficos con respecto a los miembros definidos por Baraldo y Guerstein (1984) e inconsistencias nomenclaturales.

En primer lugar, los nombres de los miembros de la Formación El Alcázar, no respetan el artículo 34.4. “**Nombres de Miembros:** Consisten en un topónimo precedido por el término *Miembro* (abrev. Mb.); cuando convenga ser explícito se intercalará una designación litológica simple. (p ej. *Miembro La Peña* o *Miembro Conglomerado La Peña*, Frenguelli 1944)”.

Sin embargo, hay que tener en consideración que esta subdivisión de la Formación El Alcázar se realizó antes del año 1992, por lo que el Código Argentino de Estratigrafía (CAE, 1992) contempla la validez de ciertos nombres publicados antes del año 1992 (Art. 22, CAE). No obstante, dentro del mismo artículo, se hace la aclaración de qué tipo de nombres pueden o no ser utilizados como válidos bajo estas circunstancias. En este caso los nombres de los miembros de la Formación El Alcázar propuestos por Baraldo y Guerstein (1984), si bien están válidamente publicados, no serían nombres legítimos. Esta inhabilitación se refleja en el artículo 22.2 sección iii) “los basados en la litología que no incluyen topónimos (p. ej. *Horizonte Calcáreo Dolomítico*, Bonarelli, 1913).”

En segundo lugar, en base a observaciones realizadas se pudo comprobar que los depósitos a los que Baraldo y Guerstein (1984) denominaron “Miembro Chonítico”, no corresponderían a un miembro más de la Formación El Alcázar. Estos depósitos se encuentran aflorando únicamente en la parte oriental de la quebrada de la Zorra. Además de estar confinados a esta zona, presentan un arreglo facial similar a las pelitas bituminosas de los niveles superiores de la Formación Monina (Figura 3.3.3).

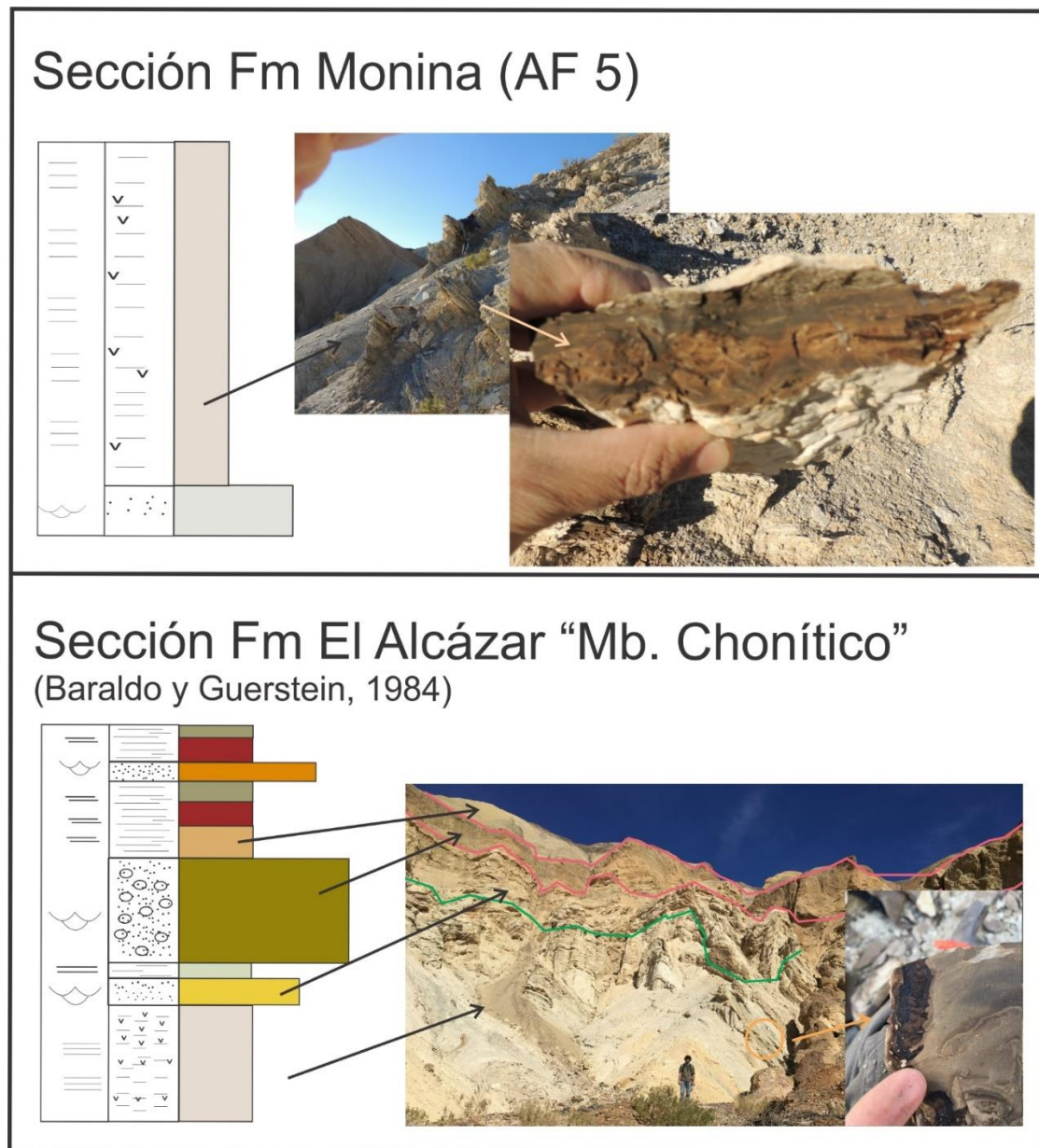


Figura 3.3.3. Comparación entre las facies observadas en los niveles superiores de la Formación Monina (arriba) y las facies del “Miembro Chonítico” en la Formación El Alcázar (abajo) (Baraldo y Guerstein, 1984).

Sumado a lo anterior, por encima y en franco contacto transicional, afloran los bancos arenosos de color bayo correspondientes a la Formación Hilario, sobre la que se depositó un potente banco

conglomerádico de unos 2 metros de espesor, perteneciente al techo de la Formación Hilario. Este se continúa por todo el afloramiento en forma de areniscas gujarrosas y marca el límite entre las formaciones Hilario y El Alcázar. Sin embargo, en esta zona lo hace en contacto con el “Miembro Tobas Varicolores” ya que el “Miembro Tobas Blancas” no aflora en este lugar de la quebrada. (Mapa 3.3.1).

3.3.4 Aclaraciones estratigráficas y consideraciones finales

A partir de lo expuesto en los apartados anteriores y teniendo en consideración las problemáticas nomenclaturales que hasta el día de hoy existen con respecto a los depósitos triásicos que afloran en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos, se han tomado ciertos recaudos.

En primer lugar, la Formación Monina es considerada como una unidad litoestratigráfica válida en el sentido de Baraldo y Guerstein (1984). Sin embargo, la base de la Formación Monina, de acuerdo con los autores anteriormente citados, se inicia con un conglomerado de color rojizo, que no fue observado por autores anteriores a esta contribución (Barredo *et al.*, 2016) ni en este trabajo. Por lo que para el inicio de la Formación Monina se toman como referencia los primeros bancos de pelitas y arenas finas interpretados como depósitos de ambiente lacustre marginal. Debido a esto se considera que la Formación Monina está ubicada por encima y en contacto transicional con la Formación Agua de los Pajaritos y por debajo de la Formación Hilario, coincidiendo con lo mencionado por autores anteriores (Baraldo y Guerstein, 1984; Zamora *et al.*, 2008; Barredo 2012; Abarzúa, 2016; Drovandi *et al.*, 2016) (Cuadro 3.3).

En lo que respecta a la validez de la Formación Hilario, como se expuso anteriormente, ésta no estaría en conflicto bajo ningún punto de vista. No hay una nueva definición de los depósitos que corresponden a esta formación, más allá de la posición que ocupe en la columna estratigráfica, por lo que su uso no estaría en conflicto. En este sentido, y estando de acuerdo con lo expuesto por Baraldo y Guerstein (1984), en principio, y utilizado luego por varios autores (Bonati *et al.*, 2008; Zamora *et al.*, 2008; Barredo y Ramos 2010; Barredo, 2012; Barredo *et al.*, 2016; Abarzúa, 2016) se toma como válida la posición estratigráfica de la Formación Hilario expuesta anteriormente.

En cuanto a la problemática expuesta para los “miembros” en la Formación El Alcázar, si bien los nombres propuestos por Baraldo y Guerstein (1984) no se ajustan bajo ningún punto de vista a las normas propuestas por el CAE (1992), se utilizó la misma nomenclatura ya que este trabajo no representa una publicación válida en donde puedan proponerse nombres legítimos para los miembros de la Formación El Alcázar. Sin embargo, a diferencia del esquema original, no se

consideró el “Miembro Chonítico”, ya que el mismo, según las relaciones de campo observadas no representaría una sección dentro de la Formación El Alcázar. En cambio, debido al arreglo litofacial, esta sección podía formar parte de los depósitos que corresponden a la parte más alta de la Formación Monina (Cuadro 3.3).

Autores	Pozzo (1948)	Mésigos; Stipanicić y Bonnetti (1953)	Stipanicić (1972; 1979 y 1983)	Baraldo y Guerstein (1984)	Spalletti (1999; 2001a)	Barredo (2012)	Barredo et al. (2016)	Esta contribución	
								Formación El Alcázar	
Neotriásico	Triás Tobífero Arenoso	Estratos de Hilario	Formación Hilario	Mb Tobas Rosadas Mb Tobas Varicolores	Formación Hilario	Formación Cepeda	Formación El Alcázar	Mb Tobas Rosadas	Formación El Alcázar
	Triás Arcilloso o Abigarrado	Estratos de El Alcázar	Formación El Alcázar	Mb Tobas Blancas	Formación El Alcázar (superior)	Formación El Alcázar	Formación Hilario	Mb Tobas Varicolores	
				Mb Chonítico	Formación Hilario	Formación Hilario	Formación Monina	Mb Tobas Blancas	
	Triás Basal o Conglomerádico	Estratos de Agua de los Pajaritos	Formación Monina	Formación El Alcázar (inferior)		Formación Monina	Formación Monina	Formación Monina	Formación Hilario
Mesotriásico			Formación Agua de los Pajaritos	Formación Agua de los Pajaritos	Formación Agua de los Pajaritos	Formación Agua de los Pajaritos	Formación Agua de los Pajaritos	Formación Agua de los Pajaritos	Formación Agua de los Pajaritos

Cuadro 3.3. Cuadro de propuestas estratigráficas de los diferentes autores que han trabajado en los afloramientos triásicos de la quebrada Agua de los Pajaritos.

Capítulo IV

4. Análisis sedimentológico del depocentro Agua de los Pajaritos

Introducción

En este capítulo, se abordará el análisis sedimentológico de las cuatro formaciones que integran el depocentro Agua de los Pajaritos. A partir de la realización de dos columnas estratigráficas, una en la quebrada de Agua de los Pajaritos y otra en la quebrada de la Zorra, se pudieron identificar las distintas litofacies que integran cada una de las formaciones. Una vez descriptas las litofacies se procedió a agruparlas en facies, con el fin de precisar el sub-ambiente de depositación. Además, se realizaron cortes petrográficos para caracterizar la mineralogía de algunas de las litofacies más representativas. Por último, teniendo en consideración las relaciones de las diferentes facies analizadas, se agruparon en asociaciones de facies, discriminadas para cada una de las formaciones que integran el depocentro y así se infirió el ambiente depositacional. Finalmente, la sucesión de ambientes sedimentarios, permitió describir la evolución paleoambiental del depocentro Agua de los Pajaritos.

Análisis litofacial de los depósitos del depocentro de Agua de los Pajaritos

4.1 Litofacies

A lo largo de todo el depocentro Agua de los Pajaritos se reconocieron tres grupos litofaciales: litofacies psefíticas, psamíticas y pelíticas, por lo observado y los trabajos realizados anteriormente en el depocentro (*e.g.*, Mésigos, 1953; Stipanovic, 1969, 1972; Baraldo y Guerstein, 1984; Barredo y Ramos, 2010; Abarzúa, 2016 entre otros autores). Las litofacies psefíticas se caracterizan por ser cuerpos espesos que van desde los 5m a los 15m de potencia y se encuentran asociados a litofacies psamíticas. Las litofacies psamíticas, son características de todo el depocentro y se encuentran muy bien representadas en las cuatro formaciones. Éstas tienen espesores variables que van desde 80cm a 10m de potencia y están asociadas a litofacies psefíticas y también es muy común que se encuentren en estrecha relación con litofacies pelíticas. Las litofacies pelíticas, tienen espesores que van desde 50cm a 9m de potencia, y también están presentes en las cuatro formaciones del depocentro, pero con distinto grado de desarrollo y composición en cada una de ellas.

4.1.2. Descripción de litofacies

4.1. 2.a. Litofacies psefíticas

Las litofacies psefíticas (Cuadro 1 y Figura 4.1.2.a) se caracterizan por presentar una amplia gama granulométrica, desde muy gruesa a sabulítica. Asimismo, sus clastos tienen diferente composición, desde granos monominerales de cuarzo, a clastos sedimentarios que en su mayoría son provenientes de depósitos infrayacentes del Paleozoico Superior. El tamaño de los clastos va de 4 cm a 30 cm, en promedio 10 cm, mientras que el tamaño máximo de los clastos es de 50 centímetros. Estos depósitos presentan distinto grado de selección y morfología de clastos, desde angulosos a muy redondeados. Dentro de estas litofacies se han podido definir: brechas (Btm), tres tipos de conglomerados de acuerdo a la estructura interna de los cuerpos (Gcm, Gci y Gch) y sabulitas (S(G)t) (Cuadro 1 y Figura 4.1. 2.a.).

Litofacies	Textura 2 - <20 mm	Estructura y Geometría	Proceso
Btm	Brecha matriz-soportada.	Clastos con bordes angulares. Estructura entrecruzada en artesa. Cuerpos lenticulares de hasta 15 metros de espesor.	Depósitos gravitacionales de flujos densos.
Gcm	Conglomerado clasto-soportado.	Clastos redondeados Polimítico. Estructura masiva. Cuerpos lenticulares con espesores que van desde los 2 a los 6 metros de potencia.	Flujos fluidos. Depósitos residuales de fondo de canal.
Gci	Conglomerado clasto-soportado.	Cuerpos con imbricación de clastos. Geometría lenticular. Espesor aproximado de 5 metros.	Flujos fluidos. Depósitos residuales de fondo de canal.
Gch	Conglomerado clasto-soportado.	Estratificación horizontal. Cuerpos de geometría lenticular. Espesores que van desde los 3 a los 5 metros de potencia.	Flujos fluidos. Migración de estructuras longitudinales.
S(G)t	Arenisca conglomerádica.	Estratificación entrecruzada en artesa. Cuerpo de geometría lenticular. Espesor hasta que van desde 2 a los 5 metros de potencia.	Flujo fluido. Relleno de canales menores.

Cuadro 1. Litofacies psefíticas reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

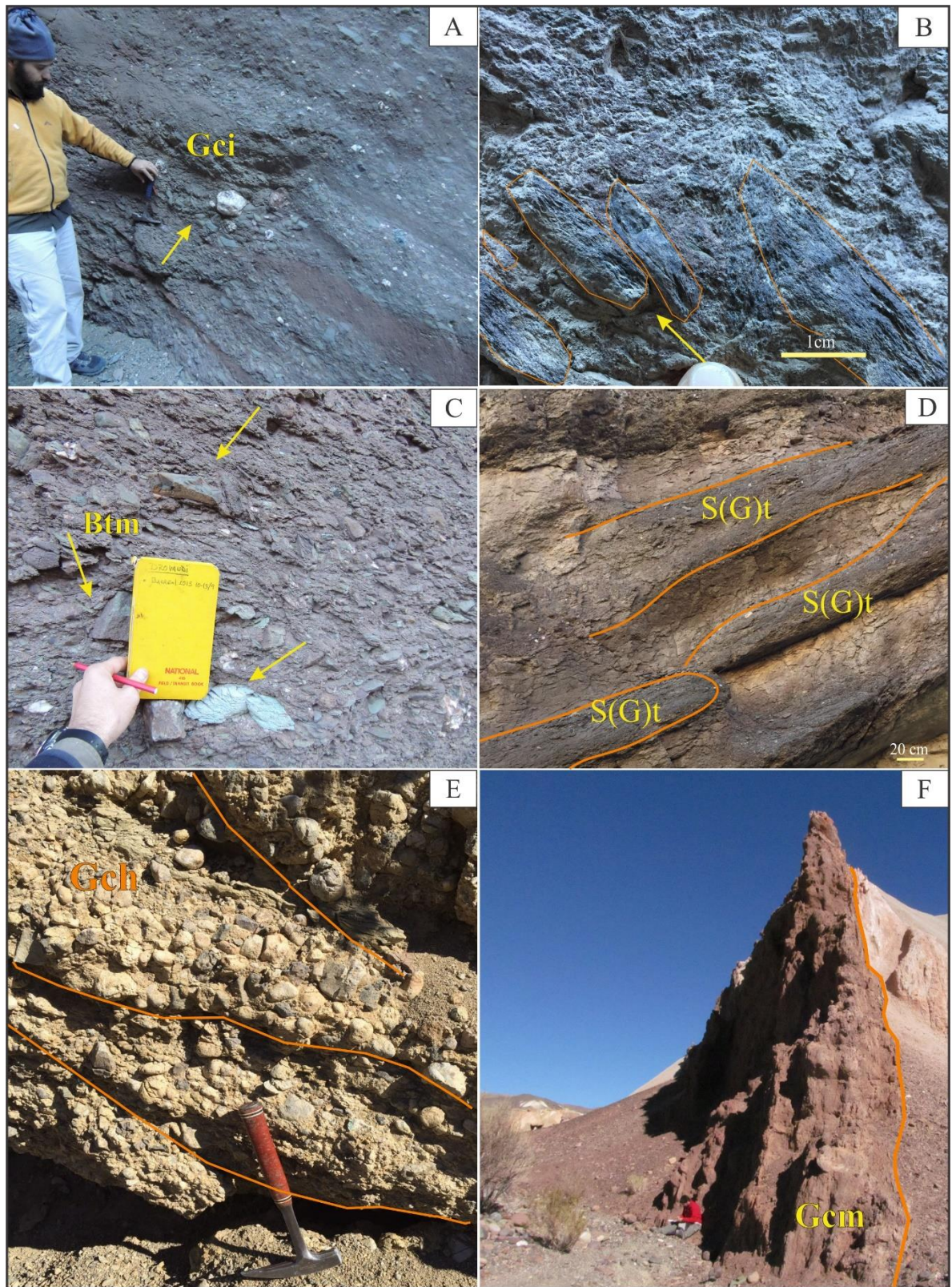


Figura 4.1. 2.a. Imágenes de las litofacies psefíticas del depocentro Agua de los Pajaritos. A. Vista general de la litofacies Gci mostrando los clastos monominerales de cuarzo (flecha amarilla). B. Detalle de la litofacies Gci, mostrando la imbricación de los clastos sedimentarios. C. Litofacies Btm, mostrando los clastos angulosos (flechas

amarillas). D. Litofacies S(G)t, mostrando la geometría de los cuerpos. E. Detalle de la litofacies Gch. F. Litofacies Gch, mostrando la geometría lenticular. Escala: A y F 1.8 m. C. 20 cm. E. 40 cm. B y D escala gráfica.

4.1.2.b. Litofacies psamíticas

En sentido granulométrico decreciente, las litofacies psamíticas (Cuadro 2 y Figura 4.1.2.b) se presentan como arenas gruesas, asociadas a litofacies conglomerádicas. Sin embargo, los depósitos más abundantes se circunscriben a arenas medias y finas. Las litofacies psamíticas tienen espesores que varían desde 0.5 m a 4 metros. La geometría de los cuerpos es lentiforme a tabular, con estructuras entrecruzada en artesas, laminación ondulítica, estratificación horizontal y en algunos casos masivos.

La caracterización de las litofacies psamíticas se complementó con el análisis microfacial de las diferentes litofacies detalladas en el Cuadro 2 (Figura 4.1.2.b.1). A partir de los análisis, tanto macroscópicos como microscópicos, se pudieron discriminar dos grupos litofacieales; aquellas en las que dominan los clastos líticos (St, Sla Sh y Sm) y aquellas en las que dominan los clastos volcánicos (Tt(P), Tl(P), Tt(S) y Tmq(S).

A partir del análisis microscópico, se observó que dentro de cada uno de los grupos litofaciales reconocidos (litofacies volcanoclásticas y litofacies líticas), no presentan variabilidad microfacial significativa entre ellas. Las litofacies volcanoclásticas se caracterizan por tener clastos vítreos (pómez o trizas volcánicas) de cuarzo monocristalino y/o policristalino, plagioclasa con macla tipo Carlsbad, presencia del par esmectita-illita, litoclastos de muscovita y en un solo tipo microfacial (Tt(S) se observó cemento ceolítico compuesto por el par Heulandita-Clinoptilolita. Las litofacies líticas, muestran clastos de cuarzo monocristalino, con bordes de disolución, plagioclasa con macla tipo Carlsbad o ley de la albita y líticos sedimentarios pelíticos (Cuadro 2, Figura 4.1.2.b).

Litofacies	Textura 0.05-2 mm	Estructura y Geometría	Microfacies	Proceso
St	Arenisca	Estratificación entrecruzada en artesa. Cuerpos de geometría lentiforme o tabular. Los espesores varían entre 0,5 a 4 metros de potencia	Cuarzo monocristalino, con bordes de disolución engolfados. Calcedonia, muscovita. plagioclasa con macla tipo Carlsbad y ley de la albita. Cemento carbonático. Matriz con cristales de carbonato y cuarzo monocristalino de grano fino. Líticos sedimentarios, pelíticos	Formas de lecho de crestas sinuosas o barras transversales que conforman canales areniscosos con migración lateral.
Sla	Arenisca	Laminación ondulítica con ondulitas asimétricas de bajo ángulo. Cuerpo de geometría tabular. Espesores que van desde 1 a 4 metros de potencia	Cuarzo monocristalino, con bordes de disolución engolfados. Calcedonia, muscovita. plagioclasa con macla tipo Carlsbad y ley de la albita. Cemento carbonático. Matriz con cristales de carbonato y cuarzo monocristalino de grano fino. Líticos sedimentarios, pelíticos.	Migración de ondulitas de corriente de bajo régimen de flujo

Sh	Arenisca	Estratificación horizontal. Cuerpos de geometría tabular. Espesores que varían desde los 0,2 a 4 metros de potencia.		Flujo fluido, lecho plano
Sm	Arenisca	Masivas. Cuerpos de geometría lenticular. Espesores van desde los 0,2 a 4 metros de potencia.		Deposición en masa
Tt(P)	Toba Primaria	De color blanco. Estructura entrecruzada en artesa. Cuerpos tabulares. Espesores que van desde 1 a los 4 metros de potencia	Cemento de cuarzo microcristalino intercalado con esmectita-illita. Clastos de cuarzo monocristalino, plagioclasas con maclas polisintética, y subordinado, cuarzo policristalino. Litoclastos de muscovita y vitroclastos tipo trizas que a nicoles cruzados extinguen isótopos	Depósitos piroclásticos primarios formados por corrientes de densidad piroclástica.
Tl(P)	Toba Primaria	De coloraciones blanco a amarillo ocre. Laminación horizontal. Cuerpos tabulares con la base levemente cóncava. Espesores entre 1 a 3 metros de potencia.	Cristaloclastos de cuarzo policristalino, líticos volcánicos básicos con textura Lapworth, y en menor medida, cristales de cuarzo monocristalino internamente disueltos y con bordes difusos. Cristales de muscovita, cemento tipo chert y algunos cristales de plagioclasa (con macla tipo ley de la albita).	Depósitos piroclásticos generados por flujos piroclásticos.
Tt(S)	Toba Secundaria	De coloración rosada. Estructura entrecruzada en artesa. Cuerpos tabulares. Espesores que van desde 1 a 5 metros de potencia	Vitroclastos (trizas recrystalizadas), con dos tipos de cemento, en el borde externo se ve un rim formado por cemento arcilloso de clorita, y hacia el centro, rellenando el espacio intraclasto, cemento ceolítico del par Heulandita-Clinoptilolita, lo que daría la coloración rosada a los depósitos.	Depósitos piroclástico secundarios re TRABAJADOS por flujos fluviales canalizados
Tmq(S)	Toba silicificada	De coloración amarillo ocre. Masivas. Cuerpos tabulares. Espesores entre 0,3 a 1 metro de potencia.	Muy homogéneo, cemento formado por cuarzo microcristalino, mostrando los típicos bordes irregulares entre los granos de cuarzo, en su mayoría aparece intercalado o formando parte del cemento junto con arcillas (esmectita-illita). En menor medida se ven cristales de cuarzo policristalino, monocristalino y plagioclasa con macla polisintética	Depósitos piroclásticos generados por caída de material.

Cuadro 2. Litofacies psamíticas reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

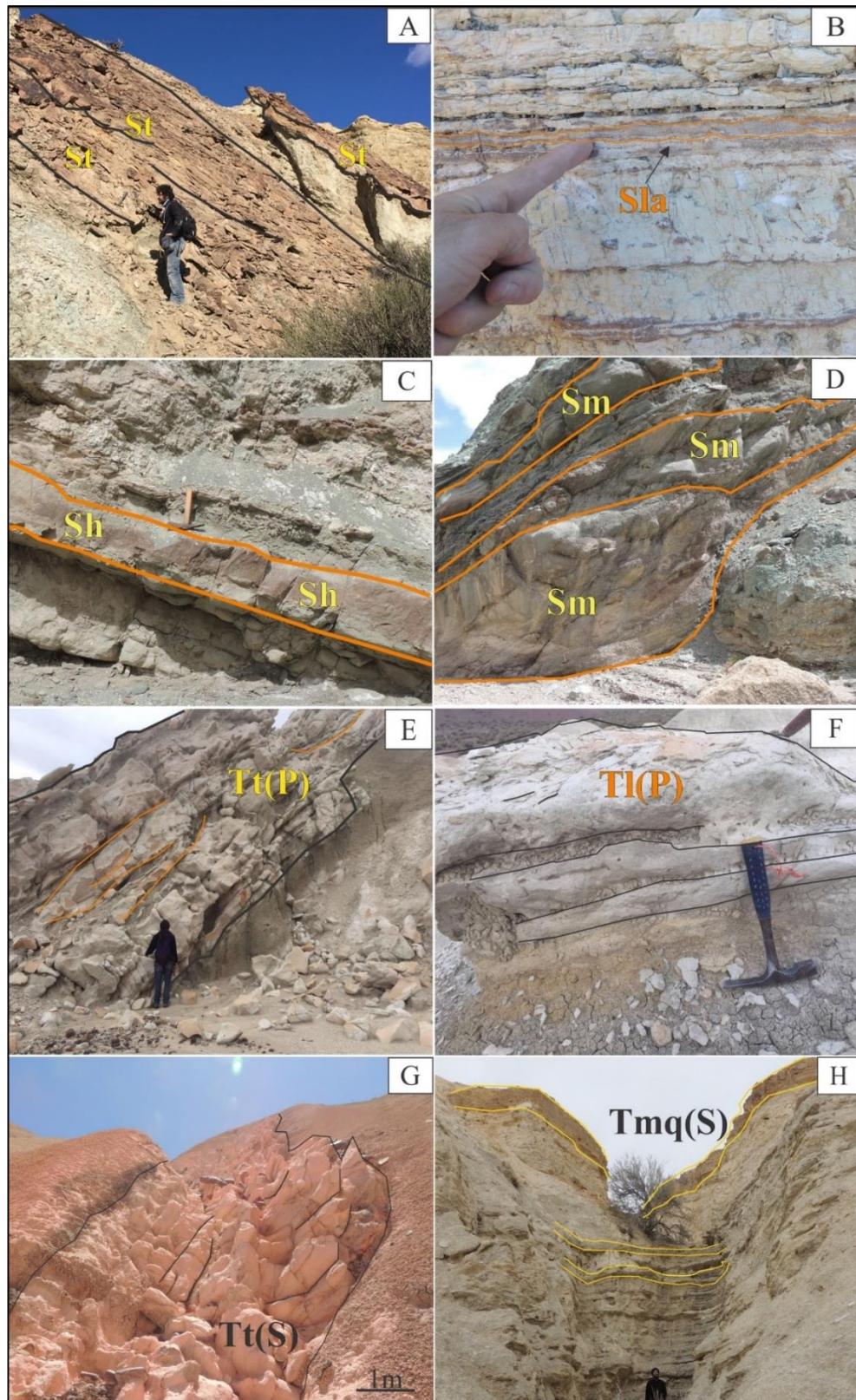


Figura 4.1.2.b. Imágenes de las litofacies psamíticas del depocentro Agua de los Pajaritos A. Vista general de a litofacies St. B Vista general de la litofacies Sla (flecha negra). C Vista general de la litofacies Sh. D. Vista general de la litofacies Sm. E Vista general de la litofacies Tt(P). F. Vista general de la litofacies Tl(P). G Vista general de la litofacies Tt(S). H Vista general de la litofacies Tmq(S). Escala: en cada imagen.

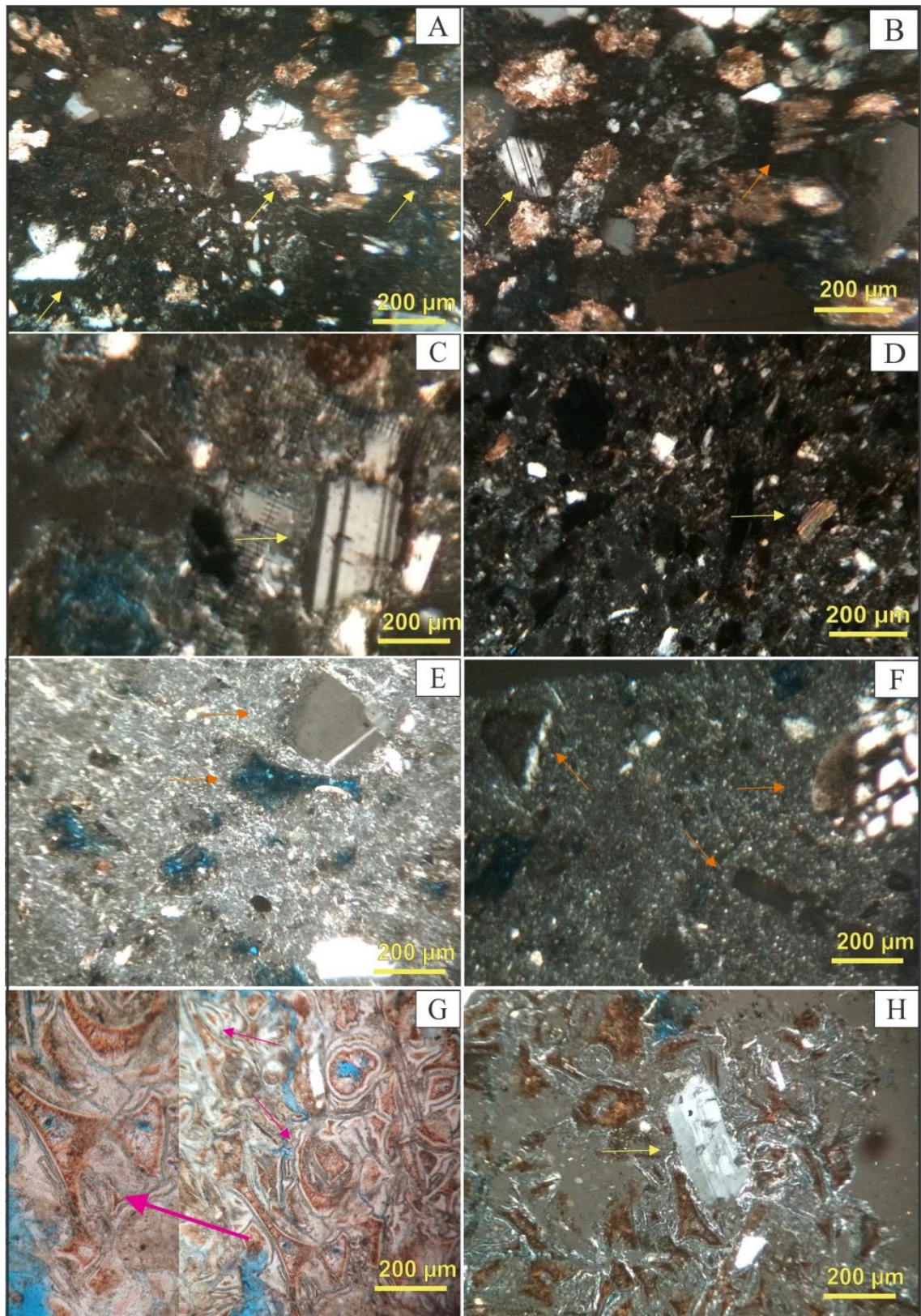


Figura 4.1.2. b.1. A y B. Microfacies St. A. Cuarzo monocristalino con bordes de disolución engolfados (flechas amarillas). B. Plagioclasa con macla tipo Carlsbad (flecha amarilla); Líticos sedimentarios, pelíticos (flecha naranja).

C y D. Microfacies Sla. C. Plagioclasa con macla tipo Carlsbad (flecha amarilla). D. Lítico sedimentario (flecha amarilla). E. Microfacies Tt (P) Clastos de cuarzo monocristalino y vitroclastos tipo trizas (flechas naranjas). F. Microfacies Tl(P). Cristaloclastos de cuarzo policristalino (flecha naranja). G. Microfacies Tt(S). Vitroclastos con cemento ceolítico interno del par Heulandita-Clinoptilolita. H. Microfaies Tmq(S). Plagioclasa con macla polisintética (flecha amarilla). Escala en cada imagen.

4.1.2.c. Litofacies pelíticas

Las facies pelíticas, presentan gran abundancia en las distintas formaciones que integran el depocentro Agua de los Pajaritos. Se las encuentra aisladas, o formando sucesiones heterolíticas psamo-pelíticas. Se caracterizan por presentar espesores que varían entre 0,1 a 4 metros. Generalmente son cuerpos de geometría tabular, de estructura masiva, laminar o laminación ondulítica. El análisis tanto macro como microfacial de las litofacies pelíticas permitió discriminar dos grandes grupos, al igual que las litofacies psamíticas. Se separaron aquellas litofacies compuestas por clastos de origen lítico (Fm, Fl, Fsm y Frs) de aquellas que presentan clastos de origen volcaniclástico (Fm(E), FTm(P) y FTm(S)) (Cuadro 3 Figura 4.1.2.c). A partir del análisis microscópico de las diferentes litofacies pelíticas se pudo ver una variación entre ambos grupos (líticas y volcaniclásticas). Las litofacies líticas presentan cemento carbonático, acompañado de cemento ceolítico (illita-esmectita), clastos de micas, cuarzo monocristalino, con bordes engolfados y cristales de plagioclasa. Las litofacies de origen volcaniclástico se caracterizan por vitroclastos (trizas y fragmentos pumíceos) cuarzo policristalino, cristales de plagioclasa con macla polisintética y muchos cristales presentan bordes engolfados por disolución. Una de las litofacies características es la Fm (E), la cual se asocia a la presencia de paleosuelos, al microscopio se separa de las anteriores ya que presenta, vitroclastos muy corroidos, donde la disolución llega hasta el centro. Se observa la presencia de halos de raíces de gran tamaño cortando la estructura sedimentaria y es común ver la típica estructura en cruceta que muestran las arcillas (Cuadro 3; Figuras 4.1.2.c y 4.1.2.c.1). Se pudieron diferenciar las litofacies tipo clásticas de las volcaniclásticas. Sin embargo, en contraposición a lo que sucede con las litofacies psamíticas, sus características microfaciales varían entre una y otra litofacies, desde la composición de los clastos hasta la cantidad de materia orgánica presente en cada una de ellas.

Litofacies	Textura 0,02- >0,001	Estructura y Geometría	Microfacies	Proceso
Fm	Limolita/Ar cillita	Masivos. Cuerpos tabulares. Espesores que van desde 0,2 a 2 metros de potencia.	Muestra muy homogénea, con presencia de cemento carbonático, acompañados por cemento de illita-esmectita en parches. Se observó la formación de nódulos de sphenosiderita con formación de cuarzo autógeno	Depósitos de decantación.
Fl	Limolita/Ar cillita	Laminación horizontal. Cuerpos de geometría tabular. Espesores que varían entre 0,2 a 4 metros de potencia.	Cuarzo monocristalino, con bordes engolfados. Materia orgánica. Estructura bandeada. El bandeo más oscuro, está compuesto por microcristales de cuarzo y plagioclasa (Chert).	Flujos fluidos de baja energía.
Fm(E)	Paleosuelo.	Masivo. En algunos casos con desarrollo de horizontes pedogénicos, raíces, halos de raíces, superficies de deslizamiento y/o cutanes de arcilla. Cuerpos tabulares algunos de gran extensión areal. Espesores que van desde 1 a 3 metros de potencia.	Cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa. La mayoría de los vitroclastos presentan poca evidencia de disolución, solo restringida a los bordes, los cristaloclastos de plagioclasa denotan maclado evidente. El cemento está alterado a arcillas. Es notable la presencia de raíces de gran tamaño (600µm) y además se puede observar que están rellenas con cemento silíceo. Estructura en cruceta.	Pedogénesis
Fsm	Limolita.	Masivo. Cuerpos tabulares. Espesores entre 0,3 a 1 metro de potencia.	Muy homogéneo, cemento formado por cuarzo microcristalino, mostrando los típicos bordes irregulares entre los granos de cuarzo, en su mayoría aparece intercalado o formando parte del cemento junto con arcillas (esmectita-illita). En menor medida se ven cristales de cuarzo policristalino, monocristalino y plagioclasa con macla polisintética	Depósitos vinculados a la decantación de material arcilloso transportado en suspensión por corrientes acuosas diluidas
Frs	Limolita/Ar cillita	Laminación ondulítica. Cuerpos de geometría tabular. Espesores que varían entre 0,2 a 1 metro de potencia.	Cuarzo monocristalino, con bordes engolfados. Materia orgánica. Litoclastos de mica (muscovita). Estructura bandeada. El bandeo más oscuro, está compuesto por microcristales de cuarzo y plagioclasa (Chert).	Depósitos de corrientes en fase de óndula, con condiciones someras y exposición subaérea.
FTm(P)	Ceniza primaria	De coloraciones amarillo ocre y blanca. Masivas. Cuerpos tabulares. Espesores que van desde los 0,1 a los 2 metros de potencia.	Vitroclastos (trizas vítreas y escasos fragmentos pumíceos aislados) de hasta 165 µm, alterados a clorita y cristaloclastos de plagioclasa y los clastos poseen bordes engolfados y de disolución. Matriz arcillosa con textura cruzada y cemento vítreo.	Depósitos piroclásticos primarios formados por caídas de lluvias de cenizas.
FTm(S)	Ceniza Secundaria (Bentonita)	De coloración gris. Masivas. Cuerpos tabulares con espesores que varían entre 2 a 5 metros de potencia.	Cristaloclastos de cuarzo monocristalino con bordes de disolución, en algunos se ve crecimiento secundario, en menor medida cuarzo policristalino. Alta concentración de materia orgánica. Cristaloclastos de plagioclasa con macla polisintética. Clastos aislados de mica, cemento de esmectita-illita.	Depósitos formados por desvitrificación de tobas

Cuadro 3. Litofacies pelíticas reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

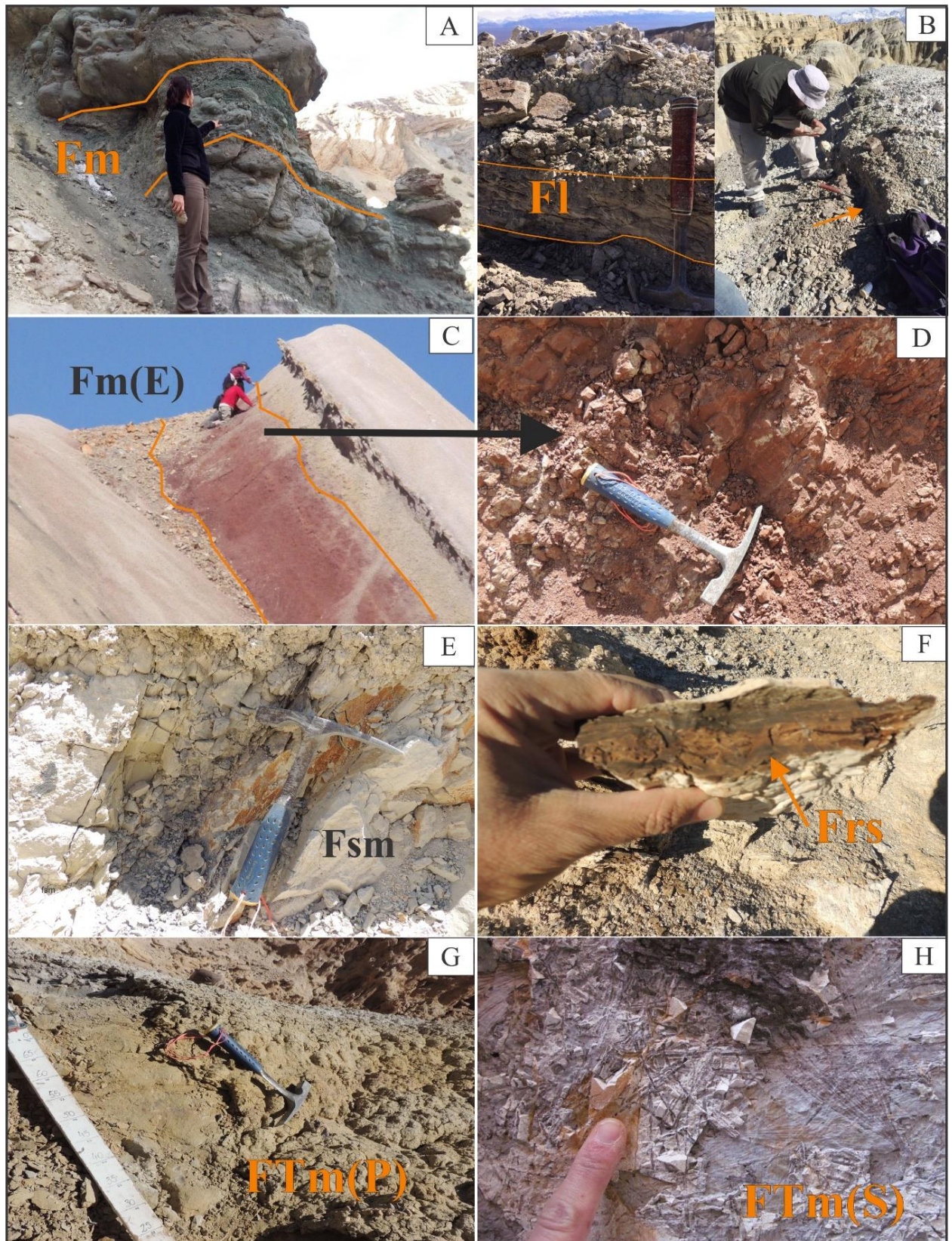


Figura 4.1.2.c. Imágenes de las litofacies pelíticas del depocentro Agua de los Pajaritos. A. Vista general de la litofacies Fm. B. Vista general de la litofacies Fl (flecha naranja). C y E. Litofacies Fm(E). C. Vista general. D. Detalle pedones. E. Vista general de la litofacies Fsm. F. Vista en corte fresco de la litofacies Frs. G. Vista de la litofacies FTm(P). H. Vista general de la litofacies FTm(S), mostrando los restos fósiles (dedo).

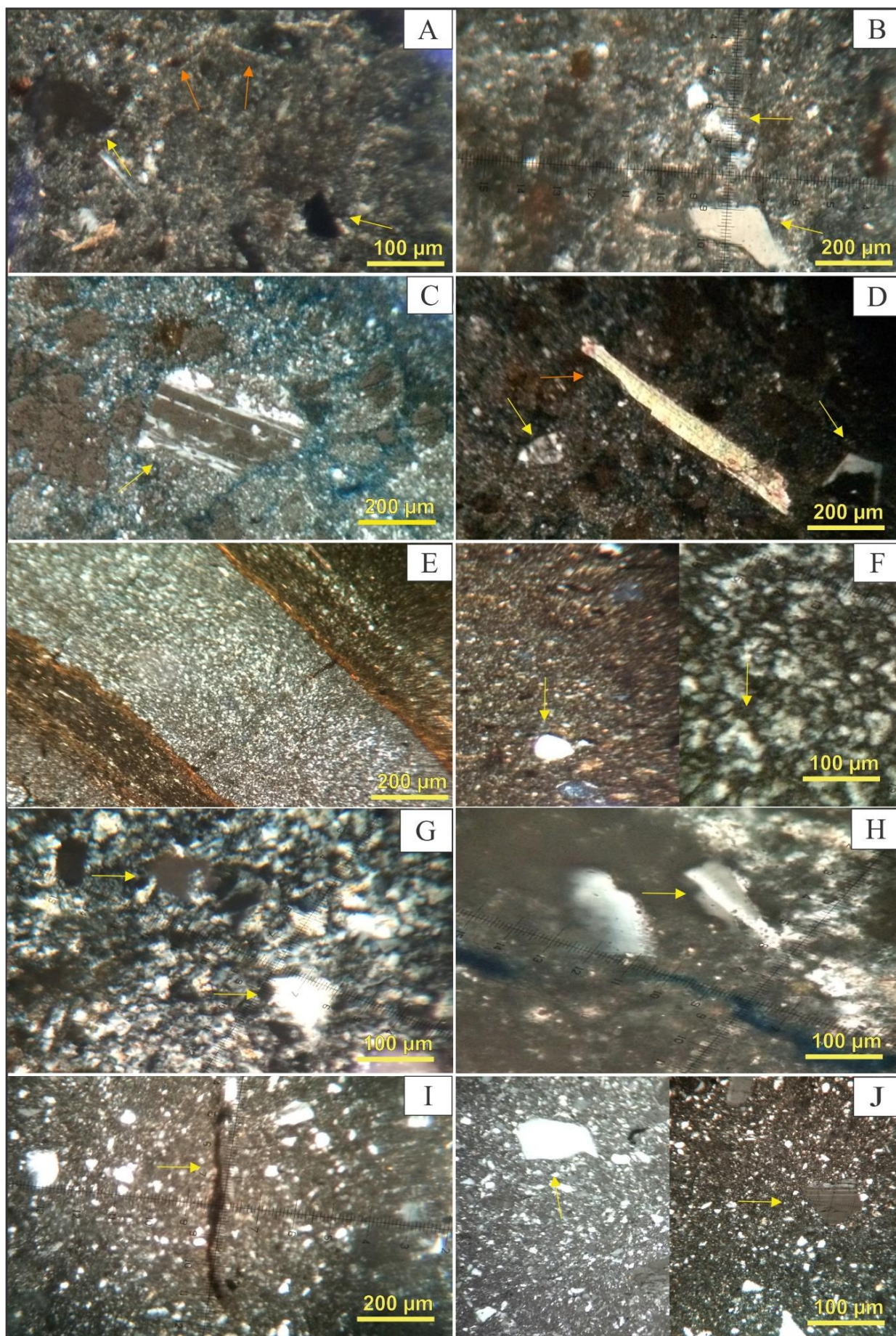


Figura 4.1.2.c.1. Imagen de las microfacies pelíticas. A y B Microfacies FTm(P). A Imagen de la textura cruzada de las arcillas (flechas naranjas) B. Cristaloclastos de cuarzo con bordes engolfados (flechas amarillas). C y D FTm(S). C plagioclasa con macla polisintética (flecha amarilla). D. Clastos aislados de mica (flecha naranja), ve crecimiento secundario, en menor medida cuarzo policristalino (flechas amarillas). E y F Microfacies Frs; E. estructura bandeada. F. Cristales de cuarzo monocristalino con bordes engolfados. G y H Microfacies Fl. G. Cuarzo monocristalino, con bordes engolfados (flechas amarillas). H. Cristal de plagioclasa con macla tipo Carlsbad. I y J Fm(E). I. Raíces de gran tamaño (flecha amarilla). J. Cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa (flechas amarillas). Escala en cada imagen.

4.2. Análisis e interpretación de las facies presentes en el depocentro Agua de los Pajaritos

De acuerdo al estudio litofacial realizado y detallado en el apartado anterior, se dan a conocer las quince facies que fueron definidas para el depocentro Agua de los Pajaritos (Cuadros 4, 5, 6 y 7). Las facies G están dominadas por litofacies de textura gruesa (brechas, conglomerados y sábulos), son cuerpos espesos, que presentan espesores entre 1,5 a 10 metros, con base erosiva, en general se los encuentran asociados a arenas y son característicos de los depósitos basales del depocentro. En las facies S, la textura dominante va desde arenas medias y finas en su mayoría, a arenas gruesas subordinadas. El espesor de los cuerpos varía desde tamaños centimétricos a varios metros de potencia y se asocian a pelitas y en menor medida alitofacies gruesas. Estas facies se encuentran distribuidas a lo largo de todo el depocentro. Es muy característico en las facies S, la presencia de litofacies de origen clástico y otras de origen volcaniclástico, estas últimas codificadas como S(p) para diferenciarlas de las de origen clástico, fenómeno que también se repite en las facies H y M.

Las facies H se caracterizan por ser depósitos heterolíticos psamo-pelíticos, con espesores que varían entre 1 a 2 metros, llegando a medir en algunos casos 4 metros de potencia y que se encuentran restringidos arealmente.

Por último, las facies M, están dominadas por litofacies de textura fina, son cuerpos con espesores que van desde centímetros a varios metros de potencia, y revisten gran importancia, ya que en su mayoría son portadores de restos paleoflorísticos, icnofósiles y en casos aislados escamas de peces. Estas facies también se encuentran distribuidas a lo largo de todo el depocentro.

4.2.1 Descripción de las facies

4.2.1a Facies G1

Poseen un espesor que varía desde 1,5 a 10 metros de potencia y están formados exclusivamente por litofacies psefiticas. Los cuerpos que integran esta facies tienen una geometría tabular a lenticular, con base erosiva, estructura de corte y relleno y lag basal que tapiza superficies limitantes de orden 5 (Miall, 1996). Los cuerpos tabulares se encuentran formados exclusivamente

por las litofacies Gch o Gcm en forma de cuerpos solitarios, no asociados a otras facies G. Estos presentan coloración amarilla moderada o rojo oscuro respectivamente. Los cuerpos lenticulares se amalgaman entre ellos y están integrados por las litofacies Btm, la cual se asocia con las litofacies S(G)t, y en menor medida con Gei. Estos depósitos tienen una coloración rojo oscuro y son los cuerpos más espesos de las facies G (Figura 6). En este último caso se reconocen superficies internas de orden 4b (Miall 1996; Tripaldi, 2001), separando episodios del orden de 1 a 2 metros de espesor. Cada episodio comienza con un lag basal grueso (Btm) seguido por litofacies sabulíticas con estratificación entrecruzada (S(G)t). En general los clastos que integran estas facies son en su mayoría pelitas neopaleozíacas de los depósitos infrayacentes y granos de cuarzo que en algunos casos alcanzan tamaño pugilar (Cuadro 4 y Figura 4.2.1a).

En cuanto a la interpretación del sub-ambiente asociado a estos depósitos, para los cuerpos tabulares se infiere que fueron formas de lecho y barras gravosas dentro de canales poco profundos con marcada migración lateral, como puede observarse por la marcada tabularidad que presentan los cuerpos. Estos cuerpos son equivalentes a CHs descritos por Miall (1996) y Hein y Walker (1977). En el caso de los cuerpos lenticulares con superficie limitantes internas de menor orden, se interpretaron como canales gravo-arenosos con superficies erosivas y de reactivación (Rust, 1972; Hein y Walker, 1977). Estos depósitos son análogos a los depósitos de canal (CH) descritos por Miall (1996) con presencia de GB (Barras Gravosas). Las facies gruesas representarían los momentos de máxima energía de la corriente, mientras que las facies sabulíticas corresponderían el estado de decaimiento del flujo (Mohrig *et al.*, 2000; Slingerland y Smith, 2004).

4.2.1b Facies G2

Estos depósitos tienen un espesor variable que va desde 2 a 5 metros de potencia. En general presentan geometría lenticular, limitada en la base por la presencia de superficies limitantes de orden 5 (Miall, 1996). Las litofacies que forman estos depósitos son: Gm en la base, que hacia el techo se hace grano-decreciente con aumento en la proporción de Sm, formando un solo cuerpo. En la base de la facies donde predomina la litofacies Gm, se constató la presencia de superficies de corte y relleno. En la transición de una litofacies a otra, los depósitos cambian de coloración, la litofacies Gm presenta color rojo oscuro y hacia el techo, la litofacies Sm se vuelve marrón claro. Los clastos que conforman el conglomerado no difieren composicionalmente de los que forman los cuerpos brechosos de la facies G1 (Cuadro 4 y Figura 4.2.1a).

Estos depósitos se interpretan como canales monoepisódicos equivalentes a CHs de Miall (1996), donde la litofacies Gm estaría representando el relleno inicial de los canales y barras menores, y

la litofacies Sm, la subsecuente pérdida de energía del flujo (Mohrig *et al.*, 2000). La falta de estructura interna de los cuerpos gravo-arenosos se puede deber a que las gravas y arenas habrían sido depositadas por láminas difusas de bajo relieve sin caras de avalancha (Hein y Walker, 1977).

Facies	Descripción	Interpretación
Facies G1	Espesor de 1,5 a 10 metros. Forma lenticular a tabular, base erosiva, estructura de corte y relleno y lag basal (superficies limitantes de orden 5). Los cuerpos tabulares se encuentran formados por las litofacies Gch o Gcm, presentan coloración ocre y borravino. En otros casos, los cuerpos lenticulares se amalgaman entre ellos y están formados por las litofacies Btm, que se asocia con litofacies S(G)t, y en menor medida con Gci de color borravino. En este último caso se reconocen superficies internas de orden 4b.	Formas de lecho y barras gravosas. Canales gravo-arenosos con superficies erosivas y de reactivación
Facies G2	Presentan un espesor que va desde 2 a 5 metros de potencia. La geometría de los depósitos es lenticular (superficie de orden 5). Las litofacies que forman el depósito son, Gcm en la base y se hace grano-decreciente con aumento de la litofacies Sm. La litofacies Gcm presenta color borravino y la Sm marrón claro.	Formas de lecho areno-gravosa. Se interpretan como el relleno de canales y barras menores de diferente energía donde se denota la caída en la energía del flujo.

Cuadro 4. Facies G1 y G2 reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

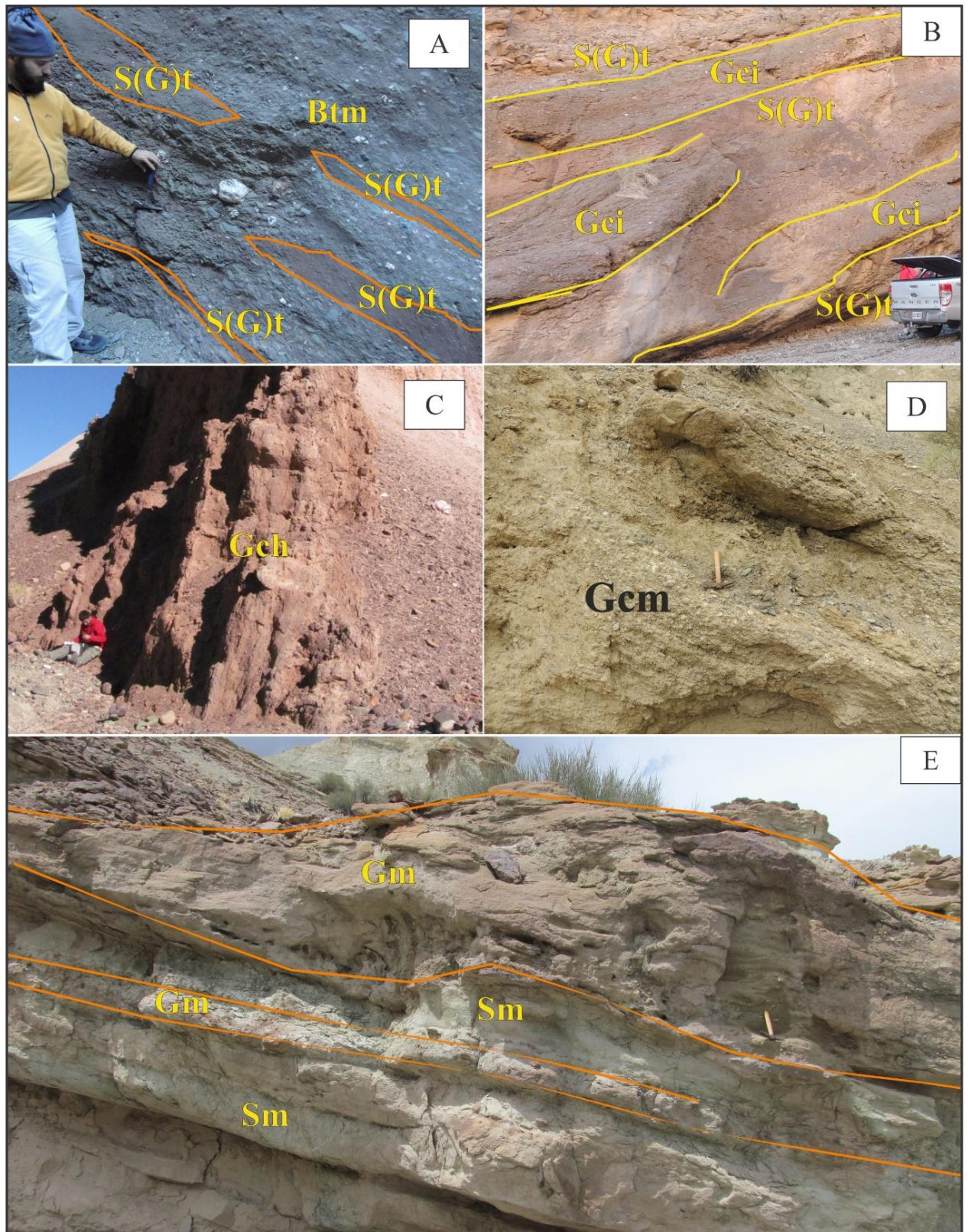


Figura 4.2.1a. Facies G1 y G2. A. Facies G1 formada por las litofacies Btm y S(G)t. B. Facies G1 formada por las litofacies Gci y S(G)t. C. Facies G1 formada por la litofacies Gch. D. Facies G1 formada por la litofacies Gcm. Facies G2. E. Facies G2 formada por la litofacies Gm en conjunto con la litofacies Sm. Escala en cada imagen.

4.2.1c Facies S1

Estos depósitos tienen un espesor que oscila entre los 0,8 a 3 metros de potencia. En general, la geometría que presentan los cuerpos es lenticular y se caracterizan por la presencia de base erosiva y lag basal, limitados por superficies limitantes de orden 5 (Miall, 1996). Las litofacies involucradas en las facies S1 son areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) (1 a 2 metros de potencia) en la base de los depósitos, y hacia el techo hay un decaimiento de la energía del ambiente, y la litofacies St se intercala con Sm (0,8 a 1 metro de espesor). La coloración de las St, es marrón moderado, y Sm marrón claro a amarillo moderado hacia el techo (Cuadro 5 y Figura 4.2.1b).

Por las características que se observan, estos depósitos se interpretan como formas de lecho y barras arenosas, al igual que lentes que se producen como relleno de canales menores (Smith, 1970; Miall, 1996; Hein y Walker, 1977). Estos serían equivalentes al elemento SB y CH que describe Miall (1996).

4.2.1d Facies S2

Los depósitos correspondientes a la facies S2, tienen un espesor aproximado que varía entre 0,7 a 1,5 metros de potencia. Estos depósitos se caracterizan por tener geometría lentiforme, de base plana a levemente erosiva y se pudieron reconocer superficies limitantes de orden 4c (Miall, 1996). Las litofacies que forman estos depósitos son St, Sm y Sla. La litofacies St, es la más espesa y se ubica en la base de los cuerpos. Subordinados a ésta y hacia el techo, cambia a la litofacies Sm de menor potencia, culminando con la litofacies Sla tapizando el techo del elemento. La litofacies St es de color rojo oscuro, mientras que las litofacies Sm y Sla, presentan color marrón claro a amarillo moderado (Cuadro 5 y Figura 4.2.1b).

Siguiendo los criterios de Miall (1996) y de acuerdo a como están distribuidas las litofacies en el registro, se infiere que estos depósitos fueron generados por canales de desbordamiento (canal de *crevasse*) (Miall, 1996; Mohrig *et al.*, 2000; Slingerland y Smith, 2004).

4.2.1e Facies S3

Presentan un espesor aproximado que va desde los 4 a 9 metros de potencia. La geometría de los cuerpos es tabular. En la base se caracterizan por dos o más cuerpos areniscosos separados por superficies épsilon de gran escala con espesores que oscilan entre los 1,5 a 2 metros. Hacia la mitad del depósito, la sucesión muestra una repetición de ciclos grano-estrato creciente formados por cuerpos tabulares en donde las litofacies involucradas son Fl en la base, que va cambiando

progresivamente a Sh y Sm, culminando hacia el techo en depósitos caracterizados por la litofacies St. Las litofacies finas son portadoras de restos de materia orgánica en forma de briznas vegetales, conservándose solo material carpológico. En general los depósitos areniscosos son de color amarillo claro y los depósitos finos del techo tienen una coloración verde grisáceo (Cuadro 5 y Figura 4.2.1b).

Esta facies se interpretó como depósitos generados a partir de un delta tipo Gilbert, con buena preservación de los depósitos de la plataforma sub aérea sobre el frente deltaico, donde se ven representadas las clinoformas progradantes (Gilbert, 1890; Milligan y Chan, 1998; Arche, 2010).

4.2.1f Facies S4(p)

Estos depósitos presentan espesores que oscilan entre 1 a 2 metros de potencia. Poseen geometría lenticular y generalmente están asociados a facies pelíticas de naturaleza volcanoclástica. Las litofacies que componen estos depósitos son tobas del tipo Tt(P) y hacia el techo Tl(P). Las superficies que están expuestas son de color naranja pálido amarillento, pero en corte fresco se presentan de color blanco. Son cuerpos se encuentran muy soldados entre sí y fuertemente cementados. Es muy característico la presencia de lapillis acresionales que se pueden ver a simple vista y también en corte petrográfico, los que se encuentran en el techo de cada una de las capas. Por otro lado, se destaca en esta facies la presencia de restos de materia orgánica carbonizada, la cual por el estado de preservación que presenta, no se puede identificar en muestra de mano (Gilbert y Lane, 1994; Schumacher y Schmincke 1995; Cuadro 5 y Figura 4.2.1b).

Estos depósitos se habrían generado por la caída de material piroclástico de tamaño fracción ceniza, que fue retrabajado por canales menores del sistema fluvial, generando rápidamente la anegación del sistema deposicional debido al aporte excesivo de material alogénico (Cas y Wrigth 1987; Fisher y Smith, 1991; Murcia *et. al.*, 2013; Umazano *et. al.*, 2017).

4.2.1g Facies S5(p)

Estos depósitos presentan un espesor aproximado de 2 a 5 metros de potencia. Muestran geometría lentiforme con base levemente cóncava y gran extensión areal, reconociéndose superficies limitantes de orden 5 (Miall, 1996). Estos cuerpos están caracterizados por una sola litofacies tobácea Tt(S). Presentan un característico color rosado, dado por la presencia de cemento zeolítico del par Heulandita-Clinoptilolita, que precipita hacia la parte interna de las trizas volcánicas (Figura 4.1.2.b.1). En la base, se encuentran clastos intraformacionales de depósitos pelíticos infrayacentes y materia orgánica carbonizada. Estos cuerpos se repiten 4 o 5 veces en la sucesión

sedimentaria y siempre están asociados en estrecha relación con depósitos finos de origen volcanoclástico portadores de bentonita (Cuadro 5 y Figura 4.2.1b).

La depositación de estos cuerpos se asocia a formas de lecho y barras transversales areno-tobáceas (Hein y Walker, 1977). Estos depósitos de canales mono-episódicos, se formaron a partir del retrabajo de material volcanoclástico previamente depositado y parcialmente mezclado con material epiclástico, con el desarrollo de una sola litofacies Tt(S). La estructura entrecruzada en artesa, sumado a la base erosiva de los canales, estaría indicando que las corrientes se encontraban parcialmente diluidas (Sparks, 1986; Spalletti y Gazzera, 1994; Umazano *et al.*, 2017).

Facies	Descripción	Interpretación
Facies S1	Estos depósitos tienen un espesor entre los 0,8 a 3 metros. La geometría de los cuerpos es lenticular con base erosiva y lag basal (superficie de orden 5). Las litofacies que participan son St en la base que hacia el techo se intercala con Sm. Presentan coloración marrón claro a amarillo ocre	Formas de lecho y barras arenosas. Lentes que se producen como relleno de canales menores
Facies S2	Espesor que va desde 0,7 a 1,5 metros de potencia. Geometría lentiforme, bases poco erosivas (superficies de orden 4c). Las litofacies involucradas son St, Sm y Sla. La litofacies St, es la más espesa y subordinados a esta hacia el techo cambia a Sm, culminando en Sla. La litofacies St es de color borravino, mientras que el Sm y Sla, presentan color marrón claro.	Canal de desbordamiento dentro de las llanuras.
Facies S3	Espesor de 4 a 9 metros de potencia. Geometría tabular. Base caracterizada por dos o más cuerpos areniscosos separados por superficies épsilon de gran escala (orden métrico). Hacia la mitad del depósito la sucesión se caracteriza por la repetición de ciclos grano-estrato decreciente formado por cuerpos tabulares de las litofacies St, Sh, Sm, que pasan hacia el techo a Fl. Las litofacies finas son portadoras de restos de materia orgánica. Los depósitos areniscosos son de color amarillento y los depósitos finos verde-azulada.	Delta tipo Gilbert, donde está representada en la base el frente deltaico, progradando hacia el techo al prodelta dominado por corrientes de baja densidad y poca pendiente.
Facies S4(p)	Espesores que oscilan entre 1 a 2 metros de potencia. Poseen geometría lenticular y están asociados a facies de grano fino. Las litofacies que componen estos depósitos son Tt(P) y hacia el techo Tl(P), donde se pueden observar macroscópicamente la presencia de lapillis acrecionales y abundantes restos de materia orgánica carbonizada. Cuerpos de color blanco.	Depósitos de caída de material piroclástico tamaño toba, que en la porción basal evidencia un retrabajamiento simultáneo a la caída del material en forma de canales menores, sin mezcla con depósitos epiclásticos
Facies S5(p)	Depósitos con espesores de 2 a 5 metros. Geometría lentiforme con base cóncava y gran extensión areal (superficie limitante de orden 5). La litofacies que predomina es Tt(S), de color rosado, clastos intraformacionales y materia orgánica carbonizada.	Formas de lecho y barras transversales areno- tobáceas. Depósitos de canales mono-episódicos formados a partir del retrabajo de material volcanoclástico previamente depositado y mezcla de materiales epiclástico.

Cuadro 5. Facies S1, S2, S3, S4(p) y S5(p) reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

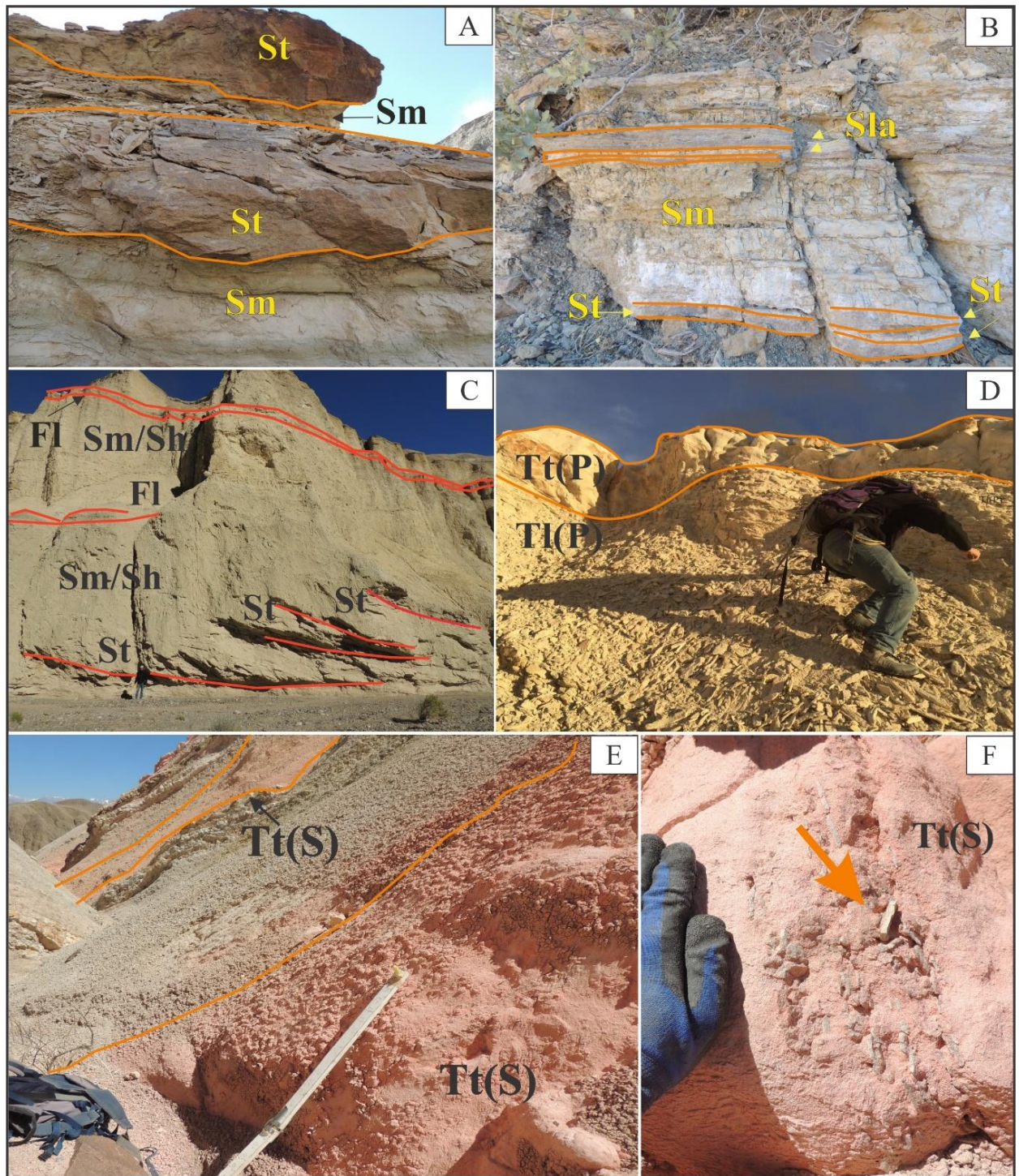


Figura 4.2.1b. Facies S1, S2, S3, S4(p) y S5(p). A. Facies S1 formada por litofacies St y Sm; B. Facies S2 formada por litofacies St, Sm y Sla (flechas amarillas); C. Facies S3 formada por litofacies, Sm/Sh y Fl (flechas rojas); D) Facies S4(p) formada por litofacies Tt(P) y Tl(P); E) Facies S5(p) formada por la litofacies Tt(S). La flecha negra señala la presencia de clastos intraformacionales. Escala en cada imagen.

4.2.1h Facies H1

Presenta un espesor aproximado de 2 a 5 metros de potencia. Estos cuerpos poseen una geometría tabular bien definida, con bases no erosivas y superficies limitantes 4c según el criterio de Miall (1996) y las modificaciones de Tripaldi *et al.* (2001). La sucesión se compone de ciclos grano-estrato decrecientes en donde las litofacies que se intercalan son Sm y Fm. En la base, Sm que se va haciendo menos espesa hacia el techo y Fm que comienza con potencia centimétrica aumenta su espesor hacia el techo. En relación a la coloración, los niveles formados por la litofacies Sm son de color amarillo moderado mientras que los de Fm son de color verde oliva. (Cuadro 6 y Figura 4.2.1c).

Estos depósitos se interpretaron como lóbulos de desbordamiento, o elemento CS (*crevasse splay*) definido por Miall (1996), para depósitos generados a partir de un canal de desbordamiento en donde se pierde progresivamente la energía de la corriente posterior a la ruptura del albardón por el canal de crevasse (CR). Esto quedaría evidenciado a partir de la vinculación con facies fluviales, el arreglo grano-estrato decreciente y la presencia de bioturbación en la litofacies Fm (Kraus, 1996; Makaske, 2001).

4.2.1i Facies H2

Presentan espesores que varían entre 1 a 1,8 metros de potencia. El depósito tiene geometría tabular, y se caracteriza por presentar bases no erosivas delimitadas por superficies limitantes de orden 4c (Miall, 1996; Tripaldi *et al.*, 2001). Estos cuerpos muestran una marcada alternancia entre las litofacies Sm/Sla y Fl/Fm. Las litofacies arenosas (Sm/Sla) tienen espesores en la base de 1,5m aproximadamente y van decreciendo en espesor hacia el techo, en contraposición con las litofacies pelíticas (Fl/Fm) que aumentan su espesor desde la base hacia el techo. En general las litofacies areniscas poseen color amarillo moderado mientras que las pelíticas son verde oscuro (Cuadro 6 y Figura 4.2.1c).

Estos cuerpos han sido interpretados como depósitos de albardón o *levée* (LV) debido a la ritmicidad que presentan entre litofacies pelíticas y psamíticas, la presencia de ondulitas en las psamitas, la geometría tabular y la base no erosiva. Muchas veces se las encuentra vinculadas a la facies S1, aunque no siempre, lo cual correspondería a un depósito de albardón distal con respecto del canal. (Fisk, 1944, 1947; Coleman, 1969; Bown y Kraus, 1987; Miall, 1996; Brierley *et al.*, 1997).

4.2.1j Facies H3(p)

Estos depósitos presentan un espesor aproximado de 5 a 10 metros de potencia. Se caracterizan por ser facies heterolíticas, con un arreglo grano-estrato creciente. La geometría de los depósitos es marcadamente tabular. En esta facies se destaca la alternancia de litofacies Fl/Fm que se intercalan con litofacies Frs hacia el techo. La alternancia de litofacies Fl/Fm/Frs presentan espesores aproximados que van desde los 3 a los 5 metros de potencia. Estas alternan con bancos de Tmq(S) y St que tienen un espesor de 0,7 metros en la base a 2 metros de potencia en el techo de la sucesión. Las litofacies Fl/Fm son de color gris a negro verdoso, mientras que las litofacies areniscosas (Tmq(S) y St) son de color amarillo claro. Se destaca, en particular en la Fl, la presencia de una alta concentración de materia orgánica en forma de querógeno (Abarzúa, 2016), como así también la abundancia de depósitos volcaniclásticos de caída representados por la litofacies Tmq(S) (Cuadro 6 y Figura 4.2.1c).

En base a lo observado y las relaciones de las diferentes litofacies que integran estos depósitos, se infiere que su depositación corresponde a deltas de dominio fluvial que progradan en lagos someros. La presencia de sucesivos lóbulos progradantes genera una sucesión granocreciente, además, las capas arenosas alternan con depósitos pelíticos que corresponden a etapas de baja o nula descarga. La presencia de facies arenosas con facies de fondo de lago, indica la presencia de depósitos de ritmitas hasta posiciones más internas de la cubeta (Rust, 1982; Johnson y Graham, 2004; Melchor, 2007; Arche, 2010). Los bancos tobáceos se atribuyen a la caída de lluvia de ceniza que se retrabajada (Melchor, 2007).

4.2.1k Facies H4

Son cuerpos con espesores que van desde 0,7 a 2 metros de potencia. La geometría que presentan es tabular y generalmente muestran una coloración gris verdoso. Estos depósitos están conformados por litofacies pelíticas y escasos niveles milimétrico areniscosas pobremente desarrolladas, (Sm/Fl/Fsm) que se asocian de forma alternante. La litofacies Sm se caracterizan por ser una arenisca de textura fina, en donde se observó la presencia de bioturbaciones y concreciones carbonáticas. En la litofacies Fl se ve la presencia de bioturbación, concreciones hacia el techo y materia orgánica de origen vegetal en forma de briznas. En corte petrográfico es muy común encontrar nódulos de esfenosiderita en la litofacies pelíticas (Cuadro 7, Figura 4.2.1c).

Estos cuerpos se interpretan como depósitos de llanura de inundación distal y relleno de canales abandonados (Nanson y Croke, 1992; Miall, 1996). La presencia de esfenosiderita es un indicador

de edafización incipiente, esto coincide además con la presencia de restos de materia orgánica preservada en forma de briznas vegetales (Ellwood, 1988; Ludvigson, 2013).

4.2.1m Facies H5(p)

Son cuerpos que presentan espesores aproximados que van desde 7 a 10 metros de potencia. La geometría del depósito es tabular. Las litofacies que predominan son pelitas tobáceas FTm(P) que se intercalan con bancos subordinados más pequeños de tobas de tipo Tmq(S). En general los depósitos finos son de colores verde oliva y los bancos arenosos presentan color blanco tiza. Las litofacies finas, tienen espesores que van desde los 7 a los 9 metros de potencia aproximadamente y las litofacies areniscosas no superan 1 metro de potencia. El único rasgo característico que se observó en la litofacies FTm(P) es la presencia de bioturbación (Cuadro 7, Figura 4.2.1c).

Estos depósitos se interpretan como generados por la caída de material piroclástico distal, en cuerpos de agua estancos correspondientes a la llanura de inundación de naturaleza reductora (llanuras o planicies tobáceas) (Nanson y Croke, 1992; Spalletti, 2001; Melchor, 2007).

Facies	Descripción	Interpretación
Facies H1	Espesor que oscila entre 2 a 5 metros. Geometría tabular con bases no erosivas (superficies limitantes 4c), la sucesión está formada por ciclos grano-decreciente centimétricos de Sm a Fm. La litofacies Sm es de color amarillento y los Fm verde oliva.	Lóbulo de desbordamiento.
Facies H2	Espesores que varían entre 1 a 1,8 metros de potencia. Geometría tabular. Bases no erosivas (superficies limitantes 4c) y alternancia entre las litofacies Sm/Sl _a y Fl/Fm. Las litofacies arenosas (Sm/Sl _a) tienen espesores más pronunciados en la base y van decreciendo hacia el techo, en contraposición las litofacies pelíticas (Fl/Fm) aumentan su espesor, desde la base hacia el techo. Las arenas poseen coloración amarillenta y las pelitas, verde oscuro.	Albardón
Facies H3(p)	Espesor aproximado de 5 a 10 metros de potencia. Facies heterolíticas, con un arreglo grano-estrato creciente. Depósitos de geometría tabular. Se destaca la alternancia de litofacies Fl/Fm que se intercalan con Frs hacia el techo, con espesores aproximados que van desde los 3 a los 5 metros de potencia, con bancos de Tmq(S) y St hacia el techo con espesores que abarcan desde los 0,7 metros en la base a 2 metros de potencia. Las litofacies Fl/Fm son de color gris oscuro a negro, mientras que las litofacies arenosas (Tmq(S) y St) son de color amarillo claro. La litofacies Fl, presenta de una alta concentración de materia orgánica en forma de kerógeno (Abarzua, 2016), como así también la abundancia de depósitos volcánico-lásticos de caída representados por la litofacies Tmq(S).	Costa lacustre con deltas progradantes de pequeña escala. La presencia de bancos tobáceos se lo atribuye al retrabajo de depósitos generados por caída de lluvia de ceniza.
Facies H4	Espesores variables, desde 0,7 a 2 metros de potencia. Cuerpos tabulares. Las litofacies que se asocian son Sm y Fl/Fsm, generalmente alternadas, gradando desde la primera a la segunda. En esta facies, la litofacies Sm se caracteriza por ser una arena muy fina, la presencia de bioturbaciones, concreciones carbonáticas y materia orgánica en forma de briznas. En la litofacies Fl se ve la presencia de cortinas de fango, bioturbación, concreciones hacia el techo y presencia de materia orgánica de origen vegetal. Son de color gris verdoso.	Depósitos de llanura de inundación distal. Relleno de canales abandonados.
Facies H5(p)	Cuerpos tabulares con espesor aproximado de 7 a 10 metros. Las litofacies que predominan son FTm(P) intercalado con bancos más pequeños de Tmq(S). En general los depósitos finos son de colores verdosos (reductores). Se encuentran bioturbados.	Depósitos generados por la caída de material piroclástico en cuerpos de agua estancados (llanuras tobáceas).

Cuadro 6. Facies H1, H2 y H3(p), H4 y H5(p) reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

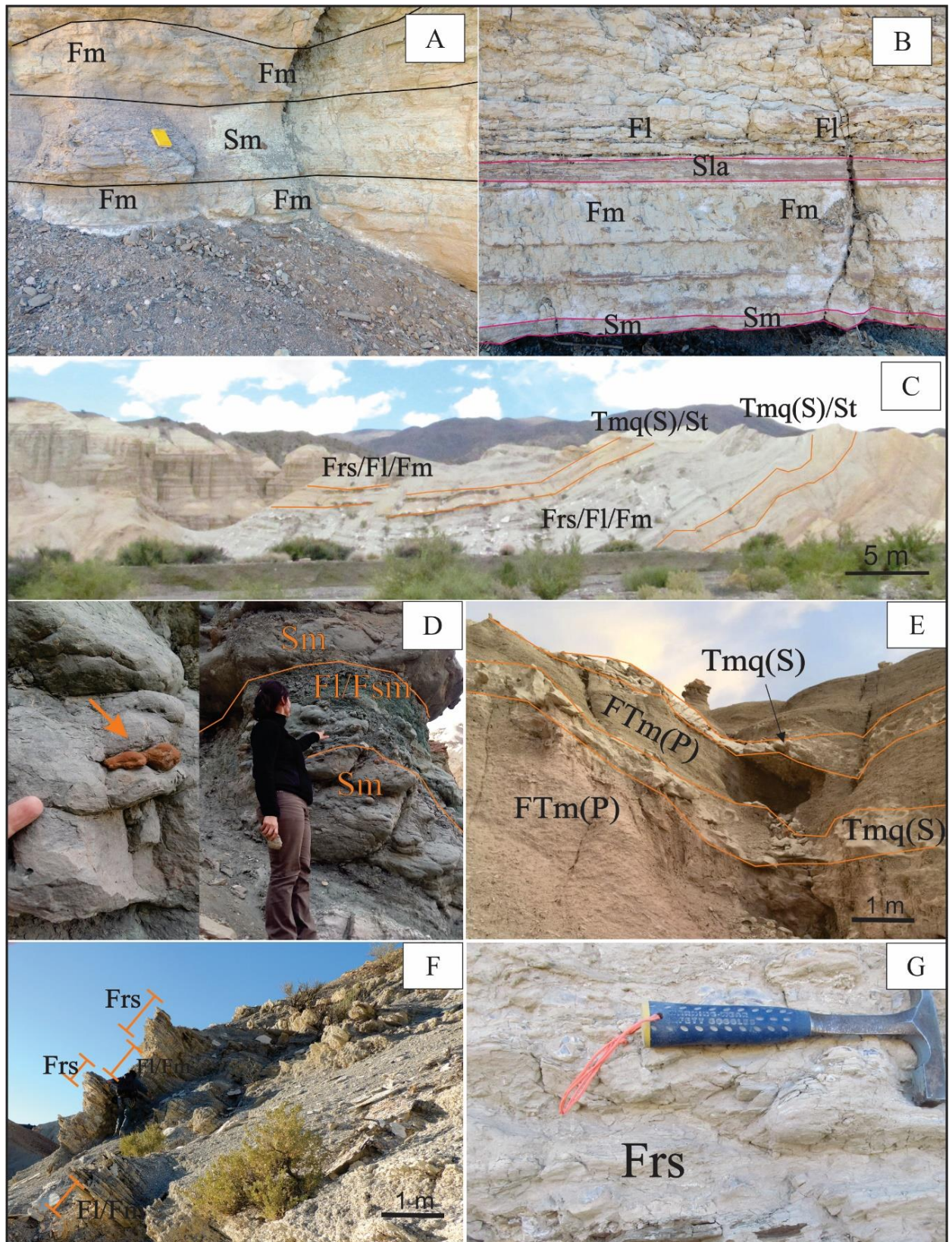


Figura 4.2.1c. Facies H. A. Facies H1 formada por la litofacies Sm y Fm B. Facies H2 integrada por las litofacies Sm/Sla y Fm/Fl. C. Vista general de la facies H3(p) con presencia de las litofacies Tmq(S)/St y Fm/Fl/Frs. D) Facies

H4 constituida por las litofacies Sm/FI/Fsm. E) Facies H5(p) compuesta por las litofacies Tmq(S)/FTm(P). F) Detalle de la facies H3(p). G) . Detalle de la litofacies Frs. Escala en cada imagen.

4.2.1l Facies M1

Poseen un espesor variable que va desde los 0,5 a los 3 metros de potencia. Son depósitos que presentan una geometría tabular y coloración gris verdoso. Las litofacies que caracterizan a las facies M1 son en su mayoría bancos de pelitas, FI intercalados con cuerpos aislados de Fm. Los niveles de Fm suelen estar bioturbados y presentan concreciones carbonáticas. Los bancos conformados por FI, son portadores de restos de invertebrados fósiles (conchostracos) de origen lacustre y abundantes briznas de materia orgánica vegetal, además de troncos silicificados (Cuadro 7, Figura 4.2.1d)

El arreglo facial sumado a la presencia de materia orgánica de diferentes fuentes (animal y vegetal), permite interpretar a estos depósitos como planicies sub-aeueas formadas por depósitos en suspensión en aguas poco profundas (Bohacs *et al.*, 2000; Melchor, 2007).

4.2.1m Facies M2(p)

Son depósitos que presentan espesores que van desde los 3 a 5 metros de potencia. La geometría es marcadamente tabular. Las litofacies que componen estos depósitos en su mayoría son pelitas tobáceas del tipo FTm(P) con espesores que van de 3 a 4 metros de potencia, aunque hacia la parte superior de la sucesión se intercalan con depósitos que corresponden a litofacies pelíticas clásticas Fm(E), que comienzan poco espesas (1 a 1,7 metros de potencia) pero que hacia el techo se tornan más espesas alcanzando los 4 metros de espesor. Es muy característico que la litofacies FTm(P) presente coloraciones muy diversas, entre los que se destacan los tonos amarillos moderado y verdoso. También se ha constatado la presencia de restos fósiles de origen vegetal en distinto grado de preservación, desde niveles con briznas hasta impresiones-compresiones bien diferenciadas. Por otro lado, la litofacies Fm(E) muestra horizontes de edafización, en donde se observan superficies de deslizamiento, halos de raíces y cutanes de arcilla. Es muy característico de estos cuerpos su coloración marrón moderado (Retallack, 1985; Mack *et al.*, 1993; Mack y James, 1994; Tabor *et al.*, 2006) (Cuadro 7, Figura 4.2.1d).

Estos depósitos se interpretan como llanuras tobáceas en donde se desarrollaron espesos paleosuelos tal como lo indica la presencia de halos de raíces, superficies de deslizamiento de las arcillas y pedones (Spalletti, 2001; Tabor *et al.*, 2006; Melchor, 2007). Estos niveles tienen características de Vertisoles-Argisoles de acuerdo a los criterios de Mack *et al.* (1993), Tabor *et al.* (2006) también descriptos por Barredo (2004 y 2017) y Benavente *et al.* (2014). En general, a

nivel microfacial se observó también la interacción de los líticos con plantas y otros microorganismos, evidenciado por la presencia de raíces que rompen la estructura sedimentaria (Murcia *et al.*, 2013; Drovandi *et al.*, 2017).

4.2.1n Facies M3(p)

Son depósitos, con espesores que oscilan entre 2 a 4 metros de potencia. La geometría que muestran es tabular y la litofacies característica de estos depósitos son pelitas tobáceas, FTm(S). En general estos niveles presentan una coloración gris pálido azulado. Estos depósitos revisten gran importancia ya que por un lado son portadores de una gran cantidad de restos fósiles de plantas preservados en forma de impresiones-compresiones y leños silicificados (Ganuza *et al.*, 1998; Drovandi *et al.*, 2016). Por otro lado, los depósitos volcanoclásticos que generaron estos depósitos presentan desvitrificación de las tobas, proceso que dio origen a niveles bentoníticos. Estos bancos, se encuentran en íntima asociación con las facies S5(p), siendo muy característico que los clastos intraformacionales de la facies areniscosa correspondan a esta facies en particular (Cuadro 7, Figura 4.2.1d)

Los cuerpos, se interpretan como depósitos de llanura tobáceas, en donde a partir del contacto con agua estancada de la llanura, se produjo la desvitrificación de las tobas, en medios, reductores, ligeramente alcalinos, generando espesos bancos de bentonita (Spalletti, 2001; Impiccini y Vallés, 2002; Melchor, 2007).

Facies	Descripción	Interpretación
Facies M1	Espesores van desde los 0,5 hasta los 3 metros de potencia. Geometría tabular. Los niveles de Fm suelen estar bioturbados y presentan concreciones carbonáticas además son portadores de restos de invertebrados fósiles y abundantes briznas de materia orgánica vegetal. de color gris oscuro caracterizados por Fl y bancos aislados de Fm.	Depósitos sub-aqueos de planicie deltaica formados por depósitos de suspensión en aguas poco profundas.
Facies M2(p)	Espesor entre 3 y 5 metros. Geometría tabular. La litofacies que compone estos depósitos es FTm(P), aunque hacia el techo de la sucesión aparece la litofacies Fm(E) en algunos casos muy espesa, caracterizada por la presencia de horizontes de edafización, superficies de deslizamiento, halos de raíces y cutanes de arcilla. estos depósitos son portadores de restos fósiles de origen vegetal en distinto grado de preservación. La coloración es muy diversa, presenta tonos amarillo ocre, verdoso y la litofacies Fm(E) son llamativamente morados.	Depósitos de llanuras tobáceas con desarrollo de paleosuelos.
Facies M3(p)	Espesores entre 1 y 4 metros de potencia. Geometría tabular. La litofacies característica de estos depósitos es FTm(S). Estos niveles presentan una coloración gris claro y gran cantidad de restos fósiles de materia orgánica de origen vegetal (troncos y hojas).	Depósitos de llanura formados por la desvitrificación de tobas en medios reductores, ligeramente alcalinos.

Cuadro 7. Facies M1, M2(p) y M3(p) reconocidas en el depocentro Agua de los Pajaritos.

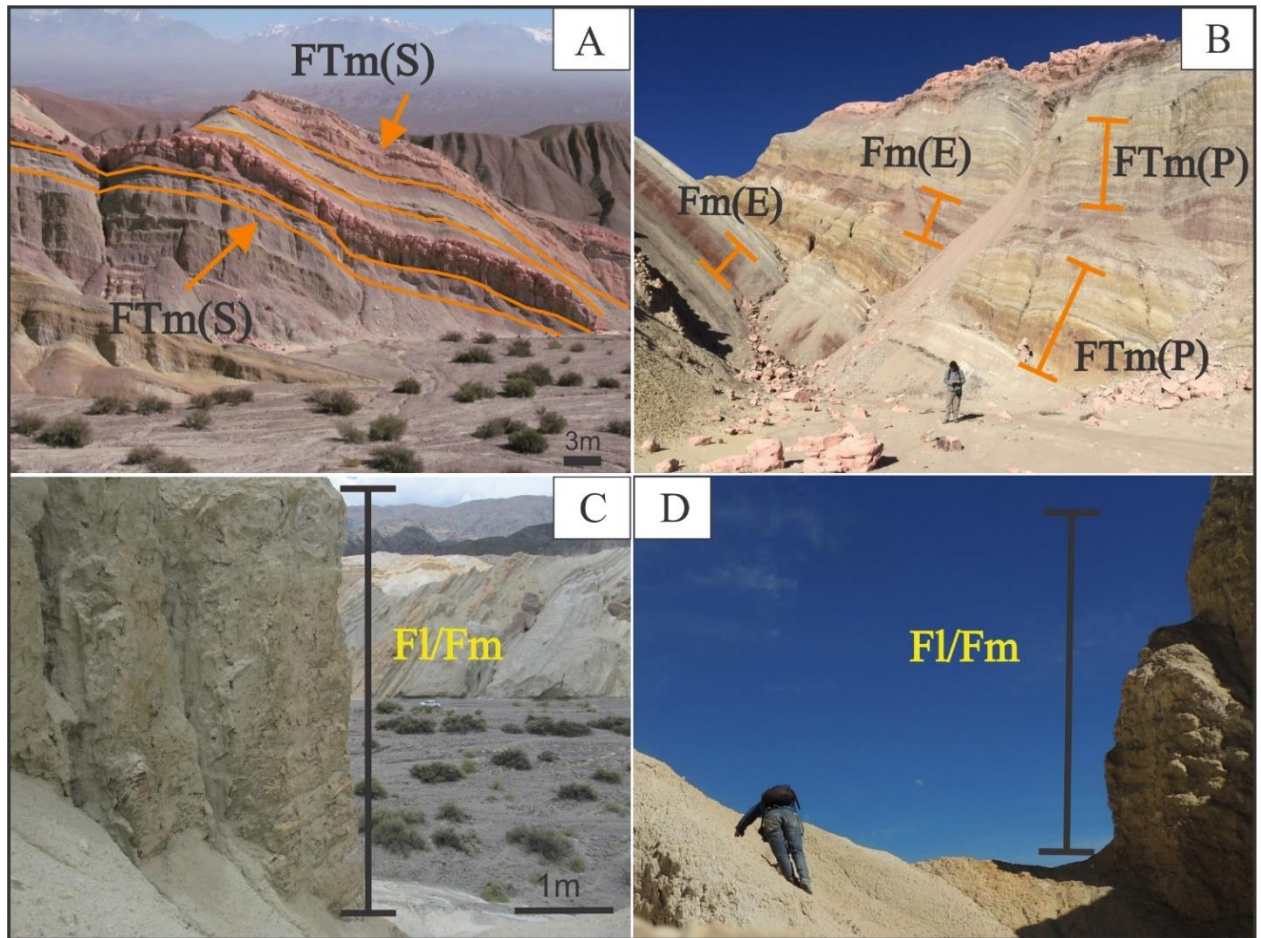


Figura 4.2.1d. Facies M. A. Facies M3(p) formada por las litofacies FTm(S). B. Facies M2(p) formada por las litofacies Fm(E) y FTm(P).. C y D. Facies M1 formada por las litofacies FI/Fsm. Escala en cada imagen.

4.3 Análisis e interpretación de las asociaciones de facies

Las facies descritas en el apartado anterior fueron agrupadas teniendo en cuenta su recurrencia y relación para así se determinar las asociaciones de facies presentes en el depocentro Agua de los Pajaritos (Cuadro 8). Las mismas se utilizaron para describir e interpretar cada una de las unidades formacionales presentes en el depocentro, su caracterización paleoambiental y la evolución del depocentro en el tiempo.

Formación	Asociación de facies	Facies	Interpretación
Agua de los Pajaritos	AF1	G1; G2	Sistema fluvial entrelazado gravoso
	AF2	G2; S1; S2; S3 H1; H4	Sistema fluvial meandriforme areno-gravoso
Monina	AF3	S1; M1; S3; S4(p); S2	Sistema deltaico con depósitos de plataforma y frente deltaico.
	AF4	S2; H4	Sistema fluvial meandriforme arenoso somero.
	AF5	M1; H3(p)	Sistema lacustre somero.
Hilario	AF6	M1; H5(p); S2	Sistema deltaico, con depósitos de plataforma deltaica.
	AF7	G1	Fajas de canales amalgamados.
El Alcázar	AF8	S4(p); H5(p)	Depósitos piroclásticos de flujo y caída.
	AF9	M2(p); S1; G1	Depósitos de llanura volcániclastica, con niveles de flujo piroclástico distal.
	AF10	S5(p); S4(p); M3(p)	Sistema fluvial anastomosado.
	AF11	G1	Sistema fluvial entrelazado gravoso.

Cuadro 8. Distribución de las facies, asociaciones de facies e interpretación paleoambiental en cada una de las formaciones del depocentro Agua de los Pajaritos.

4.3.1. Formación Agua de los Pajaritos

Asociación de facies 1 (AF 1)

La asociación de facies 1(AF1) posee aproximadamente 15 metros de espesor y es característica de la base del depocentro Hilario. Los depósitos más espesos se encuentran en la quebrada Agua de los Pajaritos en donde se apoyan en una notable discordancia angular sobre depósitos de la Formación Alcaparrosa (Od) y en algunos lugares sobre la Formación Calingasta (Sil) generando superficies limitantes de orden 6 (Miall, 1996). Esta asociación de facies está compuesta por la facies G1, con un espesor aproximado de 10 metros, comprendiendo depósitos brechosos matriz-soportados (Btm) que en la parte basal presentan intraclastos de la Formación Alcaparrosa. Hacia el techo, se intercala con conglomerados clasto-soportado (Gci), y en menor medida, con niveles arenoso-conglomerádicos S(G)t correspondientes a la facies G2 con un espesor que oscila entre 5 a 7 metros. Los cuerpos son de geometría lenticular a tabular, presentan color borravino y se pudieron reconocer superficies limitantes de orden 5 (Miall, 1996) entre los cuerpos brechosos y en la base de los niveles arenoso-conglomerádicos, los que a su vez presentan superficies de orden 4(b) en sentido de Miall (1996) y Tripaldi *et al.* (2010) internamente (Figura 4.3.1.a y Figura 4.3.1.b)

Así, la sección basal de la Formación Agua de los Pajaritos, presenta en su mayoría brechas con intraclastos de las formaciones infrayacentes. Estos depósitos se caracterizan por la participación de las facies G1 en mayor medida y subordinadas hacia el techo de la sección la facies G2.

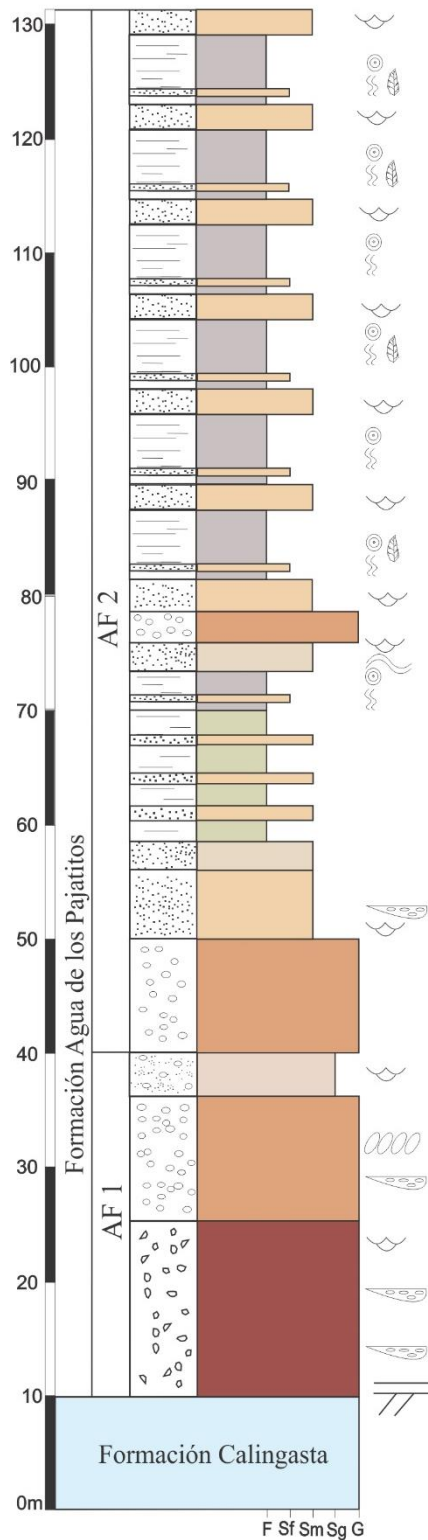
Interpretación: Las características litofaciales de esta asociación permiten interpretar que fueron depositadas por fajas de canales amalgamados, con presencia de intraclastos, los cuales fueron incorporados en las primeras etapas de la apertura del depocentro (Barredo, 2012; Abarzúa, 2016). Estos depósitos corresponden a canales de carga de lecho tractiva y barras longitudinales (Miall, 1996; Jorgensen y Fielding, 1996; Bristow *et al.*, 1999). Hacia el techo se reconoce una disminución de la energía del sistema constituido por canales amalgamados formados por formas de lecho gravo-arenosas con marcadas superficies de reactivación las cuales se interpretan como el relleno de canales y barras menores (Miall, 1996). Este sistema se interpreta como un ambiente entrelazado gravoso (Hein y Walker, 1977; Miall, 1996) con nula participación de elementos de llanura entre los depósitos de canal.

Asociación de facies 2 (AF2)

La asociación de facies 2 (AF2), presenta un espesor aproximado de 105 metros de potencia. Esta sucesión se apoya de manera transicional sobre la asociación de facies 1 y encuentra sus mayores espesores en la quebrada Agua de los Pajaritos, donde caracteriza los niveles medio-superiores de la formación homónima. La AF2 se compone de seis facies que se dividen en dos ciclos bien marcados con carácter grano-estrato decreciente. El primer ciclo presenta un espesor de 52 metros de potencia y se caracteriza, de base a techo por la presencia de la facies G2, la que presenta espesores de 5 a 7 metros de potencia, está constituida por litofacies compuestas de conglomerados clasto-soportado que gradan a areniscas masivas, formando cuerpos tabulares a lenticulares (Gcm/Sm), sobre esta se desarrollan de manera alterna niveles correspondientes a la facies S1 con espesores variables entre 0,8 a 2 metros de potencia, formada por cuerpos areniscosos (St/Sm), limitados por superficies erosivas de orden 5 tapizadas por clastos intraformacionales. La misma se alterna con la facies S2, ésta presenta espesores aproximados entre 0,5 a 1,5 metros y se conforma de areniscas medianas a finas (St/Sm/Sla) que en algunos casos presenta concreciones sub-esféricas hacia el techo de los bancos. Sobre las facies areniscosas (S1 y S2) se deposita la facies H1 que tiene un espesor aproximado de 10 metros y corresponde a cuerpos de geometría tabular, formados por pares grano decrecientes areno-limosos (Sm/Fm) donde cada cuerpo tabular tiene un espesor que varía entre 0,5 a 0,7 metros de potencia. Sobre la facies H1 se apoya la facies H4 de 2 metros de espesor que corresponde a cuerpos tabulares en donde predominan las litofacies

finas (Fl/Fsm) con alternancia de litofacies de tamaño arena (Sm). Es muy común en estas facies encontrar restos de materia orgánica de origen vegetal, reconociéndose tallos correspondientes al Orden Equisetales, asignables al género *Equisetites*, además de bioturbaciones y en algunos casos concreciones sub-esféricas carbonáticas. Por encima, se apoya la facies S3 con un espesor de 7 metros de potencia que corresponde a cuerpos areniscosos finos (Sh/Sm) tabulares en los cuales a veces es común encontrar restos de materia orgánica, bioturbaciones y concreciones sub-esféricas carbonáticas que se intercala con la facies S2 culminando el primer ciclo. La sucesión se continúa con un segundo ciclo de menor espesor y con una arquitectura depositacional más simple, donde la base se caracteriza por la presencia de la facies G2 con espesores que van de 1 a 3 metros de potencia, sobre la que se apoya de manera transicional niveles que corresponden la facies S1 con espesores aproximados de 0,8 a 2 metros, los que se intercalan con depósitos de la facies H4 con espesores que varían entre 0,7 a 2 metros de potencia (Figura 4.3.1.a y Figura 4.3.1.b)

Interpretación: La asociación de facies 2 representa la depositación de un sistema meandriforme areno-gravoso. Esta interpretación está apoyada por la tabularidad de los bancos areno-conglomerádicos que están representados por las facies G2 y S1, que muestran un sistema sinuoso con alta migración lateral (Allen 1963; Miall, 1985, 1996). Además, el desarrollo de todo el conjunto en ciclos grano y estratodecrecientes (Miall, 1996). Los depósitos de planicie de inundación por su parte, están representados por las facies S3, como planicies arenosas, H4 como depósitos de planicie de inundación fangosa en donde se ha constatado la presencia de fósiles y la facies H1, como cuerpos que corresponden a de lóbulos de desbordamiento (Heim *et al.*, 1977; Miall, 1996; Schencman *et al.*, 2018).



Referencias

Textura y Estructura

- Limo/Arcilla
- Arenisca
- Conglomerado
- Brecha
- Macizo
- Lag basal
- Ondulas
- Concreción
- Estratificación entrecruzada en artesa
- Clastos imbricados
- Discordancia angular
- AF Asociación de Facies

Fósiles

- Briznas vegetales
- Bioturbación

Color

- 5R 4/6
- 10R 8/2
- 10YR 8/6
- 10R 6/6
- 5GY 7/2
- 5P 6/2

Figura 4.3.1.a. Columna estratigráfica de la Formación Agua de los Pajaritos en la quebrada homónima.

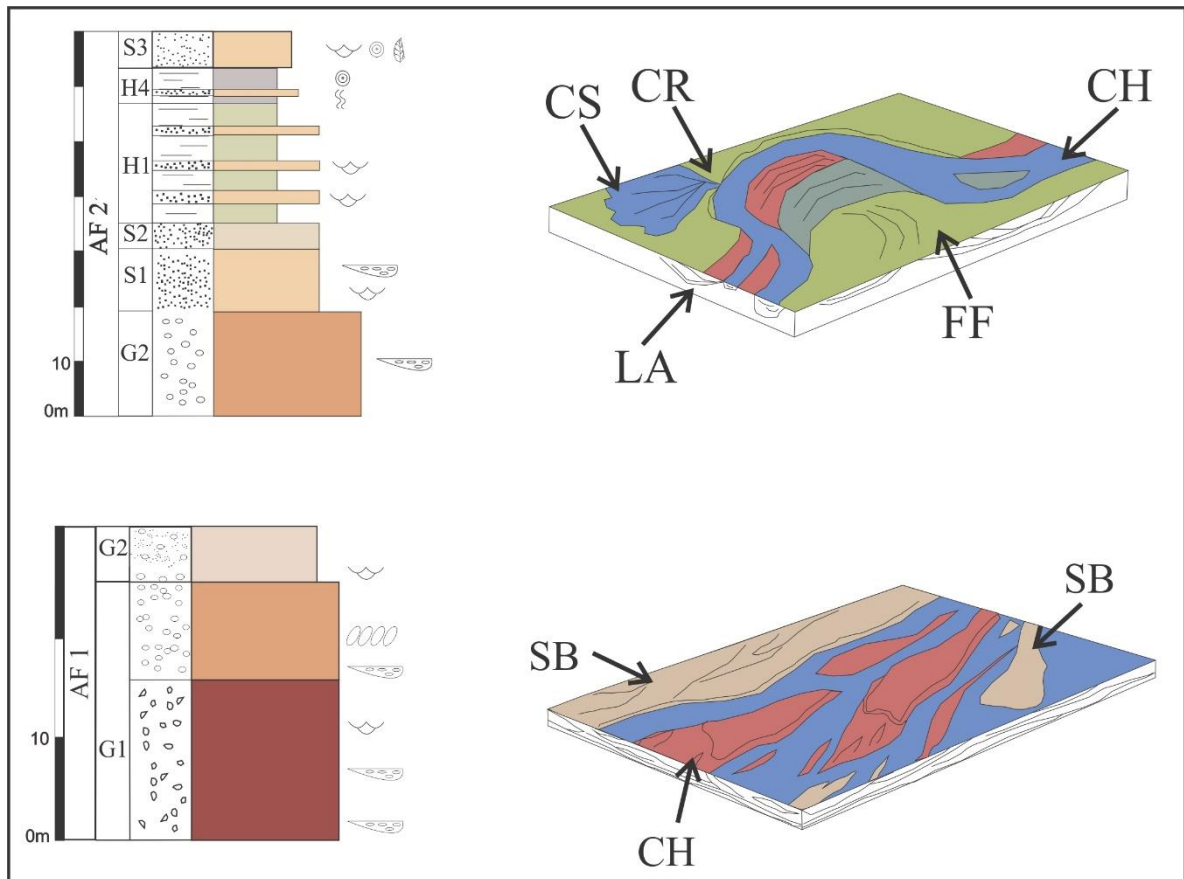


Figura 4.3.1.b. Perfiles esquemáticos de las asociaciones de facies 1 y 2 de la Formación Agua de los Pajaritos, acompañados de block diagrams representativo del sistema depositacional. CH, canal; SB barra arenosa, LA estructura de acreción lateral; CR canal de *crevasse*; CS *crevasse splay* FF planicie de inundación.

4.3.2 Formación Monina

Asociación de facies 3 (AF3)

La asociación de facies 3 (AF3), presenta un espesor aproximado de 35 metros de potencia. Se apoya de manera concordante sobre la AF2. El pasaje de una asociación a otra está dado por un claro cambio en la arquitectura depositacional que marca el inicio de la Formación Monina. Esta sección está compuesta por cinco facies intercaladas entre sí. En la parte basal, se alterna la facies S1 con espesores que van de 0,5 a 1,5 metros de potencia, compuesta de arenas medias a gruesas poco espesas de geometría lentiforme, con base erosiva y techo plano (St/Sm), con la facies M1, con espesores que varían entre 0,5 a 1 metro de potencia, formada por cuerpos tabulares de color gris verdoso de sedimentitas carbonosas de grano fino (Fl/Fsm), que se caracterizan por la presencia de trazas de invertebrados, concreciones carbonáticas y briznas de materia orgánica vegetal subaérea (Sphenofitas).

Por encima, la zona media de la asociación se encuentra formada por la alternancia cíclica de niveles correspondientes a la facies S3 y M1 en al menos seis ciclos grano-estrato crecientes, donde el primero tiene aproximadamente 8 metros de espesor y los restantes tienen un espesor de 4 metros de potencia. Por encima las facies M1 tienen espesores que van desde 1 a 5 metros de potencia, están compuesta por litofacies finas (Fl/ Fm) en depósitos tabulares, portadoras de restos transportados de briznas impresiones de materia orgánica vegetal, restos carpológicos (semillas), como así también restos de troncos y raíces silicificadas rodadas. Es característico el arreglo grano y estrato-creciente de los ciclos Las facies S3 varían entre 2 a 4 metros de espesor y se caracterizan por cuerpos areniscosos (St/Sh/Sm) separados por superficies épsilon de gran escala (orden métrico). La zona superior de la, AF3 está caracterizada por un nivel correspondiente a la facies S4(p) con un espesor aproximado de 1,5 metros de potencia, que aparece sólo en este lugar de la asociación y se compone de cuerpos poco espesos, formados por depósitos piroclásticos de tamaño arena y geometría tabular (Tt(P)/Tl(P)). Inmediatamente por encima de la facies S4(p), se genera un depósito de aproximadamente 1,7 metros de potencia, que se caracteriza en su base por la presencia de la facies M1, de 1,5 metros de potencia y culmina hacia techo, con la presencia de la facies S2, de 0,20 metros de espesor, en claro arreglo grano-estrato creciente (Figuras 4.3.2. a y b)

Interpretación: Esta asociación es interpretada como un sistema deltaico, tipo Gilbert de escasa potencia, que arriba a un lago de poca profundidad (Spicer, 1989). En el mismo pueden reconocerse facies de plataforma deltaica con depósitos de canales y depósitos pantanosos con reconocida actividad biológica en las facies iniciales (S1 y M1), similar a lo observado en otros sistemas deltaicos de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (Melchor, 2004 y 2007). Por encima, se pueden reconocer las facies M1 y S3 dispuestas en forma grano estrato creciente, que representarían las facies del prodelta y del frente deltaico progradando por encima, representado por clinoformas (Spicer, 1989). Hacia el techo, se produce un evento volcánico, que aporta gran cantidad de material al sistema, denotado por la facies S4(p). Coronando la AF3, se vuelve a repetir depósitos de frente deltaico, caracterizado por la alternancia de las facies M1/S2.

Asociación de facies 4 (AF4)

La asociación de facies 4 (AF4), posee un espesor aproximado de 67 metros de potencia y caracteriza los niveles medios de la Formación Monina. Estos se componen de dos facies S2 y H4. Esta facies presenta una alternancia en al menos diez ciclos grano-estrato decrecientes conformados por depósitos que corresponden a las facies S2 y H4. El ciclo más espeso tiene un espesor aproximado de 12 metros de potencia, que luego le siguen ciclos con 2 a 3 metros de

espesor. La sucesión culmina con un ciclo donde los depósitos tienen un espesor que oscila entre 0,5 a 1 metro de potencia. La facies S2 tiene un espesor que, aproximado de 0,8 a 7 metros de potencia, son cuerpos areniscos epiclásticos, con bases poco erosivas y de geometría tabular a lentiforme (St/Sm/Sla). Llamativamente, estos cuerpos preservan restos muy fragmentarios y carbonizados de madera. La facies H4 con espesores que van de 0,5 a 2 metros, se componen de cuerpos tabulares, de grano fino (Fl/Fsm), con algunas intercalaciones de areniscas masivas (Sm). Generalmente, esta facies se encuentra bioturbada, aunque no se ha constatado la presencia de materia orgánica vegetal de ningún tipo u otro tipo de resto fósil (Figuras 4.3.2. a y b)

Interpretación: La AF4, se interpretó como un sistema meandriforme arenoso somero que estaría dominado por procesos de movilidad lateral, caracterizado por la presencia de facies areniscosas con estructura entrecruzada en artesa y geometría tabular, en íntima relación con facies fangosas, con tendencia del depósito a hacerse menos espeso hacia el techo (Stear 1985; Sheperd *et al.*, 1987; Miall 1996 y 2006; Tooth, 2005; Li *et al.*, 2015). La presencia de material leñoso re trabajado en los canales, indica que se habrían desarrollado algún tipo de flora ribereña, aunque no se ha podido constatar la presencia de material foliar y/o leñoso en las llanuras de inundación.

Asociación de facies 5 (AF5)

La asociación de facies 5 (AF5) tiene un espesor aproximado de 37 metros de potencia y corresponde a los depósitos más cuspidales de la Formación Monina. A lo largo de toda su extensión, esta sección es homogénea y se compone de dos facies dominantes, la facies M1 y la facies H3(p). La primera presenta un espesor aproximado de 0,8 a 1,5 metros de potencia, que se caracterizan por ser cuerpos tabulares de colores reductores (gris oscuro/negro) de granulometría fina (Fl/Fm), los cuales a veces se encuentran bioturbados. La facies H3(p) se presenta como bancos heterolíticos de poco espesor (0,6 a 1 metro) donde se destaca la presencia de bancos de granulometría fina (Fl/Fm), intercalados con bancos de fracción arena, pero con la particularidad que estos tienen procedencia de material volcaniclástico re trabajado (Tmq (S)) formando cuerpos tabulares con entrecruzamiento en artesa de bajo ángulo o masivos. Desde la base de la asociación hasta los 27 metros, la misma se compone de una intercalación de las facies finas (M2) y facies volcaniclásticas re trabajadas (H3 (p)), que forman aproximadamente nueve ciclos que presentan un espesor aproximado de 1,5 a 2 metros de potencia. Hacia los 10 metros finales, desaparecen los depósitos volcaniclásticos, encontrándose sólo los depósitos de grano fino, M1. Un rasgo particular que caracteriza esta asociación es que los depósitos finos, que, en corte petrográfico, presentan laminación muy marcada y por otro lado como mencionan Zamora *et al.* (2008) y

Abarzúa (2016) entre otros el alto grado de querógeno presente en las facies finas de esta asociación de facies (Figuras 4.3.2. a y b)

Interpretación: La presencia de facies finas laminadas, facies M1, representan depósitos sub-ácueos acumulados por suspensión. Los mismos aparecen en la mayor parte del depósito intercalados con niveles tobáceos (facies H3(p)), que presentan estructuras de corriente y alto porcentaje de materia orgánica, lo que hace suponer que estos sedimentos se habrían depositado en un ambiente lacustre somero con participación esporádica de caída de cenizas, las que muestran evidencia de haber sido re TRABAJADOS por corrientes gravitacionales sub-ácueas (Melchor, 2004; 2007; Arche, 2010; Murcia *et al.*, 2013).

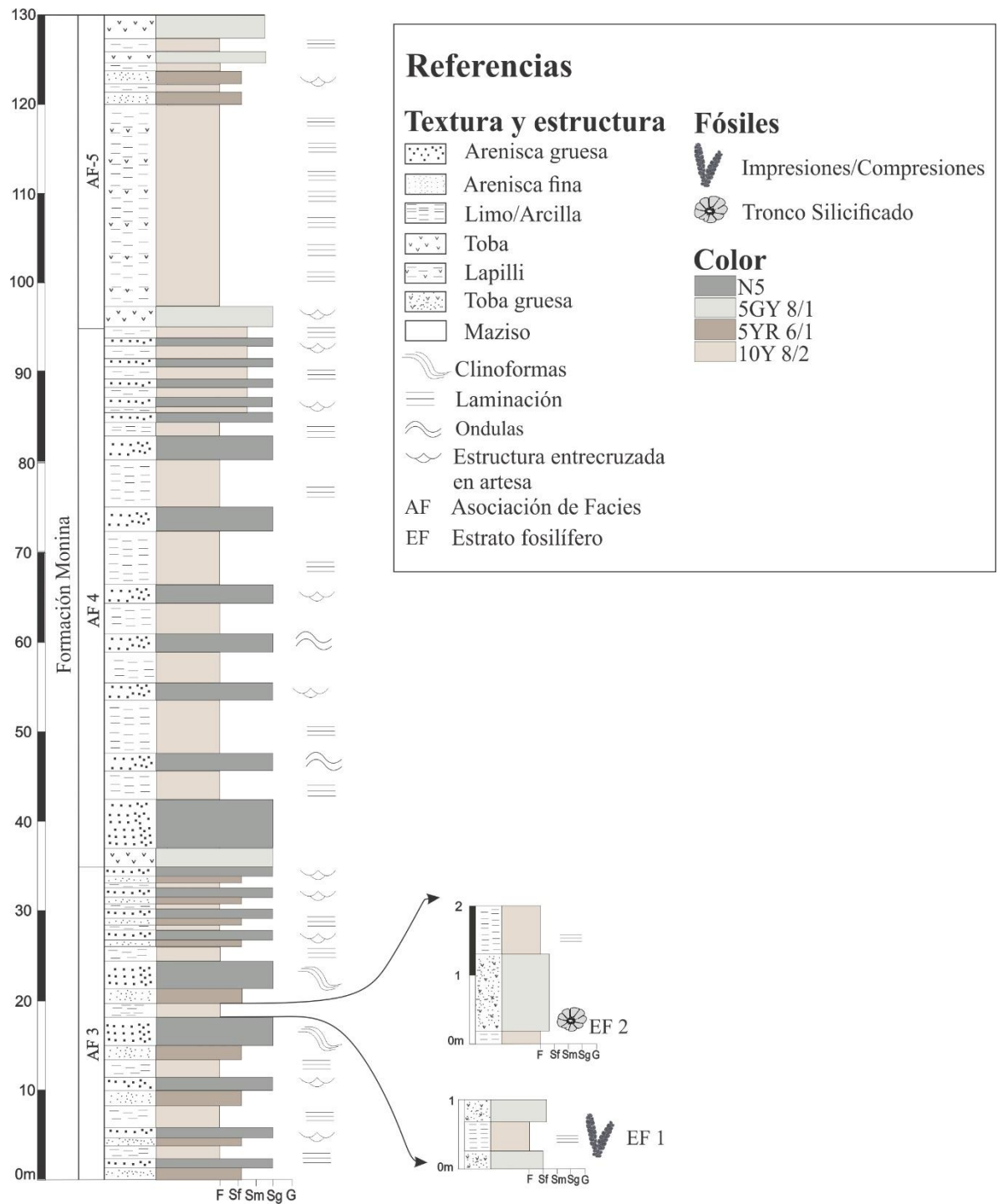


Figura 4.3.2.a. Columna estratigráfica de la Formación Monina en la quebrada Agua de los Pajaritos.

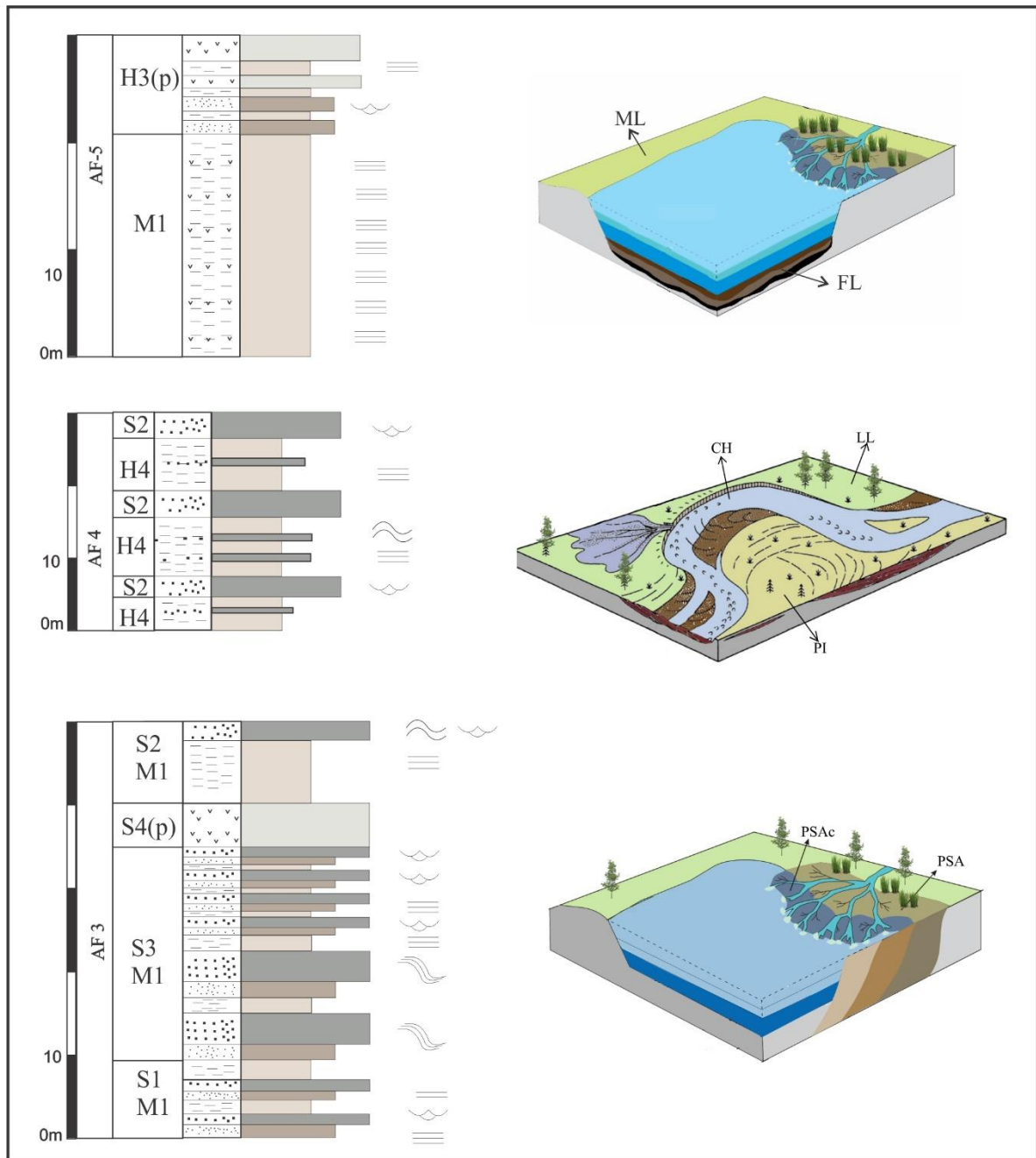


Figura 4.3.2.b. Perfiles esquemáticos de las asociaciones de facies 3, 4 y 5 de la Formación Monina, acompañados de block diagrams interpretando el sistema depositacional PSAc plataforma sub acuea; PSA plataforma subaérea; CH, canal; LL llanura de inundación; PI planicie; FL, fondo del lago; ML margen del lago.

4.3.3. Formación Hilario

Asociación de facies 6 (AF6)

La asociación de facies 6 (AF6) corresponde estratigráficamente a los niveles que se encuentran por encima de la AF5 y que pertenecen a la Formación Hilario (Baraldo y Guerstein, 1984). Esta unidad es homogénea a lo largo de todo su desarrollo, por lo que solo se compone de una

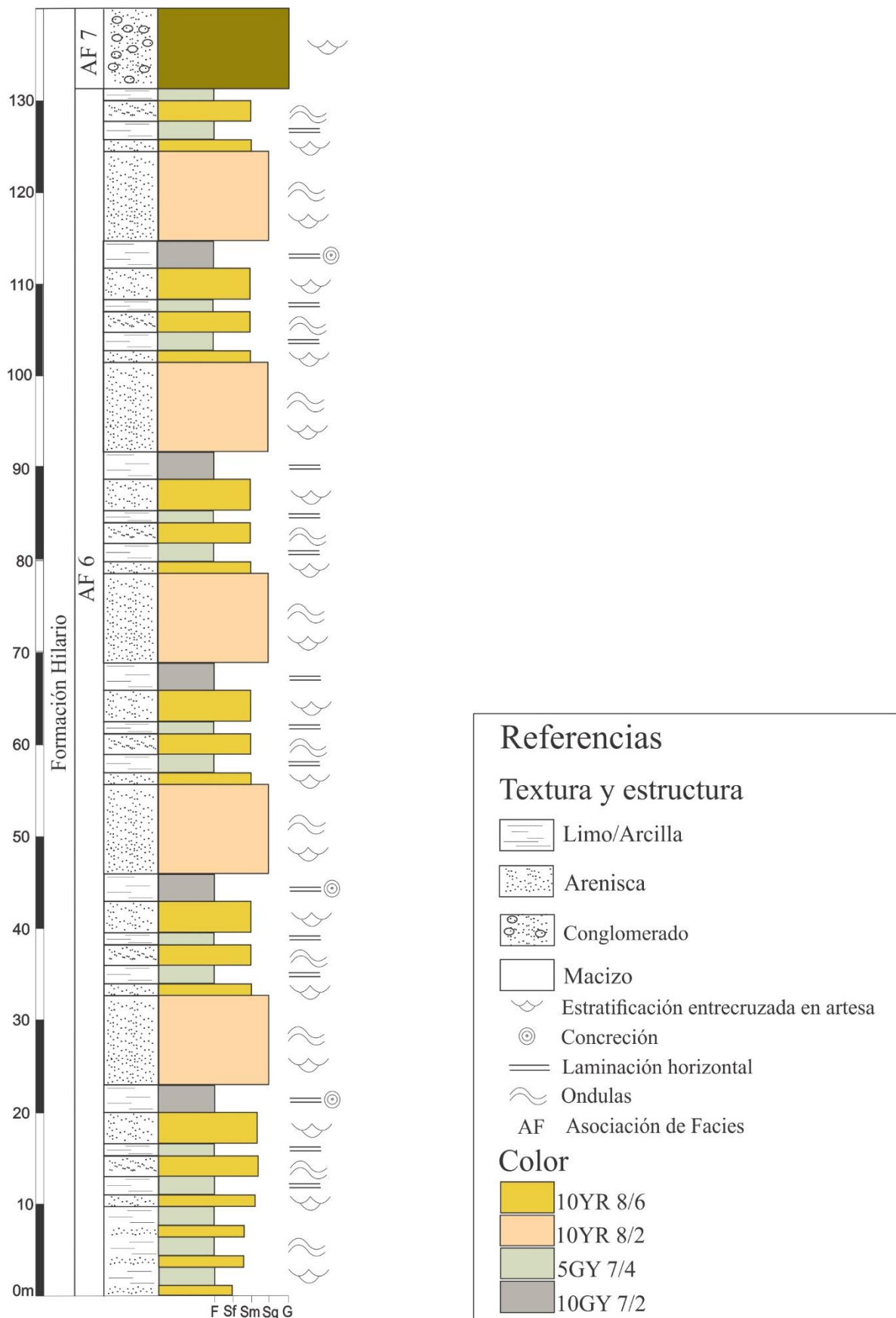
asociación de facies integrada por seis ciclos donde se repiten tres facies, M1, H5(p) y S2. En la base de cada ciclo se intercalan las facies M1 con H2. La facies M1 presenta un espesor aproximado de 0,5 a 0,8 metros de potencia, de geometría tabular, y granulometría fina (F1/Fm). La facies H5(p) presenta espesores que varían entre 0,5 a 0,7 metros, está caracterizada por cuerpos tabulares de la fracción arenosa (Tmq(S)) con materiales de procedencia volcánica. Por encima, culminando cada ciclo, aparece un potente paquete de aproximadamente 3 o 4 metros de potencia que corresponde a la facies S2. La facies S2 está conformada por cuerpos areniscosos tabulares (St/Sm/Sla), con bases poco erosivas. Sin embargo, existen en la sucesión tres ciclos en donde falta la facies H5(p) quedando conformados solo por la facies M1 en la base y S2 por encima. Los ciclos varían en espesor desde 5 a 10 metros de potencia (Figura 3.3.1.c).

Interpretación: La participación de facies finas laminadas que caracterizan este depósito, sumado al arreglo grano-estrato creciente de todo el conjunto sedimentario hace suponer un ambiente de plataforma deltaica en un lago poco profundo (Barredo, 2012). También se observaron evidencias de ocasionales caídas de ceniza volcánica retrabajados por corrientes en ambientes subácuos como lo indican las facies heterolíticas con participación tobácea (Rust, 1982; Johnson y Graham, 2004; Melchor, 2004, 2007; Arche, 2010).

Asociación de facies 7 (AF7)

Por encima de la asociación de facies 6, y coronando la Formación Hilario, se definió la asociación de facies 7 (AF7). Esta asociación de facies corresponde a un depósito areno-conglomerádico formado por la facies G1 (Gt/S(G)t). Este depósito se observó en el techo de la Formación Hilario, inmediatamente en contacto con los niveles inferiores de la Formación El Alcázar. Los depósitos conglomerádicos con estratificación entrecruzada en artesa (Gt) aparecen bien representados en la quebrada de La Zorra (Baraldo y Guerstein, 1984) y se continúan como los niveles sabulíticos (S(G)t) que se extienden regionalmente en el techo de la Formación Hilario (Figuras 4.3.3.a y b).

Interpretación: Los depósitos descriptos para la AF7 constituyen fajas de canales amalgamados de carga de lecho tractiva con barras longitudinales que progradan sobre el sistema deltaico representado en la AF6 (Miall, 1996; Jorgensen y Fielding, 1996; Bristow *et al.*, 1999). Estos depósitos, que presentan su mayor expresión en la quebrada de La Zorra, aunque regionalmente se manifiestan menos energéticos, los mismos estarían presentes en todo el depocentro



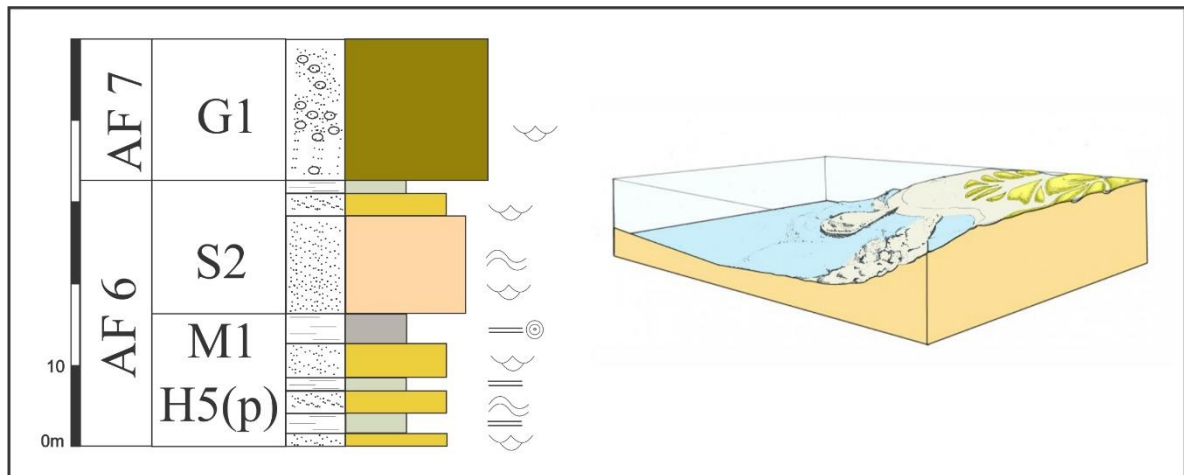


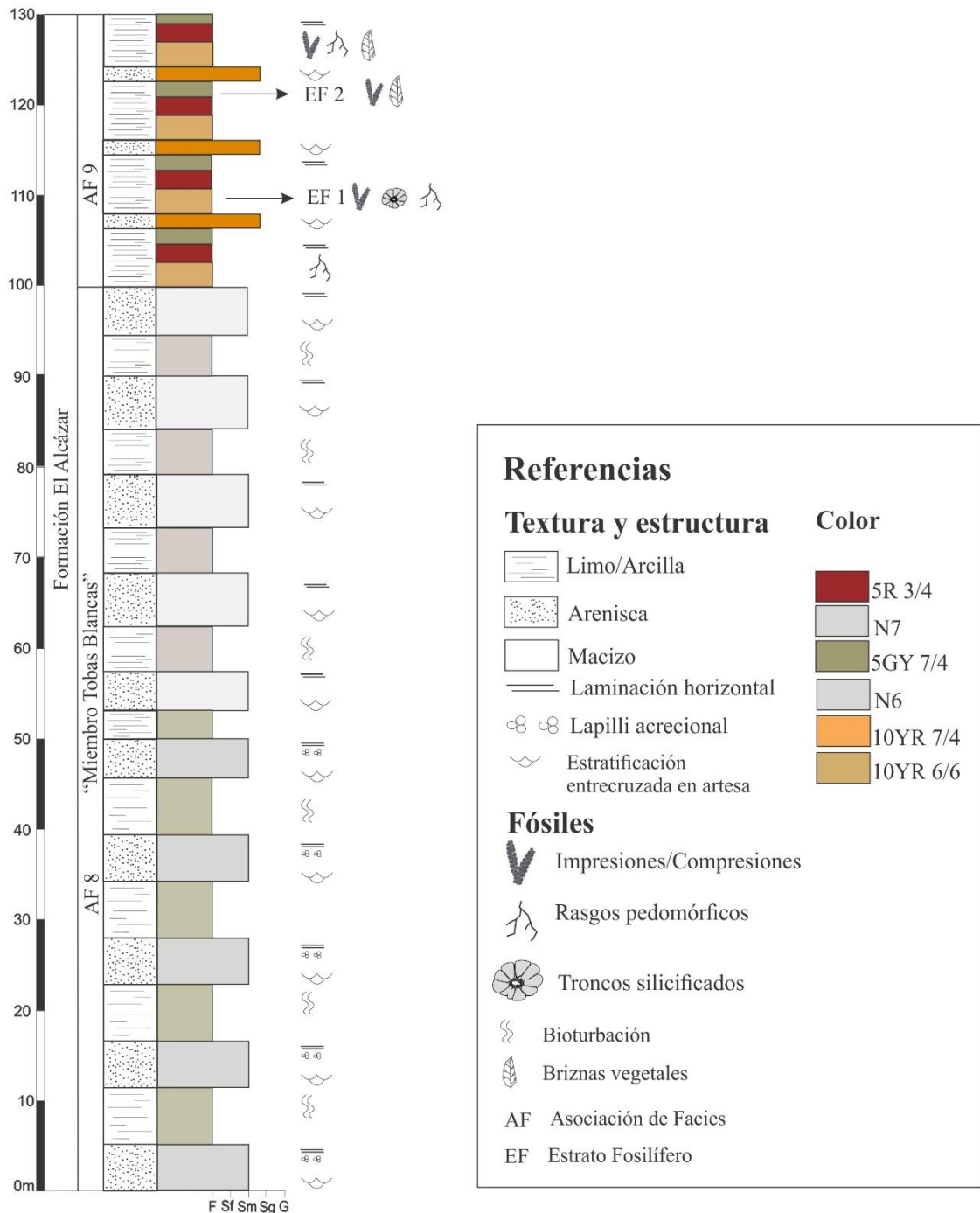
Figura 4.3.3.b Perfil esquemático de las asociaciones de facies 6 y 7 de la Formación Hilario, acompañado de un block diagrama interpretando el sistema depositacional.

4.3.4. Formación El Alcázar

Asociación de facies 8 (AF8)

Transicionalmente y apoyando en concordancia sobre la AF7, se definió la asociación de facies 8 (AF8), que corresponde con el inicio de la última formación de las cuatro que componen el depocentro Agua de los Pajaritos. La Formación El Alcázar, se inicia con la AF8, esta asociación de facies presenta un espesor aproximado de 110 metros. Se compone de dos facies muy características. La primera facies es la S4(p) con un espesor aproximado de 3 a 5 metros de potencia, caracterizada por cuerpos de coloración llamativamente blancos, con granulometría de tamaño arena y composición piroclástica (Tt(P)/ Tl(P)). Estos depósitos presentan rasgos particulares como son la presencia de lapillis acresionales en el techo de los bancos y restos aislados de materia orgánica de origen vegetal de naturaleza leñosa en estado carbonizado. A partir de los 60 metros estratigráficos, esta facies solo está representada por cuerpos de granulometría tobácea y coloración blanca, que pierden la presencia de lapillis acresionales “*rim like*” y los restos de material carbonoso. La segunda facies que conforma esta sucesión es la H5(p) con espesores que van desde los 2 a los 8 metros, formada por depósitos tabulares de granulometría fina piroclástica (FTm(P)/Tmq(S)) los que presentan colores reductores y en algunas partes se encuentran bioturbados y presentan motas de origen redoximorfico. Hacia el techo de la AF8, en los depósitos correspondientes a la facies H5(p), se pudieron observar concreciones carbonáticas de gran tamaño (20 cm) en algunos casos. Esta asociación de facies corresponde a lo que Baraldo y Guerstein (1984) denominaron como “Miembro Tobas Blancas” (Figuras 4.3.4 a y c).

Interpretación: La asociación descripta anteriormente, muestra depósitos de origen volcanoclástico primario que se formaron a partir de la caída de material piroclástico con nulo retrabajo, asociado a depósitos de producidos por corrientes piroclásticas (Sparks *et al*, 1973; Murcia *et al* 2013). La presencia de lapillis acresionales en los depósitos de tamaño arena, hace suponer que estos bancos se han generado a partir de la presencia de corrientes piroclásticas poco alejadas del centro efusivo (Schumacher y Schinke, 1995). Además, la preservación de restos de material leñoso carbonizado y en forma de briznas, hace suponer que el flujo piroclástico habría perturbado a la flora que allí vivió. Sumado a esto, los depósitos de grano fino, representados por la facies H5(p), sugieren un cese en la actividad volcánica sineruptiva, aunque la caída de lluvia de cenizas esporádicas habría continuado sobre cuerpos de agua estancadas tal como lo indican los colores reductores, trazas subácueas y rasgos pedogénicos como concreciones carbonáticas (Spalletti, 1994). Este cese de la actividad volcánica permitió la colonización de cuerpos de agua estancos por organismos, tal como puede observarse por la presencia de bioturbaciones presentes en estos depósitos (Gilbert y Lane, 1994).



Figuras 4.3.4 a Columna estratigráfica de la Formación El Alcázar en la quebrada Agua de los Pajaritos, representando la asociación de facies 8 y parte de la asociación de facies 9.

Asociación de facies 9 (AF9)

Apoyada sobre la AF8, se encuentra la asociación de facies 9 (AF9). Ésta caracteriza los niveles medio-superiores de la Formación El Alcázar y está compuesta por 3 facies que alcanzan un espesor aproximado de 70 metros de potencia. La AF9 se caracteriza por un dominio de material

fino con alto contenido piroclástico y escaso grado de retrabajamiento, de la facies M2(p) que se desarrollan por varios metros y se intercalan con cuerpos de menos de 2 m de espesor de areniscas (S1). Los depósitos tobáceos finos son masivos (FTm(P)/Fm(E)) y corresponden a la facies M2(p) con espesores de aproximadamente 1,5 a 2 metros. Además, hacia el techo de la asociación se reconoce al menos un banco tobáceo (Tt(S)), caracterizado por color blanco, estructura entrecruzada en artesa y geometría tabulares. En general los niveles finos desarrollados por encima de las facies areniscosas S1, presentan colores oxidantes (colores ocres) y eventualmente facies profundamente alteradas por desarrollo edáfico (Fm(E)). Los rasgos pedogénicos pueden ser observados macroscópicamente, tales como desarrollo de horizontes, marcas y halos de raíces, cutanes, superficies de deslizamiento de arcillas; así como también microscópicamente, tales como cristales con bordes engolfados producto de alteración de arcillas, y la disposición en cruceta de las arcillas. Estos niveles de paleosuelos generalmente están cubiertos por niveles de granulometría similar (M2(p)) aunque con colores reductores (verde oliva, gris oscuro). Todas las facies finas presentan la particularidad de preservar materia orgánica de origen vegetal en forma de briznas e impresiones-compresiones muy bien conservadas, como así también, niveles con una inusual densidad de troncos.

Por otra parte, la facies S1 presenta espesores variables entre 0,8 a 2 metros de potencia y se caracteriza por ser depósitos arenosos finos (St/Sm), lenticulares con base levemente erosiva. Hacia el sector medio de la asociación, uno de los bancos de areniscas grada verticalmente a un banco tabular de conglomerados finos a medios de la facies G1 de un espesor de aproximadamente 2 metros. El mismo está formado por depósitos de Gch con el desarrollo de superficies internas de erosión (superficies 4b, Miall, 1996) que forman cuerpos de geometría lenticular y estructuras de corte y relleno con lag basal. Esta sucesión corresponde al “Miembro Tobas Varicolores” de Baraldo y Guerstein (1984) (Figuras 4.3.4.a, b y c).

Interpretación: Tomando en cuenta la granulometría de esta asociación de facies, así como la coloración de la misma, se puede interpretar como un ambiente de llanura volcaniclástica con desarrollo de canales de poca jerarquía y el desarrollo de al menos un canal multiepisódicos de mayor jerarquía. Las llanuras se destacan por la acumulación casi continua de depósitos de lluvias de cenizas volcánica y depósitos de flujos piroclásticos distales retrabajados localmente. Sin embargo, se interpreta que hubieron, periodos intereruptivos que permitieron el desarrollo de biota y de suelos de tipo Argillisoles (Mack et al., 1993). Esta vegetación se habría visto favorecida por el aporte constante de nutrientes desde el material piroclástico y un clima favorable, tal como

puede observarse por la anómala abundancia de la misma (ver Cap VII). Estas llanuras presentan además momentos de inundaciones periódicas que generarían facies palustres o lacustres someras evidenciadas por los colores reductores, tal como fue propuesto previamente por Spalletti, (1994; 2000).

Asociación de facies 10 (AF10)

Por encima de la asociación de facies 9, se definió la asociación de facies 10 (AF10). Ésta presenta un espesor aproximado de 70 metros y está compuesta de tres facies. Desde la base hasta la parte superior de la secuencia, se compone de una intercalación de la facies S5(p), caracterizada por depósitos arenosos tobáceos (Tt(S)) que van desde los 4 a 5 metros de potencia, de base erosiva, geometría tabular a lentiforme, clastos intraformacionales de los depósitos infrayacentes, coloración llamativamente rosada, que presentan restos de material leñoso muy carbonizado y en los que además se reconocieron superficies limitantes de orden 4b. Estudios bajo microscopio óptico, permitieron identificar en estos depósitos gran cantidad de trizas, que presentan fracturamiento y cemento secundario del par heulandita-clinoptilolita, lo que le da el color rosado, característico a este depósito. Alternando con la facies S5(p) y de menor escala, aparecen depósitos caracterizados por la facies S4(p), estos presentan niveles de tamaño arenoso (Tt(P)/Tl(P)), con espesores que varían entre 1 a 0,5 metros de potencia, geometría tabular y en algunos bancos se ha observado la presencia de lapillis acresionales en su techo. Intercalado con la facies S4(p) aparece la facies M3(p). Esta se caracteriza por poseer espesores que van de los 2 a los 5 metros de potencia, presentan granulometría fina (FTm(S)), de coloración gris clara y preservan gran cantidad de restos fósiles, desde troncos a impresiones-compresiones y moldes internos y externos de equisetales. Esta ciclicidad entre las facies S5(p), S4(p) y M3(p) se repite 5 veces y cada ciclo tiene un espesor aproximado entre 9 y 15 metros de potencia (Figuras 4.3.4. b y c).

Interpretación: Las características de los depósitos que pertenecen a la facies S5(p), sugieren que estos corresponden a canales multiepisódicos, como lo indican las sucesivas superficies internas de reactivación y con movilidad lateral, evidenciado por la tabularidad dominante de los cuerpos (Stear, 1985; Sheperd *et al*, 1987; Miall, 2006; Tooth, 2005; Li *et al.*, 2014). Los mismos habrían retrabajado gran cantidad de material piroclástico de caída, como lo indican los estudios microscópicos realizados. Estos canales se intercalan con depósitos de llanura de inundación conformados por las facies S4(p) y M3(p). Los depósitos arenosos de la facies S4(p) en contacto con las facies M3(p) tienen un claro arreglo grano estrato creciente, geometría tabular, los que son interpretados como depósitos de crevasse, ubicados entre canales de mayor escala. También se

desarrollan espesos bancos de llanura de inundación (facies M3(p)) que presentan la particularidad de ser depósitos de lluvias de cenizas, alteados a bentonita, formados como resultado de un proceso de desvitrificación del material piroclástico (trizas) abundante en esta sección de la formación. La presencia de depósitos bentoníticos hace suponer que éstos se han desarrollado en cubetas someras de carácter reductor, dado la gran cantidad de materia orgánica fósil que preservan estos bancos. Esta secuencia, en donde se puede diferenciar depósitos de canales multiepisódicos con movilidad lateral, en estrecha relación con depósitos de llanura de inundación, dentro de los cuales se pueden discriminar la llanura propiamente dicha y depósitos de crevasse, menos espesos, sumado a que el espesor de los niveles de llanura es superior a los espesores que muestran los depósitos de canal, ya que las llanuras forman más del 50% del registro sedimentario de esta sección de la Formación El Alcázar, sugiere que estos bancos fueron depositados por un sistema anastomosado de agradación rápida (Miall, 1996; Makaske, 2001; Spalletti, 2001; Impiccini y Valles, 2002). Esta sección corresponde a lo que Baraldo y Guerstein (1984) denominan como “Miembro Tobas Rosadas”.

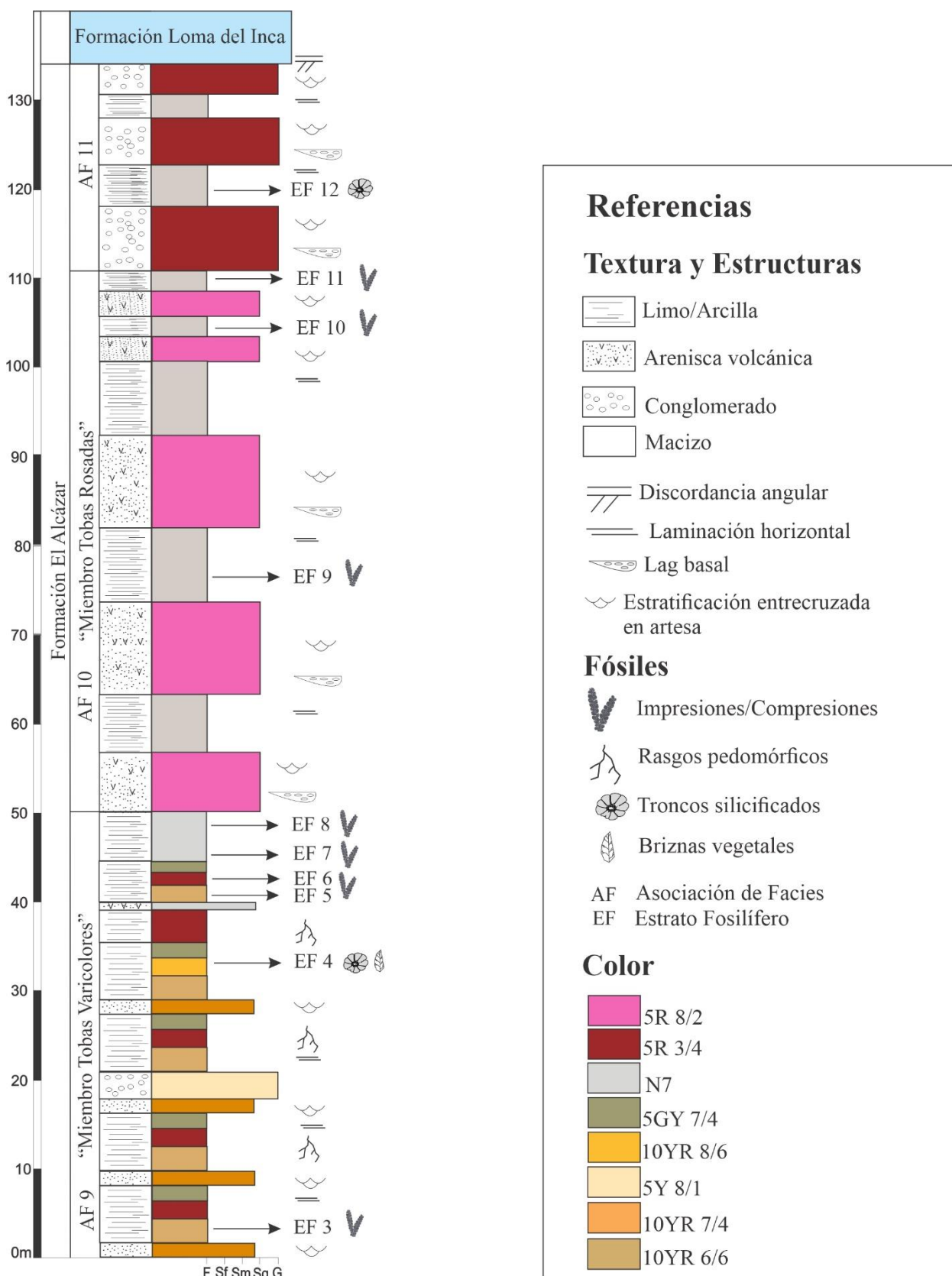


Figura 4.3.4. b. Columna estratigráfica de la Formación El Alcázar en la quebrada Agua de los Pajaritos mostrando las asociaciones de facies 9, 10 y 11.

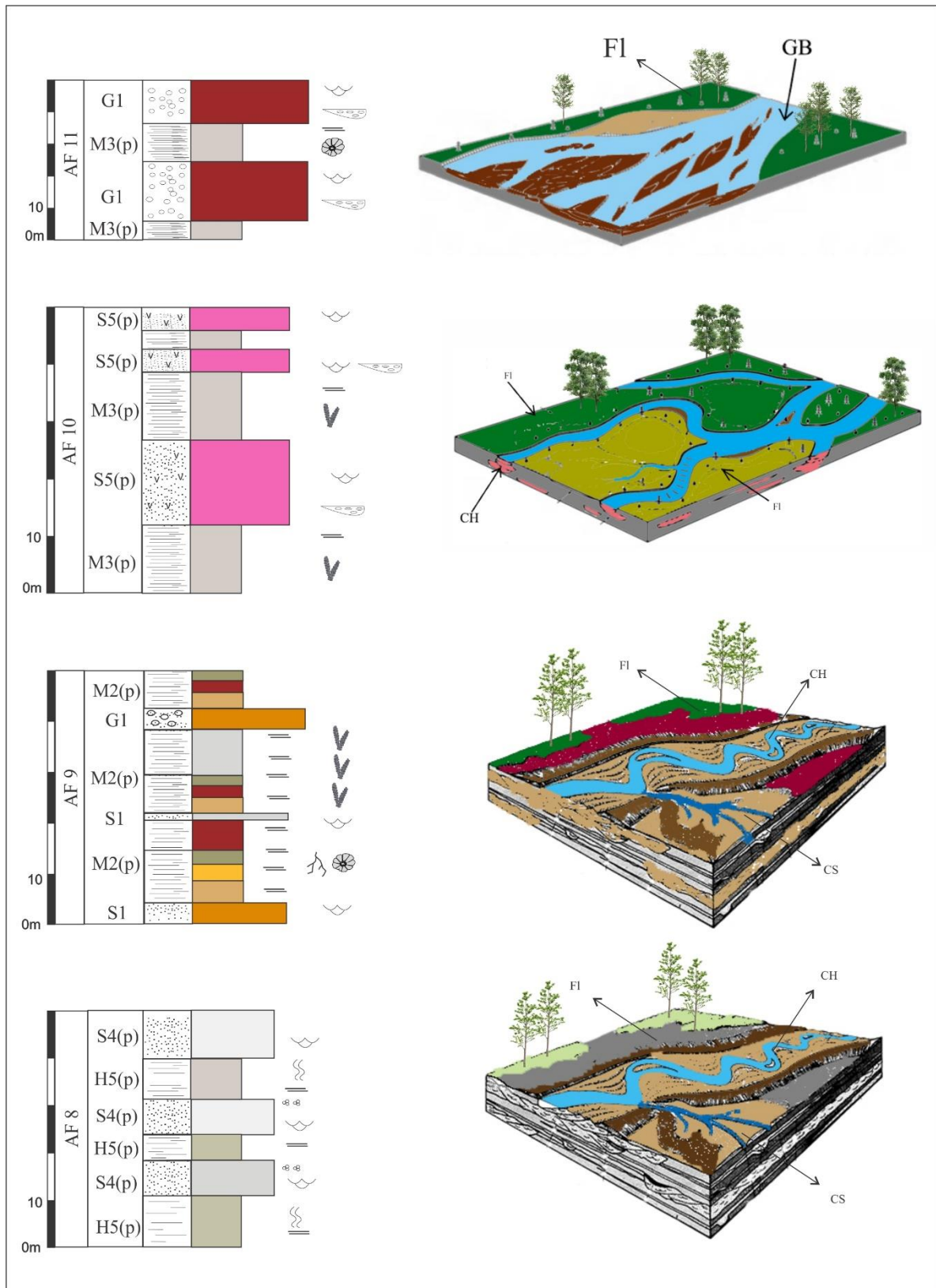


Figura 4.3.4. c. Perfiles esquemáticos de las asociaciones de facies 8, 9, 10 y 11 de la Formación El Alcázar, acompañado de un block diagrama interpretando el sistema depositacional. GB barra gravosa; CH canal; CS *crevasse splay*; FI planicie de inundación.

Asociación de facies 11 (AF11)

En contacto con la parte superior de la Formación El Alcázar, en la ladera sur, al inicio de la quebrada Agua de los Pajaritos, la secuencia tiene un arreglo facial distinto al descrito para la AF10. Por lo tanto, se decidió tratar esa sección de manera independiente. La AF11 se caracteriza por la presencia de facies G1. Ésta se caracteriza por presentar un espesor aproximado de 3 a 5 metros de potencia, granulometría gruesa (Gcm), base erosiva, abundantes superficies de reactivación tipo 4b (Tripaldi *et al.*, 2001), estructuras de corte y relleno, lag basal y clastos intraformacionales de los niveles finos infrayacentes. Este depósito presenta pobre selección con clastos de tamaño medio de 10 a 20 cm de diámetro, hasta un tamaño máximo de 1 metro, matriz sabulítica y color borravino. La procedencia de los clastos que componen el depósito es de la base del depósito infrayacente y volcánico (Grupo Choiyoi). En ningún momento se observan depósitos atribuidos a llanura. Por encima de esta sucesión los depósitos de la Formación El Alcázar se ponen en contacto con niveles de la Formación Villanueva o Loma del Inca correspondientes al Cenozoico, por lo que en este punto se terminaría la secuencia triásica (Figuras 4.3.4. b y c).

Interpretación: La facies G1 es interpretada como elementos generados a partir canales gravo-arenosos, con superficies erosivas y de reactivación, con naturaleza caótica del depósito y la presencia de clastos de hasta 1 metro de diámetro, que son interpretados como generados a partir de un sistema entrelazado gravoso con depósitos de flujo gravitatorios (Miall, 1996; Impicini y Valles, 2002).

4.4 Evolución paleoambiental del depocentro Agua de los Pajaritos

El análisis de los afloramientos ubicados en el sector noroccidental de la Cuenca Cuyana en el depocentro Agua de los Pajaritos permitió reconstruir la evolución paleoambiental del depocentro. Al mismo tiempo, este estudio ha brindado herramientas para la correlación regional de las formaciones que integran el depocentro Hilario con las demás unidades presentes en los depocentros del sector noroccidental de la Cuenca Cuyana (Rincón Blanco y Barreal).

Como ya se ha mencionado, se consideró en este estudio la división en cuatro formaciones que de base a techo corresponden a: 1) Agua de los Pajaritos, 2) Monina, 3) Hilario y 4) El Alcázar,

siguiendo el criterio de Baraldo y Guerstein (1984), Barredo *et al.* (2016), Abarzúa (2016) entre otros, con algunas modificaciones.

A su vez, para cada una de las unidades bajo estudio el análisis sedimentológico de litofacies, facies y asociaciones de facies (AF) permitió definir la evolución paleoambiental del depocentro aplicando además de los conceptos clásicos, los de análisis de estratigrafía secuencial definidos para cuencas continentales alejadas de la costa (*e.g.*, Bohacs *et al.*, 2000; Wright y Marriott, 1993; Dalrymple *et al.*, 1998; Spalletti *et al.*, 1999). Estos análisis contemplan el espacio de acomodación existente para la acumulación y preservación de los depósitos sedimentarios, y el grado de confinamiento de los depósitos, ya que los mismos rigen los procesos sedimentarios dominantes, ya sea progradación, aggradación o erosión, definiendo la geomorfología y el comportamiento de los sistemas depositacionales (Wright y Marriott, 1993; Pérez-López, 1996; Dalrymple *et al.*, 1998).

La relación entre el espacio de acomodación y el aporte sedimentario está controlado por factores alogénicos (tectonismo, clima, vulcanismo, variación del nivel de base, etc) que suceden a nivel de cuenca y la respuesta autigénica de los sistemas para alcanzar nuevamente el estado de equilibrio depositacional. En el caso particular de los sistemas depositacionales fluviales la acomodación estará dada por la posición del pseudo-nivel de base. La misma se definirá como la relación existente entre la topografía o perfil real del río y un pseudo-nivel de base o perfil de equilibrio hipotético del río (Dalrymple *et al.*, 1998). Esto es, el perfil en el cual el río alcanzaría su máxima eficiencia (Dalrymple *et al.*, 1998). Puede ocurrir que el sistema fluvial drene a un lago, en cuyo caso el nivel de base será el nivel del lago (similar al análisis de los ambientes marinos).

Del análisis realizado surge el siguiente modelo de evolución paleoambiental del depocentro de Agua de los Pajaritos definido teniendo en cuenta las diferentes unidades formacionales.

4.4.2 Formación Agua de los Pajaritos

La Formación Agua de los Pajaritos presenta un espesor aproximado de 130 metros y se apoya en discordancia sobre depósitos del Paleozoico Inferior (formaciones Alcaparrosa y Calingasta) marcando el inicio del relleno dentro del depocentro Agua de los Pajaritos. La base de esta unidad está caracterizada por la asociación de facies 1 (AF1) de aproximadamente 15 metros de espesor, que se compone de bancos brechosos matriz-soportados, que gradan hacia el techo a niveles conglomerádicos (Btm/Gt-Gci) de geometría lentiforme a tabular. Estos niveles tienen intraclastos

de las formaciones infrayacentes, los que habrían sido incorporados en los estadios iniciales de la apertura del depocentro (Barredo, 2012; Abarzúa, 2016). Esta primera asociación de facies (AF1) se interpretó como un sistema fluvial entrelazado gravoso proximal con escasa participación de niveles de llanura (Hein, 1977; Miall 1996) desarrollado en los estadios iniciales de apertura de la cuenca por sistemas transversales.

Por encima, se encuentra la asociación de facies 2 (AF2) de aproximadamente 105 metros de potencia, la misma se apoya de manera transicional sobre la AF1. Se compone de ciclos grano-estrato decrecientes de 10 m de espesor que presentan en su base niveles de conglomerados clasto soportados que gradan a areniscas medias con bancos de geometría tabular a lentiforme (Gcm/Sm). Sobre éstos se desarrollan niveles arenosos medios a finos (St/Sm), estos se alternan con niveles de areniscas finas (St/Sm/Sla). Coronando cada uno de los ciclos aparecen estratos areno-limosos (Sm/Fm) sobre los que se desarrollan facies finas de pelitas (Fl/Fsm) en donde es muy común encontrar restos de materia orgánica de origen vegetal. Esta ciclicidad se repite a lo largo de toda la AF2, la que fue interpretada como un sistema meandriforme areno-gravoso siguiendo los modelos propuestos por (Heim *et al.*, 1977; Miall, 1996; Schencman *et al.*, 2018).

La superficie basal de la cuenca con clastos intraformacionales muestra el desarrollo de una superficie tipo 6 (según de Miall, 1996) o de valle, sobre la que se desarrollan sistemas entrelazados proximales transversales que indicarían la apertura del depocentro de Agua de los Pajaritos y el poco espacio de acomodación con el que se contaba al inicio de la misma (Wright y Marriott, 1993; Dalrymple *et al.*, 1998). Esta acomodación dada como es resultado de la apertura mecánica del rift en competencia con la velocidad de sedimentación, y las variaciones eustáticas/o locales se incrementó rápidamente mientras se abría el depocentro, tal como lo evidencian el desarrollo de sistemas meandriformes con preservación de facies de llanura, que podrían estar indicando el inicio de sistemas laterales y/o axiales incipientes durante el estadio de Rift, siguiendo el desarrollo de las cuencas extensionales (Gawthorpe y Leeder, 2000).

Las características depositacionales que se observan en la Formación Agua de los Pajaritos, coinciden con lo observado en los otros depocentros del noroeste de la Cuenca Cuyana. Estos son: el depocentro Rincón Blanco con las formaciones Panul y Corral de Piedra, el depocentro Barreal con las formaciones Cerro Colorado del Cementerio y Barreal y la base de la Formación El Relincho ubicada en el depocentro El Puntudo. Esta etapa ha sido interpretada como el inicio de la segunda etapa de Rift en el relleno de la Cuenca Cuyana (Sinrift II; Kokogián *et al.*, 1989; Barredo y Ramos, 1997; Barredo, 2005; Barredo y Ramos, 2010; Barredo y Stinco, 2010; Barredo,

2012 entre otros). Este evento, y tal como se observa en el área de estudio, se caracteriza por la sucesión de secuencias granos decrecientes relacionadas a ambientes entrelazados que gradan a sistemas meandriformes, los que culminan en depósitos de origen lacustre (Barredo 2012).

4.4.3 Formación Monina

La Formación Monina presenta un espesor de 130 metros, se apoya de manera transicional sobre la Formación Agua de los Pajaritos. El pasaje de una formación a otra está dado por un claro cambio en la arquitectura depositacional. La Formación Monina se compone de tres asociaciones de facies. La primera asociación de facies (AF3) tiene 35 metros de potencia, representa ciclos grano-estrato crecientes, que comienzan en su base por depósitos pelíticos (Fl/Fsm), los que presentan restos de materia orgánica, trazas y concreciones carbonáticas. Estos bancos gradan a depósitos arenosos finos (St/Sm) poco espesos que culminan en estratos areniscosos gruesos (St/Sh/Sm), muchas veces con presencia reconocible de clinoformas. Esta asociación de facies fue interpretada como un sistema lacustre y deltaico tipo Gilbert de poca potencia (Jopling, 1963; Spicer, 1989). En la parte más alta de la AF3, se depositó un potente banco de tobas (Tt(P)/Tl(P)). Este banco es seguido por un depósito poco espeso (2 metros), de naturaleza deltaica que se caracteriza en su base por depósitos finos (Fl/Fsm), que se alternan con niveles areniscosos (St/Sla), los que hacia el techo se hacen más espesos dando como resultado un claro arreglo grano-estrato creciente.

Por encima, la asociación de facies 4 (AF4) presenta 67 metros de espesor una alternancia de ciclos grano-estrato decrecientes de escaso espesor (3 metros) formados por cuerpos arenosos de granulometría media a gruesa (St/Sm/Sla), los que preservan restos fragmentarios aislados y carbonizados de madera fósil, que gradan a depósitos pelíticos (Fl/Fsm). De esta manera, la asociación de facies 3 culmina con una acumulación de lluvia de cenizas volcánicas en el depósito deltaico-lacustres somero. A este evento se le superpone lo que se interpretó como un sistema meandriforme arenoso somero el cual estaría dominado por procesos de migración lateral (Miall, 1996; Acher, 2010).

Coronando la Formación Monina se encuentra la asociación de facies 5 (AF5), la que se apoya en concordancia sobre la AF4. La AF5 presenta facies pelíticas (Fl/Fm) de colores reductores (gris oscuro/negro) que se intercalan con depósitos heterolíticos tobaceo-pelíticos (Fl/Fm - Tmq (S)). Esta última asociación de facies se interpretó como el retorno a un sistema lacustre, el cual recibió el aporte constante de lluvia de cenizas (Melchor 2004; 2007; Arche 2010; Murcia *et al.* 2013).

La presencia de sistemas depositacionales lacustres y deltaicos en la base de la Formación Monina, ha sido interpretada como un incremento del espacio de acomodación del depocentro durante la apertura extensional del mismo, siguiendo los modelos evolutivos clásicos de los rifts (Gawthorpe y Leeder, 2000). Este momento coincide con el equilibrio que caracteriza al Rift II en el depocentro Agua de los Pajaritos y que se ve reflejado en todos los depocentros noroccidentales de la Cuenca Cuyana (Barredo, 2012). Sin embargo, la formación incipiente del sistema lacustre de Monina se vio interrumpida temporalmente por el primer evento volcániclastico que afectó el depocentro que dio lugar al incrementado la agradación bruscamente con el aporte piroclástico disminuyendo consecuentemente el espacio de acomodación (Smith, 1988; Smith *et al.*, 1988; Smith y Katzman, 1991; Haughton, 1993). La caída de lluvia de cenizas habría producido un anegamiento del lago incipientemente formado (somero), que resultó en el cambio del sistema depositacional lacustre a un sistema fluvial mendriforme somero de baja pendiente. Luego del periodo syneruptivo, el depocentro reestableció las condiciones de acomodación previas impuestas por el tectonismo, como evento alogénico dominante, durante el Rift II y volvió al sistema lacustre, aún más profundo que el que se puede observar al comienzo de la depositación de esta unidad, ya que la apertura del rift continuo simultánea, pero independientemente del aporte volcániclastico.

Este momento en la apertura de la cuenca, también se ha observado en otras unidades de los depocentros Rincón Blanco con la Formación Carrizalito, en el depocentro Barreal con la presencia de niveles lacustre-someros que coronan la Formación Barreal y los depósitos lacustres presentes en el depocentro El Puntudo, Formación Cerro Puntudo (Strelkov y Álvarez, 1984; Mancuso *et al.*, 2010; Benavente *et al.*, 2012).

4.4.4 Formación Hilario

La Formación Hilario tiene un espesor aproximado de 150 metros y se apoya en concordancia sobre los estratos de la Formación Monina. Esta unidad de coloración gris amarillenta es homogénea a lo largo de su desarrollo, estando compuesta por dos asociaciones de facies, AF6 y AF7. La AF6 se caracteriza por presentar seis ciclos grano estrato crecientes. La base de cada ciclo presenta depósitos de granulometría fina (Fl/Fm), sobre los cuales se encuentran niveles de granulometría areniscosa de origen volcániclastico intercalados con abundantes niveles centimétricos de chert (Tmq(S)). Coronando cada ciclo se observan cuerpos de arenisca gruesa, con bases levemente erosivas (St/Sla). El arreglo grano estrato creciente de todo el conjunto, hace suponer para la Formación Hilario, un ambiente lacustre somero deltaico con sucesivos ciclos grano-estrato creciente. Este sistema ha tenido el aporte frecuente de lluvia de cenizas, las que han

sido retrabajados por corrientes sub-ácueas, similar a los procesos que han podido observarse por otros autores, por ejemplo, para la Formación Los Rastros (Melchor 2004, 2007; Arche 2010). Por encima de los niveles arenosos y en neto contacto con la Formación El Alcázar, se encuentran la AF7, compuesta de depósitos areno-conglomerádico (Gt/S(G)t) que representan facies fluviales. Las mismas responderían a una abrupta disminución del espacio de acomodación de alcance regional.

La interpretación de los depósitos de la Formación Hilario coincide con la interpretación previamente realizada por Barredo (2012). De esta manera, estos depósitos corresponderían a un ambiente transicional, el que marca un periodo de desactivación progresiva de la falla maestra responsable de la subsidencia tectónica (Rift II) ocurrida durante el Rift II, que dio lugar poco a poco una situación de equilibrio entre el espacio de acomodación y el suministro sedimentario, sumado a una disminución progresiva en el espacio de acomodación debido al aporte de material volcaniclástico. (Barredo, 2012). Sin embargo, debido a la gran cantidad de material volcaniclástico aportado al depocentro, se consideró que fue el factor alogénico principal, que contribuyó notablemente a la disminución del espacio de acomodación, como resultado de la actividad tectónica.

Esta situación se ve reflejada, además, en los depósitos cuspidales de la Formación Barreal en el depocentro del mismo nombre y en los depósitos de la Formación Casa de Piedra, en el depocentro Rincón Blanco (Barredo 2012; Abarzúa 2016).

4.4.5 Formación El Alcázar

Por encima de la Formación Hilario y coronando la secuencia triásica en el depocentro Agua de los Pajaritos, aflora la Formación El Alcázar con un espesor aproximado de 260 metros, siendo transicional el pasaje entre ambas formaciones. Un rasgo particular que identifica a la Formación El Alcázar es la gran abundancia de depósitos de naturaleza volcaniclástica, ya sea en forma de depósitos primarios o secundarios retrabajados (Murcia *et al.* 2013). La Formación El Alcázar está dividida en cuatro asociaciones de facies, de las cuales, la AF8, AF9 y AF10 se corresponden con los “miembros” Tobas Blancas, Tobas Varicolores y Tobas Rosadas, descriptos por Baraldo y Guerstein (1984) y utilizados por diversos autores (*e.g.* Treo *et al.*, 1985; Bonati *et al.*, 2008; Barredo, 2012; Abarzúa, 2016).

La AF8 corresponde al “Miembro Tobas Blancas” y se compone de sedimentos exclusivamente de naturaleza piroclástica, de tamaño arena (Tt(P)/ Tl(P)), los que se intercalan con otros de grano

fino (FTm(P)/Tmq(S)). En estos últimos, es muy común encontrar rasgos redoximórficos que indican periodos prolongados de exposición subaérea. Estos depósitos se han interpretados como flujos piroclásticos cercanos al centro efusivo (Schumacher y Schinke, 1995) intercalados con depósitos de caída de lluvia de cenizas. Hacia el techo de la sucesión, los depósitos fueron interpretados como eventos saltuarios de caída de material piroclástico (Sparks *et al.*, 1973; Murcia *et al.*, 2013). Durante los periodos intereruptivos fueron colonizados por vegetación, desarrollando suelos incipientes en los depósitos finos del techo de cada paquete. Estos depósitos fueron interpretados previamente por Spalletti (1994) y Barredo *et al.* (2017) como planicies volcaniclásticas, con lo que se concuerda, aunque destacando la ausencia de retrabajo y mezcla de los depósitos con sedimentos epiclásticos. Este miembro estaría marcando el momento de mayor aporte volcaniclástico al sistema, caracterizando un periodo syneruptivo. Esta situación generó una marcada agradación y colapso de los sistemas lacustres someros previos, al continuar la disminución progresiva del espacio de acomodación debido aporte extra de cenizas, sumado al cese definitivo de la actividad tectónica. Consecuentemente, este miembro podría representar los estadios iniciales del Post-rift temprano, reconocido en los depósitos medios y cuspidales de las formaciones Barreal y Casa de Pedra (Barredo 2004, Barredo 2012, Barredo *et al.*, 2016).

Sobre la AF8, se describió la AF9, que coincide con el “Miembro Tobas Varicolores”. El mismo se caracteriza por la repetición cíclica de depósitos piroclásticos finos retrabajados (FTm(P)/Fm(E)) que se desarrollan por varios metros de espesor intercalados con cuerpos areniscosos lenticulares de pequeño espesor y extensión lateral (St/Sm), engolfados entre los depósitos finos. Los niveles pelíticos preservan gran cantidad de flora fósil (compresiones-impressiones de hojas y estructuras reproductivas y troncos petrificados). Además, varios de ellos muestran también rasgos pedomórficos de diferente madurez, desde suelos incipientes hasta niveles edafizados con horizonación reconocibles, raíces abundantes, cutanes de arcilla y superficies de deslizamiento (Mack *et al.*, 1993; Tabor *et al.*, 2006). Esta asociación de facies fue previamente interpretada como un ambiente lacustre somero (Spalletti, 2001). Sin embargo, debido a la presencia de pequeños cuerpos canalizados de areniscas; el desarrollo sucesivo de paleosuelos y la abundante paleoflora arbórea autóctona o paraautóctona (ver Capítulo V), los depósitos de este miembro han sido interpretados como un sistema fluvio-lacustre. Además, se interpreta que el sistema ha sido perturbado por periodos syneruptivos de caída de lluvias de ceniza en forma intermitente, aunque en menor proporción que el miembro anterior (Drovandi *et al.*, 2017). La disminución progresiva del aporte volcaniclástico al sistema, permite volver a observar en este miembro el desarrollo de un sistema depositacional epiclástico gobernado por otros

factores alogénico-autogénicos, además del vulcanismo. Sin embargo, se reconoce que el sistema aún está perturbado por la caída de cenizas volcánicas, tal como puede reconocerse por la agradación vertical que se observa, la que llega a generar llanuras palustres que engolfan los cuerpos areniscosos fluviales.

Por encima de la AF9 y en neto contacto transicional, se reconoció la AF10 que coincide con el “Miembro Tobas Rosadas”. Esta se compone de una intercalación de estratos tobáceos areniscosos (Tt(S)/ Tt(P)/Tl(P)), con facies de granulometría fina (FTm(S)), también de origen piroclástico, pero con reconocido retrabajo. Estos últimos bancos preservan gran cantidad de restos fósiles, desde troncos petrificados a impresiones-compresiones y moldes internos y externos de hojas, estructuras reproductivas y tallos. La ciclicidad entre psamitas y psamo-pelitas se repite cinco veces en la columna. Esta sección se interpretó como un sistema anastomosado de agradación rápida (Miall, 1996; Spalletti, 2001; Impiccini y Valles, 2002). En este miembro se destaca que en los primeros metros de perfil los canales son multiepisódicos y con movilidad lateral con intraclastos en sus bases. A medida que se hacen más potentes, se produce una disminución del espacio de acomodación del depocentro durante el Rift II. Esta fase podría representar de algún modo una superficie tipo 2 de Wright y Marriot (1993) donde hay cierta amalgamación de facies de canal con abundantes intraclastos debido a los escasos en el espacio de acomodación, luego de una etapa de importante agradación, tal como se observa en los miembros anteriores. Sin embargo, esta situación cambia hacia el techo del perfil donde las facies areniscosas disminuyen en relación a las facies de llanura, mostrando un incremento gradual en el espacio de acomodación que podría marcar el inicio de la subsidencia térmica durante el *postrift*.

Resumiendo, se puede decir en acuerdo con otros autores (Barredo 2012; Abarzúa 2016) que los depósitos de la Formación El Alcázar corresponden al estadio de *postrift* del Rift II para extremo norte de Cuenca Cuyana. Sin embargo, se reconoció en el depocentro bajo estudio, así como en el depocentro Rincón Blanco y Barreal, el desarrollo de sistemas lacustres con influencia fluvial (Barredo 2012; Abarzúa 2016) y un alto espacio de acomodación heredado del *synrift* precedente.

Por encima de la Formación El Alcázar, se definió la asociación de facies 11 (AF11). La misma se encuentra en contacto transicional sobre la AF9. Se caracteriza por depósitos conglomerádicos correspondientes a canales gravo-arenosos, que presentan superficies erosivas y de reactivación. Estos depósitos son interpretados como generados a partir de un sistema entrelazado gravoso con depósitos de flujo gravitatorios (Miall, 1996; Impiccini y Valles, 2002).

Se interpreta que los depósitos que caracterizan a la AF11 podrían corresponder al inicio en la actividad tectónica que en la evolución tectosedimentaria de la Cuenca Cuyana se asocia con la apertura del *Rift* III el cual se evidencia en los depocentros Barreal y Rincón Blanco con los depósitos de las formaciones Cepeda y Marachemill, aunque en este depocentro no se había identificado previamente (Barredo, 2005; Abarzúa, 2016; entre otros). En el caso particular de la AF11, ésta se correlaciona con los niveles inferiores de la Formación Cepeda (observación personal) y con los de la Formación Marachemill (Barredo, 2012; Abarzúa, 2016). Estas unidades han sido caracterizadas en su base como ambientes fluviales meandrosos que hacia la parte superior pasan a ambientes de ríos entrelazados (Groeber y Stipanovic, 1953; Stipanovic, 1972; Barredo 2004; Abarzúa, 2016). En el depocentro Agua de los Pajaritos, solamente están expuestos los depósitos que corresponderían al inicio de *Rift* III, como sucede en la base de las formaciones Cepeda y Marachemill. Lamentablemente no ha sido posible la observación y caracterización de la secuencia completa, ya que ésta se trunca a los pocos metros de aflorar y es tapada por la cubierta cuaternaria.

Conclusiones Sedimentológicas

A partir del análisis sedimentológico de las sucesiones sedimentarias triásicas del depocentro Agua de los Pajaritos, se concluye que:

1. Se definieron cinco litofacies psefiticas (Btm; Gcm; Gci; Gch; y S(G)t); ocho litofacies pasamíticas, divididas en líticas (St, Sla Sh y Sm) y volcaniclásticas (Tt(P), Tl(P), Tt(S) y Tmq(S)) y siete litofacies pelíticas divididas en líticas (Fm, Fl Fsm y Frs) y volcaniclásticas (Fm(E), FTm(P) y FTm(S)).
2. A partir de las relaciones entre las litofacies se definieron cuatro grandes grupos de facies. Las facies G, dominadas por litofacies de textura gruesa (brechas, conglomerados y sábulos), son cuerpos espesos, que presentan espesores entre 1,5 a 10 metros, con base erosiva, en general se los encuentran asociados a arenas y son característicos de los depósitos basales del depocentro.
3. Las facies S, donde la textura dominante va desde arenas medias y finas en su mayoría, a arenas gruesas subordinadas. El espesor de los cuerpos varía desde tamaños centimétricos a varios metros de potencia y se asocian a pelitas y en menor medida a psefitas y se encuentran distribuidas a lo largo de todo el depocentro.

4. Las facies H que se caracterizan por ser depósitos heterolíticos psamo-pelíticos, con espesores que varían entre 1 a 2 metros, llegando a medir en algunos casos 4 metros de potencia y que se encuentran restringidos arealmente.
5. Las facies M, dominadas por litofacies de textura fina, son cuerpos con espesores que van desde centímetros a varios metros de potencia, y revisten gran importancia, ya que en su mayoría son portadores de restos paleoflorísticos, encontrándose distribuidas en todo el depocentro.
6. En base a las relaciones y recurrencia de las diferentes facies definidas para el depocentro Agua de los Pajaritos, éstas se agruparon en asociaciones de facies que caracterizan a cada una de las unidades litoestratigráficas y permitieron identificar los diferentes ambientes depositacionales.
7. En la Formación Agua de los Pajaritos, se definieron dos asociaciones de facies, la AF1, que corresponde a la base, se interpretó como un ambiente entrelazado gravoso. La AF2, corresponde a la parte media y al techo de la formación, interpretada como un sistema meandriforme areno-gravoso.
8. Para la Formación Monina se definieron tres asociaciones de facies. La AF3, corresponde a depósitos lacustres deltaicos tipo Gilbert con poca potencia basado en el modelo propuesto por Spicer (1989). La AF4, corresponde a un sistema meandriforme arenoso somero y la AF5 a un ambiente lacustre somero con influencia volcánica.
9. La Formación Hilario, está compuesta de dos asociaciones de facies, la AF6 que representa un ambiente de plataforma deltaica en un lago poco profundo y la AF7, correspondiente a fajas de canales amalgamados.
10. Por encima la Formación El Alcázar, presenta la AF8 caracterizada por un sistema volcaniclástico con abundantes caídas de lluvias de cenizas, la AF 9, caracterizada como un ambiente de llanura volcaniclástica, con esporádica presencia de canales arenosos poco desarrollados somero y la AF10 como un sistema anastomosado de agradación rápida.
11. En función de las observaciones sedimentológicas y paleontológicas, se definió en contacto con la Formación El Alcázar una nueva asociación de facies, AF11, interpretada como un sistema entrelazado gravoso.
12. Finalmente, a partir del reconocimiento de los distintos ambientes depositacionales de cada unidad litoestratigráfica se describió la evolución paleoambiental de todo el depocentro. La

Formación Agua de los Pajaritos, es una unidad que fue controlada por la apertura del depocentro, dada su coetaneidad representando la apertura del depocentro y el poco espacio de acomodación coincidente con el Rift II. Por encima, la Formación Monina caracterizada por la presencia de sistemas depositacionales lacustres y deltaicos, ha sido interpretada como resultado del relleno en una cuenca que creaba espacio de acomodación un incremento del espacio de acomodación del depocentro durante la apertura extensional, coincidiendo a nivel regional con un momento de interacción y unión del Rift II. Esta situación se continúa con los depósitos de la Formación Hilario. Por encima, los depósitos de la Formación El Alcázar, se corresponden con el estadio de postrift correspondiente al Rift II. La AF11, que corresponde a los niveles, podría corresponder a un nuevo pulso de extensión de la cuenca, donde los distintos depocentros fueron profundizados de manera diferencial. Esto podría asociarse con el Rift III, documentado en los depocentros Rincón Blanco y Barreal con las formaciones Marachemill y Cepeda respectivamente.

Capítulo V

5. Sistemática Paleobotánica

5.1. Introducción

En este capítulo se abordará el análisis sistemático del material recolectado en las formaciones Monina y El Alcázar, correspondientes a la secuencia Triásica del depocentro Agua de los Pajaritos que aflora en la quebrada homónima. Todos los ejemplares colectados fueron depositados en la colección de paleobotánica del Instituto y Museo de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de San Juan bajo la sigla PBSJ.

5.2. Formación Monina

A partir de la denominación de la Formación Monina (Baraldo y Guerstein, 1984) y en contribuciones posteriores (Bonati *et al.*, 2008; Zamora *et al.*, 2008; Barredo 2012; Barredo *et al.*, 2016 y Abarzúa, 2016), nunca se ha hecho mención a la presencia de flora en esta unidad litoestratigráfica. Por lo que en esta contribución se da a conocer el primer registro paleoflorístico para la Formación Monina.

Se pudieron discriminar dos estratos fosilíferos (=EF1 y EF2) ubicados en los depósitos correspondientes a la base de la formación (Capítulo IV). El EF1 contiene la mayor parte de los materiales encontrados en la Formación Monina. Se encuentran preservados en forma de

impresiones-compresiones de hojas, semillas y estructuras reproductivas. El EF2 se ubica unos 13 metros por encima del EF1. Este EF se caracteriza en su mayoría por preservar fragmentos de troncos permineralizados y restos de briznas vegetales.

División Tracheophyta Sinnott *ex* Cavalier-Smith 1998

Clase Lycopodiopsida Bartl. 1830

Orden Isoetales Prantl, 1874

Genero *Lepacyclotes* (Emmons) Retallack, 1997

Especie tipo: *Lepacyclotes circularis* Emmons, 1856

***Lepacyclotes* sp.**

Figura 5.2.1 A y B

Descripción: El material consiste en dos esporofilos aislados provenientes del mismo nivel estratigráfico. Los esporofilos son lingüiformes, con una longitud que varía de 0,9 cm a 1 cm, un ancho de 0,3 a 0,4 cm en el tercio distal y 0,2 cm en la base. Los esporofilos presentan los márgenes lineares, la base con forma redondeada y el ápice obtuso. A 0,5 cm del ápice del esporofilo, observa una zona caracterizada por una línea media que lo divide en dos mitades iguales. A ambos lados de la línea media, hay dos depresiones de forma ovaladas las que representarían el lugar donde estarían ubicados los esporangios, los cuales no se preservaron.

Material Estudiado: PBSJ 1191; 1196

Procedencia: EF1

Comentarios: Los materiales descriptos, se pueden asignar al género *Lepacyclotes* en sentido de Retallack (1997), ya que, si bien se encuentran aislados, se pudieron observar los caracteres más relevantes, como son los esporófilos en forma de “lengua”, la presencia de un ápice mucronado, la porción distal de la lámina, levemente triangular y la presencia de una línea media delimitando la zona de inserción de los esporangios. No se observa evidencia de lígula o cicatriz de la misma. Si bien se ha mencionado que la presencia de una línea media que divide al esporofilo es carácter suficiente para asignar los materiales a la especie *Lepacyclotes zeilleri* (Moisan and Voigt, 2013), este carácter también se encuentra en taxones similares (i.e., *Tomioostrobus*, *Skilliostrobus*, *Cylostrobus*) (Retallack 1997), por lo que no sería evidencia suficiente para asignarlo a la especie

L. zeilleri. Además de que los esporofilos de *L. zeilleri* tiene un tamaño dos veces mayor al del material de la Formación Monina y presentan la base levemente expandida. Comparado con *L. circularis* (Emmons) Retallack 1997, los esporofilos de esta especie también tienen el doble de tamaño que los especímenes aquí estudiados, además de que presentan una lígula, carácter que en el material de la Formación Monina no se pudo certificar. Los esporofilos asignados a *Lepacyclotes ermayinensis* Wang y Wang (1990), presentan un tamaño mayor y un ápice terminal con una punta marcada, a diferencia de los materiales de la Formación Monina, que tienen un ápice obtuso y no alcanzan el centímetro en longitud. Comparando el material con *L. convexus* (Brik) Retallack (1997), esta especie es en promedio más grandes, tanto en longitud como en espesor, la parte apical tiene forma de diente con el borde obtuso, similar a lo que sucede con *L. kirchneri* (Bauer *et al*, 2015). Teniendo en cuenta no sólo las medidas, sino también en que este último posee un proceso apical prominente que en los materiales preservados en la Formación Monina no se encuentra o no se ha preservado, se tomó la decisión de no asignar los materiales a ninguna especie en particular. Hasta el momento, en Argentina, este género solo se había descripto para la Formación Quebrada de los Fósiles (Cariglino *et al.*, 2018). Por lo que esta es la primera mención del taxón en la Formación Monina.

Clase Spermatopsida Serbet y Rothwell 1995

“Pteridospermas”

Orden Peltaspermales Meyen 1987

Género: *Scytophyllum* Bornemann 1856

Especie tipo: *Scytophyllum bergi* Bornemann 1856

***Scytophyllum* sp**

Figura 5.2.1 C y D

Descripción: Fragmento de hoja, de 1,7 cm de longitud por 1 cm de ancho en su parte más basal y 0,65 cm en la parte apical. El fragmento corresponde a la parte apical de una hoja monopinnada. Los lóbulos de los márgenes muestran una tendencia a la disminución de tamaño hacia la parte apical, con un ancho máximo de 0,5 cm mínimo de 0,3 cm y una altura máxima de 1,4 cm y mínima de 0,6 cm. Presenta venación pinnada, con una vena primaria bien conspicua, de la cual irradian las venas secundarias, las que se dicotomizan antes de llegar al margen de la pinnulas. La vena

primaria presenta un ancho aproximado de 0,1cm en la parte basal y de 0,08 cm hacia el ápice. Las venas secundarias presentan un ancho de 0,05 cm y se desprenden de la vena primaria de manera opuesta a sub-opuesta y alterna hacia el ápice, con un ángulo de 62, 5° en la parte basal y de 51, 26° en la zona apical, para luego dicotomizarse cerca de cada lóbulo. Las venas de tercer orden solo se pueden observar de manera parcial, estas irradian a partir de la vena secundaria y se dicotomizan antes de llegar al margen pinnular.

Material Estudiado: PBSJ 1190

Procedencia: EF1

Comentarios: Materiales asignados al género *Scytophyllum* han sido descriptos en diversas cuencas triásicas de Gondwana (e.g Zamuner y Artabe, 1990; Gnaedinger y Herbst, 1998; Zamuner *et al.*, 1999; Anderson y Anderson, 2003, y Morel *et al.*, 2010). El material descripto para la Formación Monina coincide en sus características con las del genero *Scytophyllum* expuestas por Dobruskina (1969). En particular el espécimen de la Formación Monina, muestra características muy similares a los materiales descriptos por Zamuner *et al.* (1999) para la Formación Cortaderita, identificado como *Scytophyllum bonettiae*, pinnas con ápices agudos, un patrón dicótomo de venación con al menos tres órdenes observables, la presencia del margen crenulado donde cada lóbulo decrece en tamaño hacia la parte apical, aunque esta última característica es observable solamente en la pinnulas de la parte media de la fronde, además el patrón de venación es comparable con *S. neubergianum* (Dobruskina, 1969). Sin embargo, al tratarse de un ejemplar muy fragmentario y al no poder observarse los caracteres específicos, el autor decidió no asignar el material de la Formación Monina a una especie en particular. En Argentina, el género *Scytophyllum* se encontró en las formaciones Ischigualasto y Cañadon Largo, Cortaderita y El Alcázar (esta contribución) (Zamuner y Artabe, 1990; Gnaedinger y Herbst, 1998; Zamuner *et al.*, 1999).

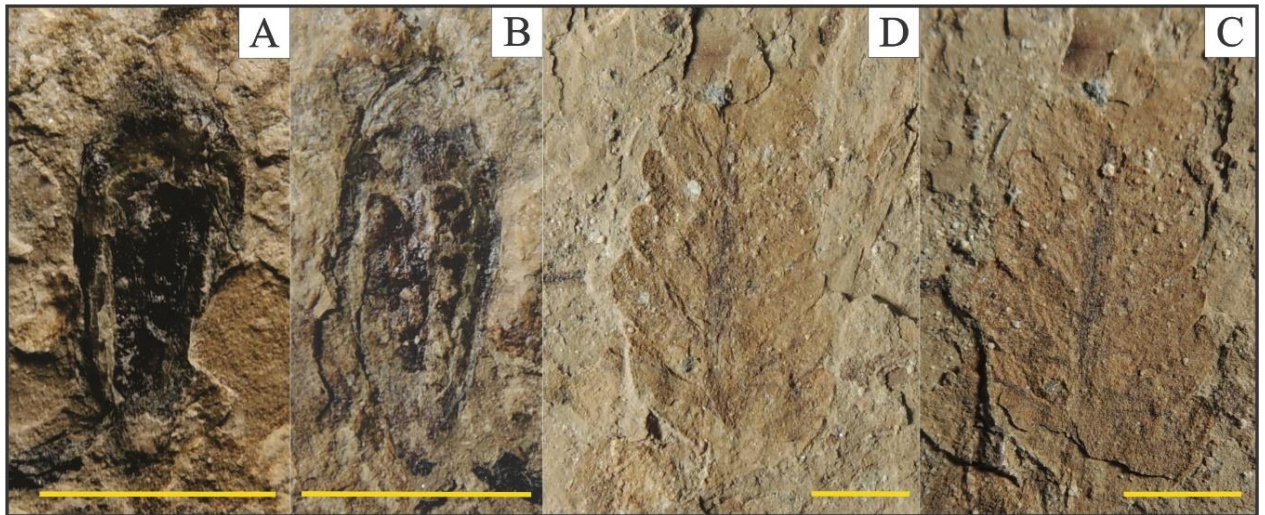


Figura 5.2.1. A y B *Lepacyclotes* (Emmons) Retallack 1997; C y D *Scytophyllum* Bornemann 1856. Escalas gráficas: 0,5 cm.

Orden Peltaspermales Bomfleur *et al.*, 2011

Familia Matatiellaceae Bomfleur *et al.*, 2011

Género: *Matatiella* Anderson y Anderson, 2003

Especie tipo: *Matatiella roseta* Anderson y Anderson, 2003

Matatiella cf. roseta

Figura 5.2.2. A y B

Descripción: Los ejemplares descriptos, corresponden a discos o parte de ellos, circulares interpretados como megaesporofilos. Presentan un radio medio de 0,55 cm y están profundamente lobulados, con 6 a 7 lóbulos en promedio que se encuentran vinculados a un eje central. Si bien el material presenta una mala preservación, en algunos lóbulos se puede ver la presencia de una costilla en la parte media. Cada lóbulo, presenta una forma obtriangular con el margen distal ensanchado, truncado y en algunos de los lóbulos se pueden observar las marcas de inserción de los óvulos, correspondiendo un óvulo por lóbulo. En promedio tienen una longitud de 0,44 cm, un ancho distal de 0,29 cm y un ancho proximal de 0,1 cm.

Material Estudiado: PBSJ 1188; 1189

Procedencia: EF1

Comentarios: El material descripto para la Formación Monina, coincide con la diagnosis genérica propuesta por Anderson y Anderson (2003) para materiales asignados al género *Matatiella*. Según Anderson y Anderson (2003), de todas las estructuras reproductivas megasporangiadas conocidas para el Triásico de Gondwana, el género *Matatiella* es comparable con el género *Peltaspermum*. Estos autores ubican al género *Matatiella* dentro del Orden Matatielalles, Clase Gikgopsida debido a que *Peltaspermum* presenta simetría radial y *Matatiella* tiene simetría bilateral. Bomfleur *et al.*, (2011) propone asignar el género *Matatiella* al Orden Peltaspermales, sobre la base de que *Peltaspermum* en algunos casos puede presentar simetría bilateral. Según este autor, los caracteres más relevantes del género *Matatiella* son; megasporofilas en forma de abanico o escudo (dependiendo del punto de unión del pedúnculo), disposición radial de los óvulos recurvados hacia la parte interna del pedúnculo y el desarrollo óvulos/semillas que no están encerrados en estructuras cupuladas. Además de estas diferencias el material de la Formación Monina, podría compararse con *Peltaspermum monodiscum*, sin embargo, la cantidad de lóbulos que presenta *P. monodiscum* es mayor a 10 (11 o 12) y estos además tienen forma lineal, a diferencia de *Matatiella* que la forma de los lóbulos es obtriangular, sumado a que el número de lóbulos es mucho menor. Dentro del género *Matatiella*, la especie más afín a los materiales encontrados en la Formación Monina corresponde a *Matatiella roseta*, aunque en los materiales descriptos se ha podido observar la presencia de uno a dos lóbulos más de los descriptos para la especie por Anderson y Anderson (2003), es por eso que el autor de esta contribución decidió asignarlos de manera tentativa a *M. cf rosetta*. Anderson y Anderson (2003) describen además para la Formación Molteno, 3 especies más de estructuras asignadas al género *Matatiella*, *M. hemirosetta*, *M. sessilis* y *M. reducta*. *M. reosetta*, se diferencia de *M. hemirosetta*, en que los lóbulos de esta última están distribuidos en forma de abanico sobre el eje y no forma un disco. Se diferencia de *M. sessilis* y *M. reducta* en la cantidad de lóbulos, las anteriores solo presentan cuatro lóbulos. Además, en *M. sessilis*, los lóbulos son poco prominentes y tienen en algunos casos óvulos abortados. Con respecto a *M. reducta*, esta presenta solo 4 lóbulos desarrollados, y además el único espécimen utilizado para describir la especie se encuentra mal preservado, por lo que en opinión del autor podría tratarse de parte de alguna estructura correspondiente a alguna de las dos especies anteriormente mencionadas. La presencia de *Matatiella cf. roseta*, en la Formación Monina es la primera mención de la especie para el Triásico de Argentina.

Subclase Pinidae Chase y Reveal 2009

Orden CONIFERALES (=PINALES) Engler, 1897

Género *Rissikianthus* Anderson y Anderson 2003

Especie tipo. *Rissikianthus townrowii* Anderson y Anderson 2003

***Rissikianthus* sp**

Figura 5.2.2. C y D

Descripción: El material corresponde a una impronta y contra impronta en vista lateral de un cono de forma oval-lanceolada que está conectada a un eje relativamente flexible con un ancho de 0,15 cm. El cono tiene una longitud de 1,2 cm y un ancho de 0,6 cm en la base, 0,75 cm en la parte media y 0,5 cm hacia el ápice. Se compone de un eje central grueso de 0,25 cm de ancho sobre el cual se ubican los microsporofilos en forma helicoidal. Los microsporofilos son peltados y salen con un ángulo de 90° a partir del eje central. Los microsporofilos que se encuentran en la base y parte media del estróbilo tienen una longitud promedio de 0,2 cm y los cercanos a la parte apical de 0,11 cm. Cada microsporofilo tiene en su parte distal un ala que apunta hacia el ápice del estróbilo. El número mínimo de microsporofilos que se pudo y se encuentran en número mínimo de a 4 microsporofilos alrededor del eje central.

Material Estudiado: PBSJ 1195 A y B

Procedencia: EF1

Comentarios: El material descripto para la Formación Monina presenta la mayoría de los caracteres enunciados por Anderson y Anderson (2003) para la especie tipo del género *Rissikianthus*, como son cono compacto, de forma lanceolada, y los microsporofilos ubicados sobre un eje grueso con filotaxis helicoidal. Si bien el estado preservacional del estróbilo no permite ver los microsporangios, en base a los caracteres observados se lo asigna al género *Rissikianthus*. Anderson y Anderson (2003) describieron cuatro especies de *Rissikianthus* para la Formación Molteno basándose en un total de 79 individuos muy bien preservados. Además, se han descripto ejemplares similares en la localidad de Nymboida, Australia para la Formación Basin Creek (Holmes y Anderson, 2013). Estos materiales no fueron asignados a ninguna especie en particular debido al mal estado de preservación de los mismos. En Argentina las primeras

menciones hechas de materiales asignables a *Rissikianthus* fueron realizadas por Gnaedinger (2010) y Gnaedinger y Herbst (2008). Además, Bodnar *et al.*, (2019) dieron a conocer la primera descripción de un cono polínico asignado al género *Rissikianthus* para la Formación Cacheuta, Cuenca Cuyana. Estos autores no pudieron asignar el material a una especie en particular debido a que no se preservaron la mayoría de los caracteres diagnósticos.

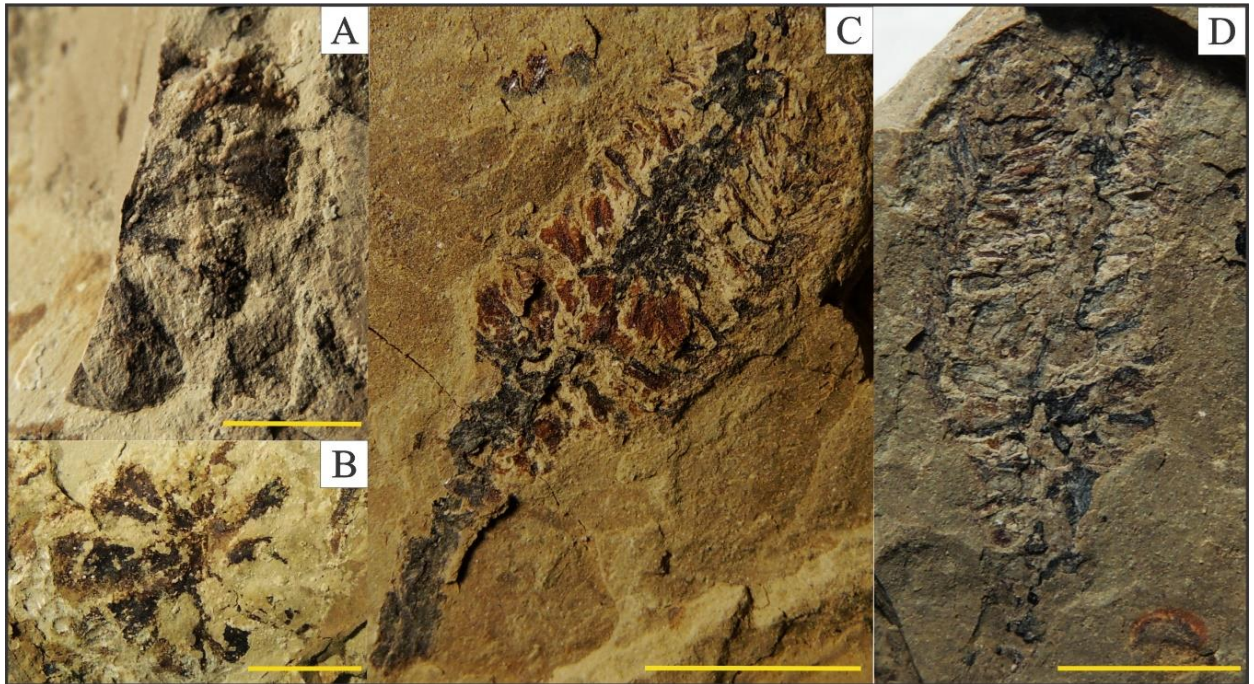


Figura 5.2.2. A y B *Matatiella cf. roseta* Anderson y Anderson 2003; C y D *Rissikianthus* Anderson y Anderson 2003. Escalas gráficas: 0,5 cm.

Orden *Incertae sedis*

Protocircoporoxydon sp

Figura 5.2.3. A, B, C, D, E y F

Descripción: Fragmento de tronco de forma cilíndrica en sección transversal. Tiene un diámetro de 12,2 x 10 cm por 6 cm de largo. El único ejemplar que se encontró preserva médula y xilema secundario. Médula excéntrica. Alrededor medular se observan células pertenecientes al xilema primario. El xilema secundario, no demarca anillos de crecimiento. Las traqueidas presentan una sección transversal pentagonal a levemente circular. Tienen un diámetro radial de 16–(19,36)–31 μm y un diámetro tangencial de 14–(21,7)–33 μm . La doble pared de las traqueidas tiene un espesor radial de 3,5–(6)–10 μm y un espesor tangencial de 3–(5,13)–7,6 μm . Las traqueidas presentan, en sus paredes radiales, punteaduras areoladas, uniseriadas, comprimidas y contiguas

(43%) o espaciadas (56%) de tipo mixtas. Se observa forma circular a ovalada y miden 8–(10,75)–14 µm de altura por 8–(12)–10,05 µm de ancho. No hay punteaduras en las paredes tangenciales de las traqueidas. Los campos de cruzamiento son de tipo circoporoide y presentan uno o dos ooporos (=punteaduras simples) de forma ovalada a circular. Estos tienen un diámetro promedio de 10,6 x 4,16 µm. Los radios xilemáticos son uniseriados y homocelulares con una altura de 1 a 16 células, con una densidad de 15 radios por mm².

Material Estudiado: PBSJ 1199 A-B-C

Procedencia: EF2

Comentarios: El género *Protocircoporoxyton* fue creado por Vogellehner (1967) para maderas fósiles que presentan punteaduras araucarioides o mixtas en las paredes radiales de las traqueidas, campos de cruzamiento con uno o dos ooporos elípticos (circoporoide). La especie tipo del género es *P. capensis* (Walton) Vogellehner 1967, descrita para el Triásico de Sudáfrica. Además, se han dado a conocer *P. mongolense* Ding *et. al.* 2011 para el Jurásico de Mongolia y se ha mencionado la presencia del género en el Cretácico de Antártida (Torres *et. al.*, 1996) y para el Jurásico Inferior de Rumania (Philippe *et al.*, 2006). En Argentina, este género presenta una sola especie, *P. marianensis* Zammuner y Artabe 1994, descrita para la Formación Paso Flores, Triásico Tardío de la provincia de Río Negro. Menéndez, (1956) describió a *Protophyllocladoxyton cortaderitaensis*, para el Triásico Medio de la Formación Cortaderita, provincia de San Juan. Este taxón fue reestudiado por Vogellehner 1967 quien lo re asignó al género *Protocircoporoxyton*. Más adelante fue transferido por Bodnar (2008) al género *Rhexoxyton* una corystosperma (=Umkomasiaceae). El material descripto para la Formación Monina, tiene los caracteres diagnósticos del género *Protocircoporoxyton* aunque presenta ciertas diferencias con las especies descriptas hasta ahora. Comparado con *P. marianensis*, tienen en común la ausencia de anillos de crecimiento en el xilema secundario, la presencia de punteaduras mixtas sólo en las paredes radiales de las traqueidas, el tipo y forma de los campos de cruzamiento, y la morfología que presentan los radios xilemáticos. Sin embargo, difieren en que en *P. marianensis*, la mayoría tiene un solo ooporo por campo de cruzamiento, con el eje mayor orientado de forma horizontal, mientras que, en el material de la Formación Monina, es muy frecuente que se observen dos ooporos por campo de cruzamiento y estos se orientan con su eje mayor de manera oblicua. Además, difieren en el diámetro radial y tangencial de las traqueidas, ya que en *P. marianensis* es mayor. La afiliación sistemática supra-genérica de leños fósiles mezozoicos que presentan punteaduras mixtas y campos de cruzamiento tipo circoporoide, ha sido

debatida por varios autores (Bamford, *et al.*, 2016; Bateman y Hilton, 2009) ya que la combinación de estos caracteres ha sido observada en diferentes órdenes y familias (Grambast, 1952). Por ejemplo, en estado disperso el xilema secundario de las corystospermas tiene las mismas características anatómicas que *Protocircoporoxyton*. Sin embargo, la organización vascular de las corystospermas se caracteriza por la fragmentación del xilema secundario, mientras que el ejemplar de Monina muestra un leño compacto y no disecto (Bodnar, 2008). Gnaedinger (2007) describió varios ejemplares dentro de la Familia Podocarpaceae, donde también se constata la presencia de punteaduras de las traqueidas mixtas, junto con campos de cruzamiento “tipo circoporoide” para el Jurásico de la Provincia de Santa Cruz, Formación La Matilde. Bomfleur *et al.* (2013), describen el leño de *Nothophyton krauselii* Meyer-Berthaud y Taylor (1991), asignado a las Voltziales, las que presentan punteaduras de tipo mixtas en las paredes radiales de las traqueidas y campos de cruzamiento con una o dos punteaduras simples, en el Triásico de Antártida, Formación Fremouw. Por lo expuesto anteriormente, los materiales de la Formación Monina, no se asocian a un orden en particular ya que leños con puntuaciones mixtas y campos de cruzamiento tipo circoporoide, se encuentran en diferentes órdenes, por lo cual y siguiendo la idea de Bamford *et al.*, (2016), se opta por dejar al género *Protocircoporoxyton* como *incertae sedis*. En Argentina el género *Protocircoporoxyton* se encontró solamente en la Formación Paso Flores, por lo que ésta es la primera mención del género para la Cuenca Cuyana.

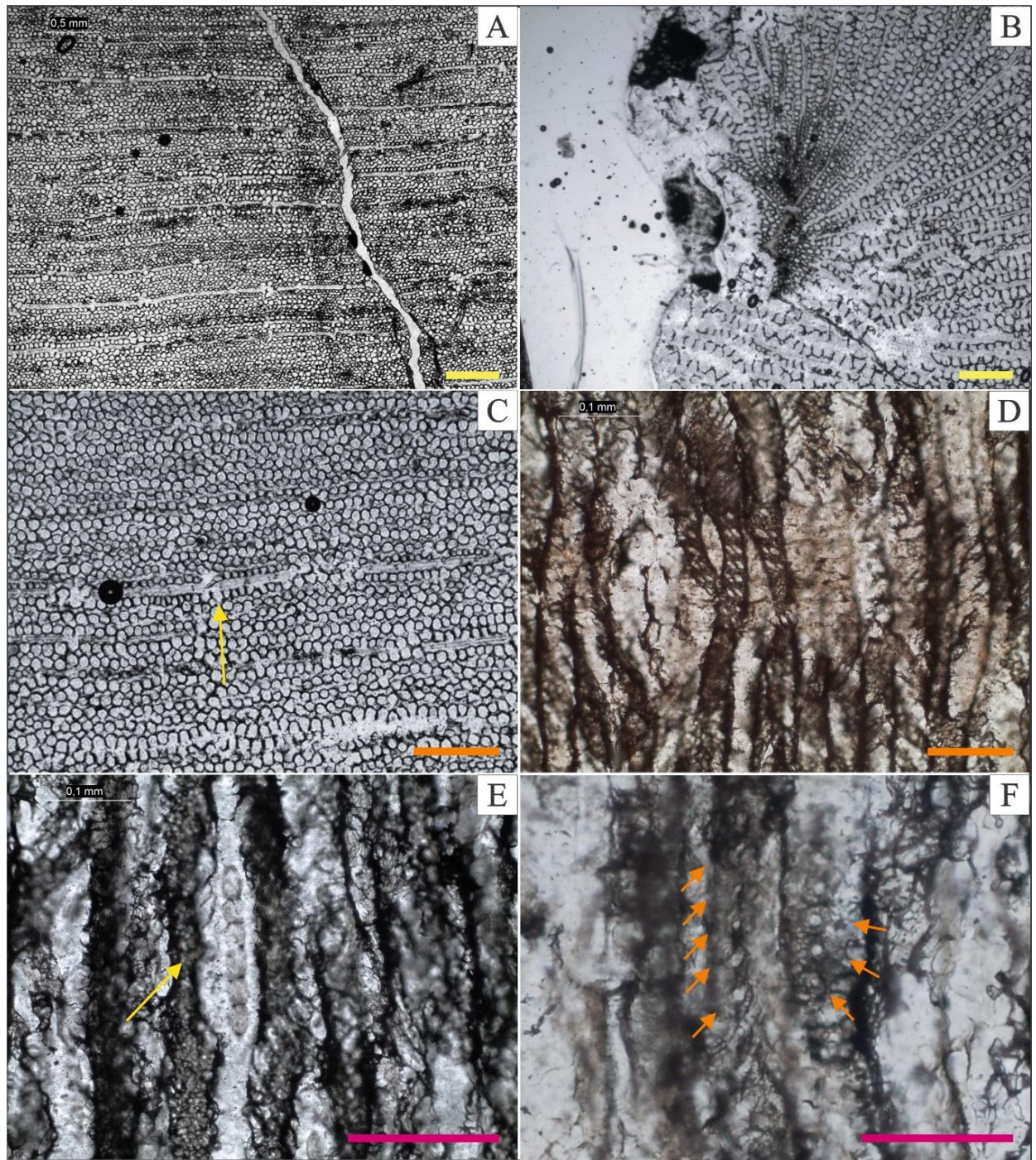


Figura 5.2.3. A. Corte transversal. B. Corte transversal a nivel de la médula. C. Corte transversal mostrando los radios parenquimáticos (flecha amarilla). D. Corte longitudinal radial mostrando los campos de cruzamiento con punteaduras simples. E. Corte longitudinal tangencial mostrando un radio parenquimático (flecha amarilla). F. Corte longitudinal radial mostrando las punteaduras. Escala A y B: 500 μ m; C y D: 100 μ m; E y F: 50 μ m.

Género: *Acevedoa* (Arce y Lutz) Arce y Lutz 2014

Especie tipo: *Acevedoa rastruensis* (Arce y Lutz) Arce y Lutz 2014

Acevedoa cf. rastruensis

Figura 5.2.4. A y B

Descripción: Semilla platispermica, de forma oval-lanceolada. El espécimen tiene una longitud total de 0,7 cm (incluyendo la zona micropilar) y 0,3 cm de ancho en la zona media, la que decrece hacia ambos extremos. La zona de la micrópila tiene un ancho de 0,1 cm por 0,08 cm de longitud. Se observa una diferenciación entre la zona central y la periferia del espécimen, lo que podría tratarse de una diferenciación entre sarcotesta y esclerotesta.

Material Estudiado: PBSJ 1183

Procedencia: EF1

Comentario: El material descrito para la Formación Monina se caracteriza por presentar semillas de tipo platispermicas, desnudas, sin cúpulas ni alas, de forma ovalada, ápice fusiforme y base redondeada, micrópila simple y curvada hacia el eje. Estos caracteres fueron enunciados por Arce y Lutz (2014) para materiales de la Formación Los Rastros. Bomfleur *et al.* (2011) han sugerido que este taxón podría tener una afinidad con el Orden Peltaspermales, Familia Matatiellaceae, sin embargo, como los materiales de la Formación Monina se encontraron al estado disperso, se optó por la clasificación supragenérica *incertae sedis*. Además, el material se lo comparó con el género *Samaropsis*, sin embargo, estas semillas presentan forma redondeada a sub-redondeada, con una sarcotesta muy gruesa, por lo que no corresponderían a este género ya que la zona correspondiente a la sarcotesta de *Acevedoa cf. rastruensis* no está bien delimitada.

Espermatópsidas Incertae Sedis

Género: *Cordaicarpus* Geinitz 1862

Especie tipo: *Cordaicarpus cordai* (Geinitz) Seward 1917

Cordaicarpus sp.

Figura 5.2.4. C

Descripción: Semilla platispérmica, de forma redondeada que se proyecta en forma cónica hacia el ápice donde estaría ubicada la micrópila. El material mide 0,7 cm de ancho por 0,62 cm de largo. Se pudo diferenciar dos zonas, la externa, correspondiente a la sarcotesta, posee un ancho uniforme de 0,14 cm y la zona interna o esclerotesta que tiene un ancho máximo de 0,45 cm. No se llega a observar la micrópila completa, ni la presencia de una cresta media u otro tipo de ornamentación en la zona de la esclerotesta.

Material Estudiado: PBSJ 1192

Procedencia: EF1

Comentario: El material de la Formación Monina, es asignado al género *Cordaicarpus* debido a su forma platispérmica, ovalada en la base y cónica hacia la zona de la micrópila, la diferenciación entre la sarcotesta y la esclerotesta, como así también las dimensiones tanto del espécimen y de la sarcotesta. El material se comparó con el género *Samaropsis* Goeppert 1864, si bien las dimensiones de la sarcotesta son diferentes y en el espécimen presentado no se observa el ala típica del género *Samaropsis*. Retallack (1980) relacionó a semillas asignables a *Cordaicarpus* con hojas del género *Linguifolium*, una gimnosperma *incertae sedis* de hábito arbóreo. En Argentina, el género se encontró en las formaciones Cacheuta, Río Blanco, Llantenes, Paso Flores y Rancho de Lata.

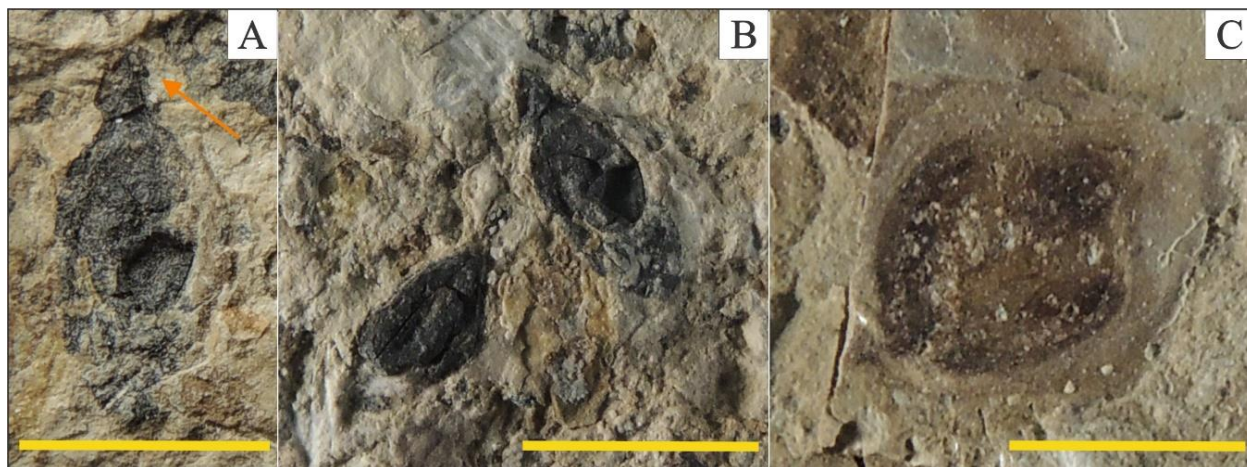


Figura 5.2.4. A y B *Acevedoa cf. raстроensis* (Arce y Lutz) Arce y Lutz 2014 A. Mostrando la micrópila (flecha naranja). B. Aspecto general. C. *Cordaicarpus* Geinitz 1862. Escala gráfica: 0,5 cm.

5.3. Formación El Alcázar

En el Capítulo I se ha hecho una reseña del estado actual del conocimiento de la flora fósil del depocentro Agua de los Pajaritos. Desde Stappenbeck (1910), du Toit (1927 a; b), Stipanovic

(1972, 1979 y 2002) y más adelante Ganuza *et al.* (1998), la mayoría de los hallazgos de flora fósil se han realizado en los depósitos correspondientes a la Formación El Alcázar. Hasta el trabajo de Ganuza *et al.*, (1998), la procedencia y el ordenamiento estratigráfico de los materiales hallados en esta formación no fue del todo clara, por lo que se tomó como base para comparar la flora descrita en esta tesis, los materiales colectados y depositados en la colección de Paleobotánica del Museo de La Plata descriptos en el trabajo de Ganuza *et al.* (1998).

En el presente estudio se pudieron discriminar 12 estratos fosilíferos (=EF), de los cuales del EF1 al EF8 están en la asociación de facies 9 (AF9 capítulo IV) o “Miembro Tobas Varicolores” mientras que los EF9, 10, 11 y 12 se encuentran en la AF9 o “Miembro Tobas Rosadas”. De los estratos fosilíferos de la AF9, el EF1 se corresponde con el NF1 (Nivel Fosilífero 1) de Ganuza *et al.* (1998), el EF7, se corresponde con el NF2 y el, correspondería al EF9 ubicado en la AF10 o “Miembro Tobas Rosadas” correspondería a el NF3.

De los estratos fosilíferos relevados, el que presenta mayor abundancia y diversidad de materiales es el EF7 conjuntamente con el EF3 de Ganuza *et al.*, (1998), contiene gran número de impresiones compresiones de hoja, tallos y estructuras reproductivas. Además, los EF1, 4 y 12, preservan troncos permineralizados. El resto de los estratos fosilíferos se caracterizan por preservar impresiones-compresiones de hojas, y en su mayoría tallos y ramas de “esfenofitas”.

División TRACHEOPHYTA Sinnott ex Cavalier-Smith 1998.

Clase Equisetopsida Agardh 1825

Orden Equisetales DC. ex Bercht. and J.Presl 1820

Familia EQUISETACEAE Richard ex de Candolle 1804

Género *Equisetites* Sternberg 1833

Especie tipo. *Equisetites münsteri* Sternberg 1833.

Equisetites fertilis (Frenguelli) Frenguelli 1944a

Figuras 5.3.1 A y B

Descripción: El material consiste en fragmentos de tallos articulados con un ancho que varía entre 0,5 a 1,4 cm, la longitud varía entre fragmentos de 2,5 a 11 cm. Los entrenudos tienen una longitud aproximada de 0,5 a 2 cm, y costillas alternantes al pasar por el nudo. En uno de los ejemplares se

observan verticilos de hojas uninervias, de forma triangular, las cuales están reducidas y fusionadas a nivel del nudo formando una vaina. La parte libre de las hojas corresponde a 2/3 de la vaina completa. Las hojas tienen un ancho de 0,03 cm y una longitud promedio de 0,15 cm. No se encontraron estructuras reproductivas asociadas.

Material: PBSJ 1100, 1118 1119, 1067, 1068, 1069, 1070 y 1071, 1097, 1099

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF2, EF6, EF7 y “Miembro Tobas EF10 y EF11 Rosadas”.

Comentarios: Los tallos encontrados presentan caracteres similares a los que muestra el género actual *Equisetum*, por lo que se asignan al género *Equisetites*. Estos materiales además preservan las hojas fusionadas formando una vaina a nivel del nudo y libres en la zona distal, por eso se lo asigna a la especie *E. fertilis*. Materiales asignados a esta especie se han descripto para la Formación Potrerillos, expuesta en el cerro Bayo, provincia de Mendoza (cf. Artabe *et al.*, 2007a), además de en las formaciones, Vera (provincia de Río Negro), Agua de los Pajaritos, Cortaderita y Carrizal (provincia de San Juan) (Stipanovic, 1972; Artabe *et al.*, 2007b; Morel *et al.*, 2010, 2015)

Familia APOCALAMITACEAE (=NEOCALAMITACEAE) Radczenko 1957

Género *Neocalamites* Halle 1908

Especie tipo. *Neocalamites hoerensis* (Schimper) Halle 1908.

Neocalamites carrerei (Zeiller) Halle 1908

Figuras 5.3.1. C y D

Descripción: Los materiales corresponden a fragmentos de tallos articulados, que tienen una longitud que varía entre 2 a 8 cm y un ancho entre 2,5 a 3 cm. Los entrenudos alcanzan una longitud máxima de 4,5 cm. En los materiales que preservan las costillas, estas están bien marcadas y son continuas a través de los nudos, contándose ente 5 a 10 por cm. Algunos ejemplares preservan verticilos de rastros rameales de sección circular, contándose 9 en una sola cara, por lo que se estima que los ejemplares tenían entre 20 y 25 elementos rameales. Uno de los ejemplares preserva un verticilo de hojas uninervias, libres, angostas, espatuladas, contándose un total de 28, con un ancho de 0,03 cm y una longitud de 0,14 cm. Las hojas son de forma triangular y la porción libre corresponde a un poco más de 2/3 de la longitud total de la hoja. La venación no se observa.

Material: PBSJ 1055, 1062, 1063, 1066, 1092, 1094, 1096, 1136, 1159.

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF2, EF3, EF5, EF 7 y “Miembro Tobas Rosadas” EF9, EF10.

Comentarios: *N. carrerei* se distingue de otras especies triásicas del género citadas para Argentina (*N. ramaccionii* Frenguelli 1944b y *N. ischigualasti* Frenguelli 1944c) por sus tallos de grandes dimensiones y con entrenudos que oscilan entre 3 a 12 cm de largo. Los tallos poseen ramas dispuestas en verticilos sobre ciertos nudos, y dejan al caer rastros rameales ovales-circulares. El género *Neocalamites* ha sido varias veces enmendado (Vladimirovicz, 1958) Recientemente Bomfleur *et al.* (2013) excluyen a las estructuras reproductivas de la diagnosis e incluyen a tres géneros (*Calamoderma* Sadovnikov 1986, *Nododendron* Artabe y Zamuner 1991 y *Zonulamites* Holmes 2000) considerados como sinónimo junior de *Neocalamites*, porque representan, diferentes estados preservacionales de partes de plantas atribuibles a *Neocalamites*. Estas modificaciones han tenido diferente grado de aceptación, sin embargo, el uso de diferentes nombres genéricos para diferentes partes de un mismo organismo fósil o para diferentes modos preservacionales está permitido (Art. 11.1), por lo que es válida la utilización de los géneros *Neocalamites* y *Nododendron* (Turland *et al.*, 2018). Esta especie está presente en las Formaciones Cerro de las Cabras, Potrerillos y Cacheuta (provincia de Mendoza), Cañadón Largo (provincia de Santa Cruz), Ischichuca, Los Rastros e Ischigualasto (provincias de La Rioja y San Juan), Agua de los Pajaritos, El Alcázar, Hilario y Cortaderita (provincia de San Juan) (Artabe *et al.*, 2007b). En Chile está presente en la Formación La Ternera (*cf.* Artabe *et al.*, 2007b)

***Nododendron* sp.** Artabe y Zamuner 1991

Figura 5.3.1. E

Descripción: El material consiste en un fragmento de sección circular aislado de diafragma nodal. Presenta un diámetro total de 1,22 cm, en donde se pueden diferenciar tres zonas. La médular, que tiene un diámetro de 0,6 cm, el cilindro vascular, que presenta un aho en toda la circunferencia de 0,06 cm, formada por la unión de numerosos haces vasculares, y la zona cortical de 0,24 cm de diámetro. No se observó detalle celular por lo que no puede certificarse la presencia de crecimiento secundario.

Material: PBSJ 1127

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF5

Comentarios: El material de la Formación El Alcázar se asigna al género *Nododendron* por tratarse de un diafragma nodal, el cual preserva diferenciadas una zona interna medular, la zona del cilindro vascular bien diferenciada y una zona externa cortical. Sin embargo, no es posible asignarlo a una especie en particular ya que no posee preservados tejidos que indiquen crecimiento secundario. Frenguelli (1949) describe una estructura nodal, con una cavidad medular, un cilindro vascular formado por haces vasculares y una zona cortical formada por las costillas de las trazas foliares, y lo asigna a la especie *Neocalamites carrerei*. Artabe y Zamuner (1986 y 1991) revisan el material descrito por Frenguelli (1949) y lo transfieren a la especie *Nododendron suberosum* sobre la base de tejidos preservados que podrían ser interpretados como cambium bifacial, sobre la presencia de xilema y floema secundarios en el cilindro vascular. Holmes (2001) enmienda el género *Nododendron*, retomando la descripción de Frenguelli (1949), lo circunscribe al uso exclusivo de diafragmas nodales, sin hacer mención de los caracteres observados por Artabe y Zamuner (1991) y lo ubica como *incertae sedis* dentro del Orden Equisetales. Bodnar y Coturel (2012) en su trabajo sobre variantes cambiales codifican a *N. suberosum* con presencia de cambium bifacial. Bomfleur *et al.* (2013) enmiendan el género *Neocalamites* e incluyen dentro de éste a *Nododendron suberosum*, sin hacer referencia a los caracteres celulares observados por Artabe y Zamuner (1991). Artabe *et al.* (2001) incluyen a *N. suberosum* dentro de la Familia Neocalamitaceae (=Apocalamitaceae). Beltrán *et al.* (2019) acuerda con Artabe *et al.* (2001) en cuanto a la familia a la que pertenece *N. suberosum*. Sin embargo, reinterpreta la estructura de *N. suberosum*, mediante la comparación con equisetales actuales, concluyendo que el material no presenta crecimiento secundario. Propone además que el género *Nododendron* sería válido para nominar diafragmas nodales. La presencia de éste género en la Formación El Alcázar, constituya la primera mención para esta unidad litoestratigráfica.

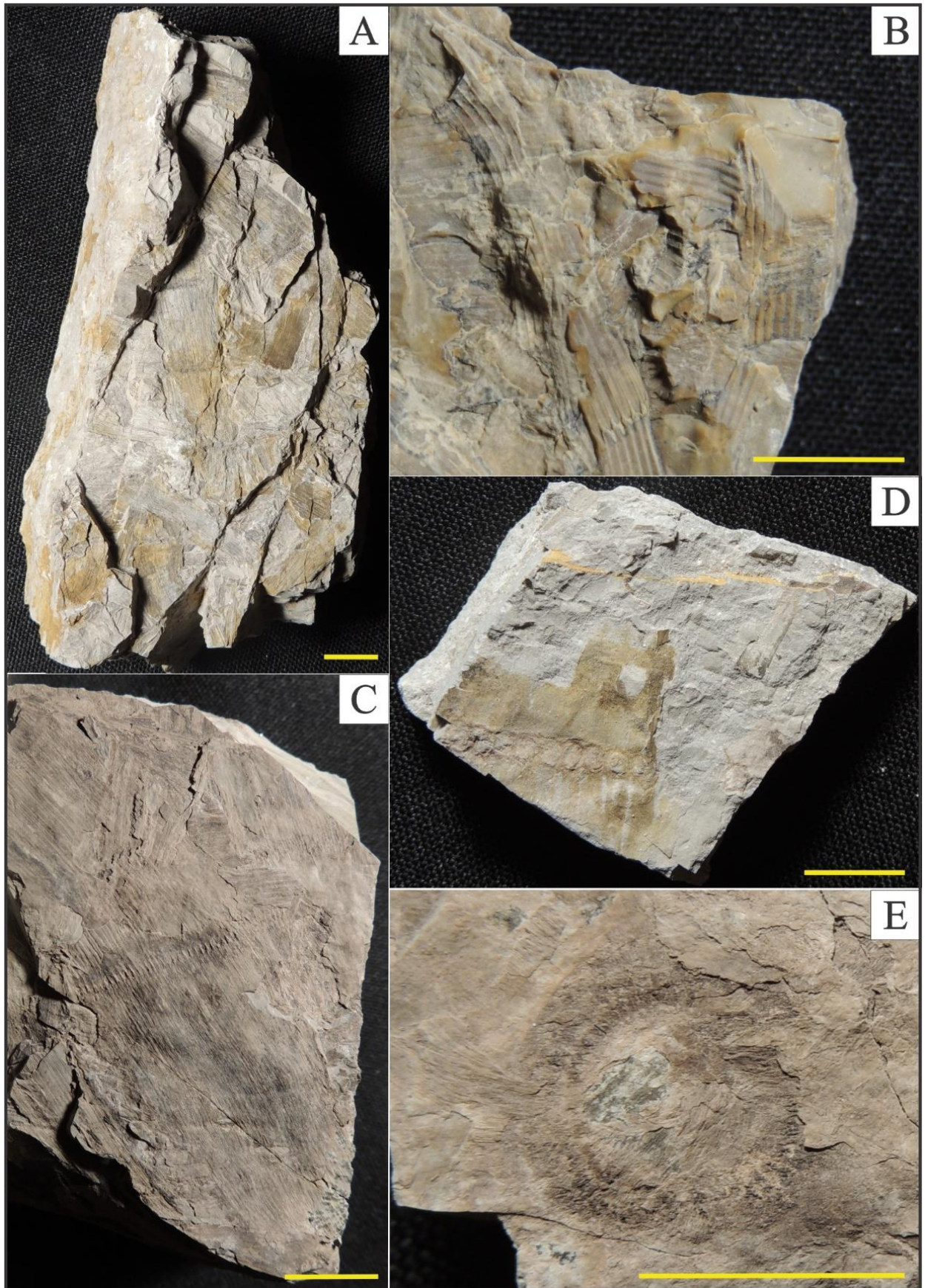


Figura 5.3.1. A y B *Equisetites fertilis* (Frenguelli) Frenguelli 1944a; C y D *Neocalamites carrerei* (Zeiller) Halle 1908; E *Nododendron* sp. Artabe y Zamuner, 1991. Escala gráfica: 1 cm.

Clase Polypodiopsida Cronquist, Takhtajan and Zimmermann 1966

Orden Osmundales Link 1833

Familia Osmundaceae Martinov 1820

Género *Cladophlebis* Brongniart emend. Frenguelli 1947

Especie tipo. *Cladophlebis albertsii* (Dunker) Brongniart 1849

***Cladophlebis mesozoica* Kurtz ex Frenguelli 1947**

Figuras 5.3.2. A y B

Descripción: Fragmento de fronde bipinnada que tiene de 3,6 a 4,13 cm de longitud por 1,2 a 1,7 cm de ancho. Las pinnas se insertan con un ángulo de 70° sobre el raquis principal. Las pínulas son de forma lanceolada a falcada y de ápice agudo, tienen una longitud que varía entre 0,9 a 1,3 cm y un ancho entre 0,5 y 0,6 cm. El ángulo de inserción de las pínulas varía entre 65 y 70° y se insertan sobre el raquis secundario de manera alterna a subopuesta. Los márgenes de la pínulas son enteros a levemente ondulados, el margen acroscópico es recto, mientras que el basiscópico se expande levemente cerca de la base para confluir con el margen acroscópico de la pinna infrayacente. La venación consiste en una vena principal que llega hasta el tercio distal de la pinna donde se resuelve en numerosas dicotomías. Las venas secundarias se bifurcan dos veces, la primera muy cerca de la base y una segunda bifurcación más o menos a la mitad de su recorrido.

Material estudiado: PBSJ 1060, 1061, 1102, 1103, 1154.

Procedencia: “Miembro Tobas Variclores” EF7

Comentarios: Como fuera señalado por Herbst (1971) el polimorfismo observado en esta especie dificulta su determinación específica cuando la preservación resulta fragmentaria, por presentar elementos comunes a *Cladophlebis mendozaensis* (Geinitz) Frenguelli 1947 y a *C. kurtzi* Frenguelli 1947. Sin embargo, el material descripto se diferencia de la primera por tener la venación doblemente bifurcada y de la segunda por presentar los márgenes pinulares enteros a suavemente lobulados. Los materiales encontrados en la Formación El Alcázar muestran los caracteres diagnósticos de la especie (márgenes lisos a levemente ondulados y venación con doble bifurcación). Este taxón tiene una amplia distribución a lo largo del Triásico sudamericano, se ha registrado en las formaciones Potrerillos, Cacheuta, Paramillo, Agua de la Zorra Cañadón Largo, Laguna Colorada, Los Rastros, Agua de los Pajaritos, Carrizal y en Chile en la Formación

Panguipulli (Stpanicic, 1972; Brea, 2000; Leppe y Moisan, 2003; Ottone *et al.*, 2011; Morel *et al.*, 2011 y 2015).

Orden MARATTIALES Link 1833

Género *Pecopteris* Johnston 1894

***Pecopteris* sp**

Figuras 5.3.2. C

Descripción: Fragmento de una fronde bipinnada de 1,47 cm de longitud por 1 cm de ancho. Raquis secundario, de 0,03 cm de ancho, levemente estriado. Sobre este se disponen a cada lado 8 pinnulas, insertas de forma opuesta a subopuesta, levemente hacia el ápice, con márgenes lisos, y ápice redondeado. Tienen una longitud que varía entre 0,37 a 0,6 cm y un ancho entre 0,3 a 0,4 cm. El margen acroscópico de las pinnulas es recto, pero en la parte basal se une al margen basiscópico por medio de una expansión de la lámina, uniendo cada una de las pinnulas entre sí. La venación en las pinnulas está muy pobremente preservada, se observa una vena media no que llega hasta el ápice de la pinnulas a partir de la cual parten venas secundarias, con ángulo agudo, que se dicotomizan.

Material: PBSJ 1167

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7

Comentarios: Los materiales descriptos, si bien son muy fragmentarios, se pudo observar la mayoría de los caracteres concernientes a las pinnulas, que fueron numerados por Menéndez (1957) y De la Sota y Archangelsky (1962) para la especie *Astherotheca hilariensis*, como son las medidas de las pinnulas, la forma y la unión entre ellas respecto al margen basal. Sin embargo, debido a lo fragmentario del material y a que además la diagnosis original de la especie *A. hilariensis* tiene en cuenta materiales más completos los que muestran caracteres reproductivos, se optó por clasificar al material encontrado en la Formación El Alcázar como referido a *Pecopteris* sp.

Orden Gleicheniales Schimper, 1869

Familia Dipteridaceae Seward y Dale, 1901

Género *Thaumatopteris* Goeppert, 1841

Especie tipo: *Thaumatopteris muensteri* Goeppert 1841

***Thaumatopteris barrealensis* Stipanovic y Menéndez 1949**

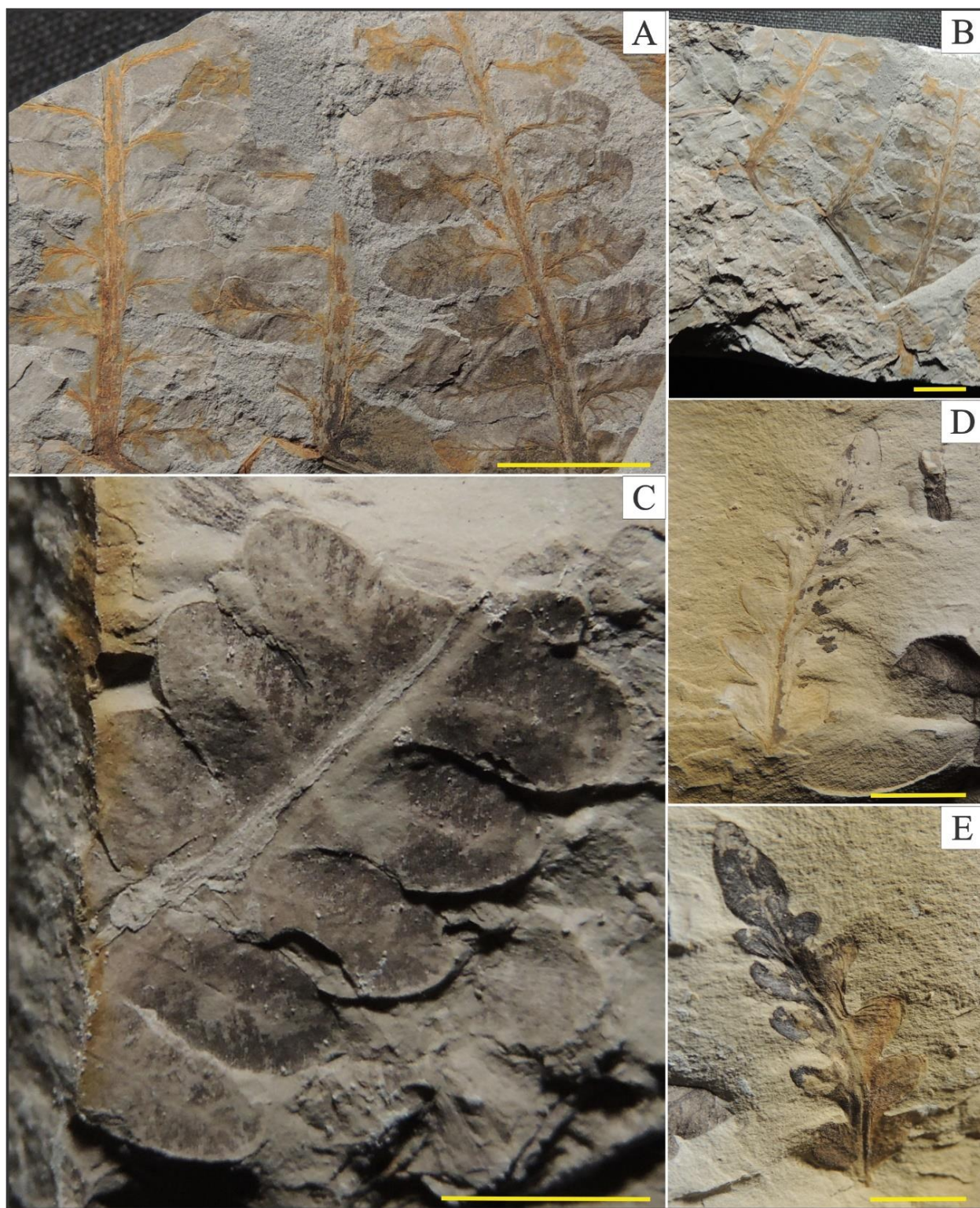
Figuras 5.3.2. D y E

Descripción: Fragmento de pinna de forma lineal-lanceolada, de 0,6 cm de ancho por 2,18 cm de longitud. Borde lobulado-aserrado, donde cada lóbulo tiene el ápice redondeado, orientado hacia el extremo apical de la pinna. El ancho medio de los lóbulos es de 0,26 cm mientras que la longitud media es de 0,3 cm, contándose un total de 11 lóbulos incluyendo el apical. La venación está pobremente preservada, sólo se observa la vena media de la pinna, que es acanalada y tiene un ancho de 0,01 cm. En algunos lóbulos, sobre todo los de la parte basal, se puede llegar a divisar un incipiente reticulado.

Material: PBSJ 1157 A y B

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7

Comentarios: Stipanovic y Menéndez (1949) describieron frondes de tres especies del género *Thaumatopteris* para los estratos de la Formación Barreal: *T. pusilla* (Nathorst, 1878) Ôishi y Yamasita, 1936, *T. dunkeri* (Nathorst, 1878) Ôishi y Yamasita, 1936, y *T. barrealensis*. La especie *T. barrealensis*, se caracteriza por frondes pecioladas, con una lámina dividida en al menos 5 pinnas lanceoladas, de 6–8 cm de largo y 1.9–2 cm de ancho, venas primarias estriadas, pinnas disecadas alternativamente insertadas en el raquis en un ángulo de 50°. Pínnula lineares lanceoladas con ápice redondeado y coalescente, vena central de la pinna desde la base hasta la parte superior, areolas de primer orden poligonales (hexagonales) alargadas y areolas de segundo orden pentagonales o romboidales. Bodnar *et al.* (2018) revisan las comparaciones entre estas tres especies y por las razones dadas en ese trabajo, se desestima la presencia de *T. pusilla* y *T. dunkeri* en la Formación Barreal. Esta especie, ha sido descripta hasta el momento en la Formación Barreal, por lo que éste es el primer hallazgo de *T. barrealensis* en la Formación El Alcázar.



Figuras 5.3.2. A y B *Cladophlebis mesozoica* Kurtz ex Frenguelli 1947; C *Pecopteris* Johnston 1894; D y E *Thaumatopteris barrealeensis* Stipanovic y Menéndez 1949. Escala gráfica: 0,5 cm.

Clase GYMNOSPERMOPSIDA *sensu* Stewart y Rothwell, 1993

Orden CORYSTOSPERMALES Petriella 1981

Familia UMKOMASIACEAE Meyen, 1984

Género: *Dicroidium* Gothan 1912 *emend.* Townrow 1957

Especie tipo: *Dicroidium odontopteroides* (Morris) Gothan 1912

Dicroidium argenteum (Retallack) Gnaedinger y Herbst 2001

Figura 5.3.3. A

Descripción: Fragmento de fronde, que preserva el raquis principal, sobre el que se apoyan las pinas. El raquis posee un ancho de 0,5 cm. Las pinas son de forma subcircular, de ápice obtuso a redondeado, base constricta, insertas de manera opuesta con un ángulo de inserción sobre el raquis de 82° aproximadamente. Presentan una longitud de 1,75 cm y un ancho basal de 1,3 cm y distal de 0,6 cm. La venación que se observa es odontopteroides.

Material estudiado: PBSJ 1158

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF8

Comentarios: *Dicroidium argenteum* fue considerado como una variedad de dos especies distintas. Retallack (1977) lo incluye en *D. odontopteroides* y Petriella (1979) en *D. dubium*. De acuerdo con Gnaedinger y Herbst (2001), este taxón es tratado como una especie diferente justificado por la forma pinular, diferente a los taxones antes mencionados. Si bien el material de la Formación El Alcázar es fragmentario, se pudieron observar los caracteres diagnósticos propuestos por Gnaedinger y Herbst (2001) para las pínulas de *Dicroidium argenteum* (pinnas subcirculares, ápice obtuso a redondeado y base constricta). Estos caracteres también fueron observados por Artabe *et al.*, (2007b) para materiales atribuidos a *D. argenteum* provenientes de la Formación Potrerillos. Este taxón también fue hallado en la Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst, 1998); Formación Los Rastros (Frenguelli, 1942a); Formación Las Breas, Chile (Gnaedinger y Herbst, 2001). El hallazgo de *D. argenteum*, es la primera mención de este taxón para la Formación El Alcázar.

Género: *Dicroidium* Gothan emend. Townrow 1957

Dicroidium odontopteriodes (Morris) Gothan 1912

Figura 5.3.3. B

Descripción: Fragmento de lamina al menos una vez pinnada. Muestra una longitud total de 2,8 cm y un ancho de 1,1 cm. Presenta un raquis de aproximadamente 0,1 cm de ancho. Sobre el raquis están insertas por toda su base, 6 pínulas de manera alterna a subopuesta. Las pínulas tienen los bordes enteros, el ápice es obtuso a levemente redondeado y tienen una longitud de 0,8 cm por un ancho de 0,3 cm.

Material estudiado: PBSJ 1085 Ay B

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF6

Comentarios La descripción de material se basa en un sólo ejemplar muy fragmentario. Más allá de la forma, el tamaño o la distribución de las pínulas, el patrón de venación se ha preservado parcialmente, por lo que se asigna este espécimen, a la especie *D. odontopteriodes*.

Género: *Johnstonia* Walkom 1925

Especie tipo: *Johnstonia coriacea* (Johnston) Walkom 1925

Johnstonia coriacea (Johnston) Walkom 1925

Figura 5.3.3. C

Descripción: Frondes con raquis bifurcado de longitud variable, entre 5 a 7 cm, probablemente los materiales completos midan 14 cm aproximadamente. La lámina tiene márgenes enteros a levemente irregulares con, un ancho promedio de 1 cm, tanto para la zona anterior a la bifurcación como para las pinas posteriores a la bifurcación del raquis. El ápice de las frondes es de morfología obtusa a subcircular. La venación se ve claramente, la vena primaria muestra leve estriación paralela y tiene un ancho promedio de 0,22 cm en la base y de 0,1 cm en la zona distal, con un incremento del doble en el punto de la bifurcación de la misma. La venación secundaria es menos notoria, aunque se ve claramente en algunas zonas, donde a partir de la vena primaria salen y se dicotomizan al menos dos veces una muy cerca de la salida y la segunda dicotomía se da a mitad

del recorrido entre la vena primaria y el margen pinular. No se puede observar con claridad que sucede cuando las venas secundarias alcanzan el margen. Hacia el ápice de la fronde se puede observar que la vena primaria desaparece y se resuelve en un manojito de venas secundarias con sus respectivas dicotomías.

Material estudiado: PBSJ 1108, 1155, 1161, 1162, 1163.

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF8

Comentarios: Los materiales descriptos se corresponden con *Johnstonia coriacea* var. *coriacea* (Jhonston) Walkom, 1925. Este taxón tiene un amplio registro a lo largo del triásico argentino, encontrándose hasta el momento en las formaciones Potrerillos y Cacheuta de la Cuenca Cuyana (sector mendocino), Ischichuca, Los Rastros e Ischigualasto de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, Barreal y Cortaderita en el sector sanjuanino de la Cuenca Cuyana y Carrizal en la Cuenca Marayes–El Carrizal. Además, Stipanovic (1972), lo nombra en sus listas florísticas bajo el nombre de *Dicroidium coriaceum*.

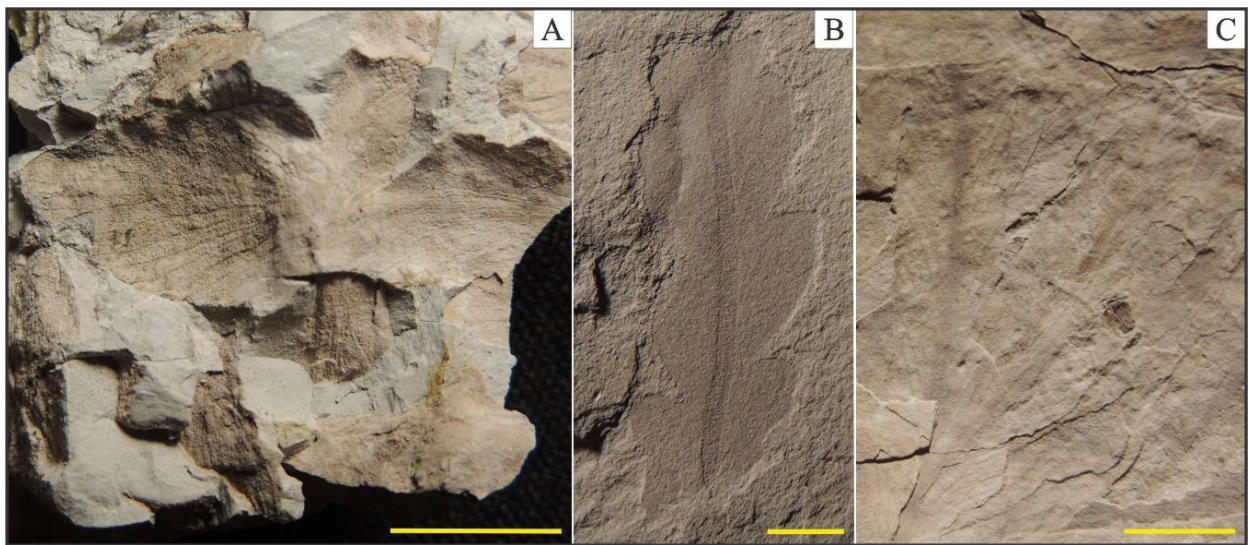


Figura 5.3.3. A *Dicroidium argenteum* (Retallack) Gnaedinger y Herbst 2001; B *Dicroidium odontopteroides* Gothan emend. Townrow 1957; C *Johnstonia coriacea* (Johnston) Walkom 1925. Escala gráfica: 0,5 cm

Género *Zuberia* Frenguelli emend Artabe 1990

Especie tipo *Zuberia zuberi* (Szajnocha) Frenguelli 1944.

Zuberia feistmanteli (Johnston) Frenguelli emend. Artabe 1990

Figuras 5.3.4. A y B

Descripción: El material presenta un fragmento de pinna con pinnulas en conexión. La pinna tiene una longitud de 4 cm, se puede observar el raquis secundario sobre el que están en conexión las pinnulas. El raquis secundario tiene un ancho constante de 0,23 cm sobre el cual no se observa ningún rasgo particular. Las pinnulas tienen forma cuadrangular, subromboidal o subtriangular con un ancho medio de 0,7 cm y un largo medio de 0,75 cm. Los márgenes son enteros y en algunas se puede observar la venación odontopteroide.

Material estudiado: PBSJ 1122; 1123, 1126, 1128, 1131.

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF5

Comentarios: Los ejemplares encontrados en la Formación El Alcázar muestran los caracteres pinulares propuestos por Artabe (1990) para la especie *Zuberia feismanteli*. Este taxón está presente en Argentina en las formaciones Cerro las Cabras, Potrerillos, Cacheuta, Cortaderita y Barreal en la Cuenca Cuyana, y en las formaciones Chihuido y Llantenes en el depocentro de Malargüe. Materiales asignados a *Z. feismanteli*, fueron nombrados por Stipanovic (1972), en sus listas florísticas para la Formación El Alcázar, sin embargo, este taxón, está bajo el nombre de *Dicroidium feismanteli*. Además, este taxón tiene un amplio registro en Gondwana (Australia, Sudáfrica y Tasmania) (Artabe, 1990).

***Zuberia zuberi* (Szajnocha) Frenguelli 1943**

Figuras 5.3.4. C

Descripción: Fragmento de pina, con seis pinnulas en conexión. La pinna tiene un largo total de 2,4 cm por 2 cm de ancho. El raquis secundario tiene un espesor de 0,4 cm. Sobre el raquis se ubican, de forma opuesta a sub-alterna las pinnulas. Las pinnulas tienen un ancho promedio de 0,67 cm por 0,75 cm de largo. Tienen forma circular, rectangular a sub-romboidal. Los márgenes son lisos y la venación no se observa con claridad, aunque aparentemente es odontopteroide.

Material estudiado: PBSJ 1084 A y B

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7

Comentarios: Los materiales de la Formación El Alcázar, si bien son fragmentarios, los caracteres observados coinciden con la diagnosis enmendada de Artabe (1990) para la especie *Zuberia zuberi*, en particular la disposición, forma y tamaño de la pinnulas y la venación. Materiales referidos a *Z. zuberi* (ex. *Dicroidium zuberi* Archangelsky, 1968) habían sido mencionados por Stipanovic (1972) para la Formación El Alcázar.

***Zuberia* sp** Frenguelli 1943

Figura 5.3.4. D

Descripción: Fragmento de fronde bipinnada de 6 cm de longitud. Tiene un raquis principal con un ancho de 0,6 cm del que salen con un ángulo de 60° aproximadamente los raquis secundarios. Sobre estos se pueden observar impresiones de las pinnulas, cuadrangulares. Se puede ver la venación en algunas de las pinnulas, evidenciando un tipo odontopterode.

Material Estudiado: PBSJ 1125

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF5

Comentarios: De acuerdo con Frenguelli (1943) el género *Zuberia* fue instituido para frondes de gran tamaño, imparipinnadas, bipinnadas o tripinnatífidas, con raquis principal bifurcado y pinnulas rectangulares, romboidales u orbiculares con venación odontopterode. El material descripto si bien es fragmentario presenta la mayoría de los caracteres señalados por Frenguelli (1943) para frondes del género *Zuberia*. Sin embargo, por el carácter incompleto del espécimen no se considera oportuno asignarlo a una entidad específica en particular. La mención de materiales asignados a *Zuberia* sp, es la primera vez que se hace para la Formación El Alcázar.

Género *Umkomasia* Thomas 1933

Especie tipo. *Umkomasia macleanii* Thomas 1933

Umkomasia* cf *macleanii Thomas 1933

Figuras 5.3.4. E y F

Descripción: Fragmento de estróbilo laxo, que tiene una longitud de 1 cm y un ancho de 0,5 cm. Sobre el eje se disponen de manera opuesta 1 par de cúpulas pediceladas e isodiamétricas, con una longitud y un ancho de 0,2 cm. Cada cúpula tiene forma de casco y una de ellas porta un óvulo. El único óvulo preservado es de forma circular-ovalada. mide 0,22 cm de ancho por 0,25 cm de alto. Si bien la micrópila no se observa con claridad, se encuentra curvada hacia el eje. No fue posible observar el extremo distal de la micrópila.

Material: PBSJ 1134 A y B

Procedencia: “Miembro Tobas Rosadas”.

Estrato Fosilífero: EF7.

Comentarios: Aunque fragmentario, el material descripto coincide con algunos de los caracteres definidos por Thomas (1933) para la especie *Umkomasia macleanii*, es por eso, se decide asignarlo como *Umkomasia* cf. *macleanii*. En Argentina el género *Umkomasia* está representado por dos especies, *U. macleanii* Thomas, 1933, para el Grupo El Tranquilo; *U. speciosa* Petriella 1980, para la Formación Barreal y *Umkomasia* sp. para la Formación. Potrerillos, reportada por Petriella (1980). Según Anderson y Anderson (2003), el género *Umkomasia* presenta una afiliación de grado 4 con el género *Dicroidium*, esta afiliación es ampliamente aceptada (Crane, 1988; Retallack y Dilcher, 1988). Axsmith, *et al.*, (2000) describieron para Antártida una nueva especie, *Umkomasia unirama*, en conexión orgánica con hojas de *Dicroidium odontopteroides*. Además, del hecho que el autor discute la homología de *U. unirama*, debido a que corresponde a una estructura que consta de un solo eje con una espiral apical de cúpulas, ésta conexión ha sido controversial y puesta en duda por diversos autores (Anderson y Anderson, 2003; Holmes y Anderson, 2005; Artabe y Brea, 2003). Más allá de este caso aislado, la conexión entre estructuras correspondientes a *Umkomasia* con hojas tipo *Dicroidium*/*Zuberia* está ampliamente aceptado (Thomas, 1933; Frenguelli, 1944a; Crane, 1988; Retallack y Dilcher, 1988; Anderson y Anderson, 1983, 1989). *U. macleanii*, ha sido registrada hasta el momento sólo en la Formación Cortaderita (Stipanovic, 1972) por lo que esta, es la primera vez que se registra en la Formación El Alcázar.

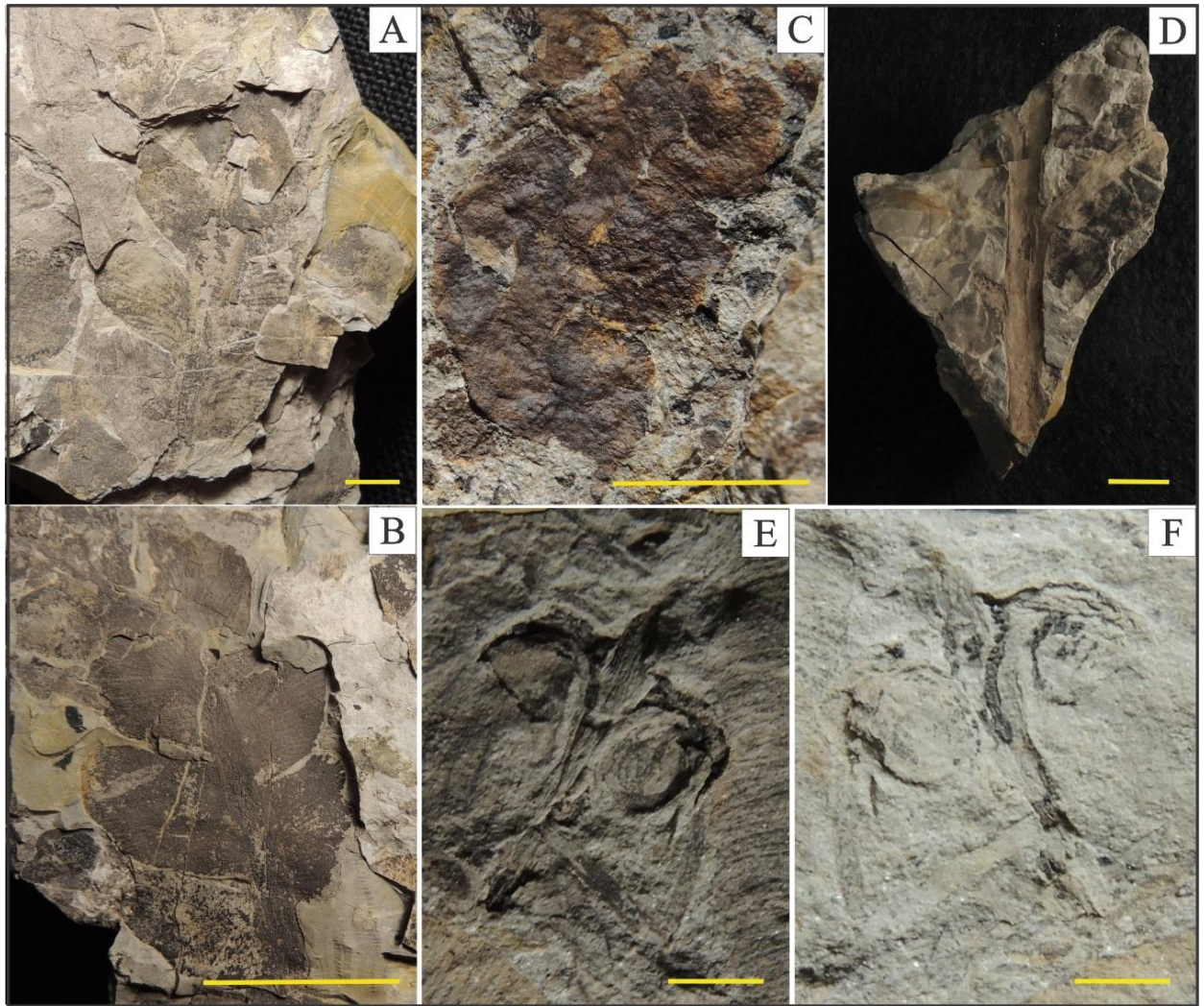


Figura 5.3.4. A y B *Zuberia feistmanteli* (Johnston) Frenguelli emend.; C *Zuberia zuberi* (Szajnoch) Frenguelli 1943; D *Zuberia* sp Frenguelli 1943; E y F *Umkomasia* cf *macleani* Thomas 1933. Escalas gráficas: A, B y D 1 cm. C, E y F 0,5 cm.

Género *Rhexoxylon* Bancroft, 1913 emend. Archangelsky y Brett 1961

Especie tipo *Rhexoxylon africanum* Bancroft 1913 emend. Walton 1923

Rhexoxylon cortaderitaense (Menéndez 1956) Bodnar 2008

Figura 5.3.5. A, B, C, D, E, F y G

Descripción: Troncos excéntricos y ovalados en sección transversal, con un diámetro de 12,3 x 26 cm. Los ejemplares presentan médula, xilema secundario y floema secundario preservados. Son ejes polixílicos, debido a la presencia de dos anillos cambiales que desarrollan xilema y floema secundarios centrípetos hacia la médula, xilema y floema secundarios centrífugos hacia la corteza. En los ejemplares con médula preservada, ésta es excéntrica y mide aproximadamente 1,8 x 3 cm

de diámetro, es de forma ovalada y heterogénea, con células parenquimáticas esféricas e idioblastos poliédricos de contenidos oscuros. El floema secundario centrípeto tiene un espesor de 0,3 a 0,8 cm. Debido a su pobre preservación, los caracteres anatómicos del floema no pueden ser observados en detalle, pero se han podido diferenciar fibras floemáticas agrupadas en bandas separadas por bandas de células rotas y deformadas que podría tratarse de células cribosas o parenquimáticas. El xilema secundario centrípeto tiene un espesor promedio de 1 cm. Está separado del xilema secundario centrífugo por un tejido parenquimatoso con los mismos tipos celulares que en la médula. El xilema primario no es discernible, pero puede inferirse como mesarco. El xilema secundario centrífugo tiene un espesor promedio de 8,4 cm y un ancho que varía entre 0,6 a 3 cm. Los radios parenquimatosos son en promedio de 0,3 cm de ancho y consisten en tejidos similares a aquellos de la médula. Se observa en algunos especímenes la fragmentación tangencial dentro de las cuñas xilemáticas. Internamente en el xilema secundario centrípeto y centrífugo, se desarrollan anillos de crecimiento discontinuos y discordantes, con una abrupta disminución del diámetro radial de las traqueidas hacia el final del anillo. Las traqueidas que conforman el xilema secundario, tienen forma rectangular a pentagonal, vistas en corte transversal. El diámetro radial de las traqueidas es de 22,6–(29,2)–41 μm y el diámetro tangencial de las traqueidas es de 16–(30)–53 μm . El espesor de la doble pared entre dos traqueidas es de 4,9–(7,6)–11,4 μm en sección radial y 5,6–(8,27)–13 μm en sección tangencial. Las traqueidas tienen punteaduras areoladas principalmente uniseriadas o más raramente biseriadas, tanto en las paredes radiales como tangenciales. Las punteaduras son circulares o ligeramente ovaladas, contiguas o comprimidas, dispuestas densamente en hileras alternas, con poros circulares o elípticos. Las punteaduras miden 5,8–(7,8)–9,8 μm de altura y 8,1–(10)–14 μm de ancho. Los campos de cruzamiento se encuentran pobremente preservados. Se puede observar la presencia de una, ocasionalmente dos, punteaduras simples, de contorno circular a ovalada, de 15 x 7,8 μm –(20,8 x 9,6 μm)–25 x 12 μm de diámetro, organizadas en hileras verticales. Los radios xilemáticos secundarios también tienen un estado pobre de preservación. Son homocelulares y uniseriados. Los radios son cortos y rectilíneos, y varían entre 85–(133)–220 μm y 1 a 5 células de altura. Están compuestos por células parenquimáticas rectangulares. La longitud y el ancho de estas células no pudo medirse debido a la pobre preservación que presentan. El parénquima axial y las traqueidas radiales están ausentes.

Material: PBSJ 1200; 1201

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF4 y “Miembro Tobas Rosadas” EF12

Comentarios: El género *Rhexoxylon* está caracterizado por troncos polixílicos, como resultado de la presencia de al menos dos anillos cambiales que generan dos zonas de tejidos vasculares separados por tejidos parenquimatosos. Los troncos descritos para la Formación El Alcázar, presentan las características mencionadas anteriormente, con la particularidad de que no produce haces perimedulares de xilema+floema secundario centrípeto-centrífugos, sino que desarrolla haces sólo centrípetos, lo cual es diagnóstico de la especie *Rhexoxylon cortaderitaense* (Bodnar, 2008). En comparación con otras especies del género, los especímenes estudiados se diferencian de *R. tetrapteroides*, porque esta última presenta cuñas de xilema secundario centrífugo muy compactas debido a la poca presencia de tejido parenquimático (radial y tangencial) en esta zona del fuste y un escaso desarrollo de xilema secundario centrípeto hacia la médula (Archangelsky y Brett 1961, Artabe y Brea 2003; Zamuner, 1991). En *R. piatnizkyi*, el tejido parenquimático es muy abundante y el sistema vascular consiste en varios segmentos de xilema centrífugo separado del xilema centrípeto por una zona estrecha de parénquima tangencial (Archangelsky y Brett 1961, Archangelsky 1968, Brett 1968, Zamuner 1991). *R. brasilense*, tiene el sistema vascular centrípeto muy desarrollado en relación a la médula, comparado con las demás especies de *Rhexoxylon* (Herbst y Lutz 1988). *R. brunoï* tiene un cilindro vascular en donde el xilema centrípeto se encuentra en contacto con la médula y, además, el sistema medular está compuesto por 16 ciclos completos de xilema centrípeto-centrífugo y un solo ciclo de xilema centrípeto (Artabe *et al.*, 1999). *R. africanum* tiene un cilindro vascular formado por cuñas de xilema secundario centrífugo y xilema secundario centrípeto, y un sistema medular que contiene una o dos series de bandas de xilema centrípeto-centrífugo (Bancroft, 1913; Walton, 1923; Kräusel, 1949; Archangelsky y Brett, 1961). Debido a las características mencionadas en cada uno de los taxones conocidos, el más afín a los ejemplares de la Formación El Alcázar es la especie *R. cortaderitaense*. La presencia de materiales asignados a *R. cortaderitaense* en la Formación El Alcázar, es la primera mención de este taxón por fuera de la Formación Cortaderita.

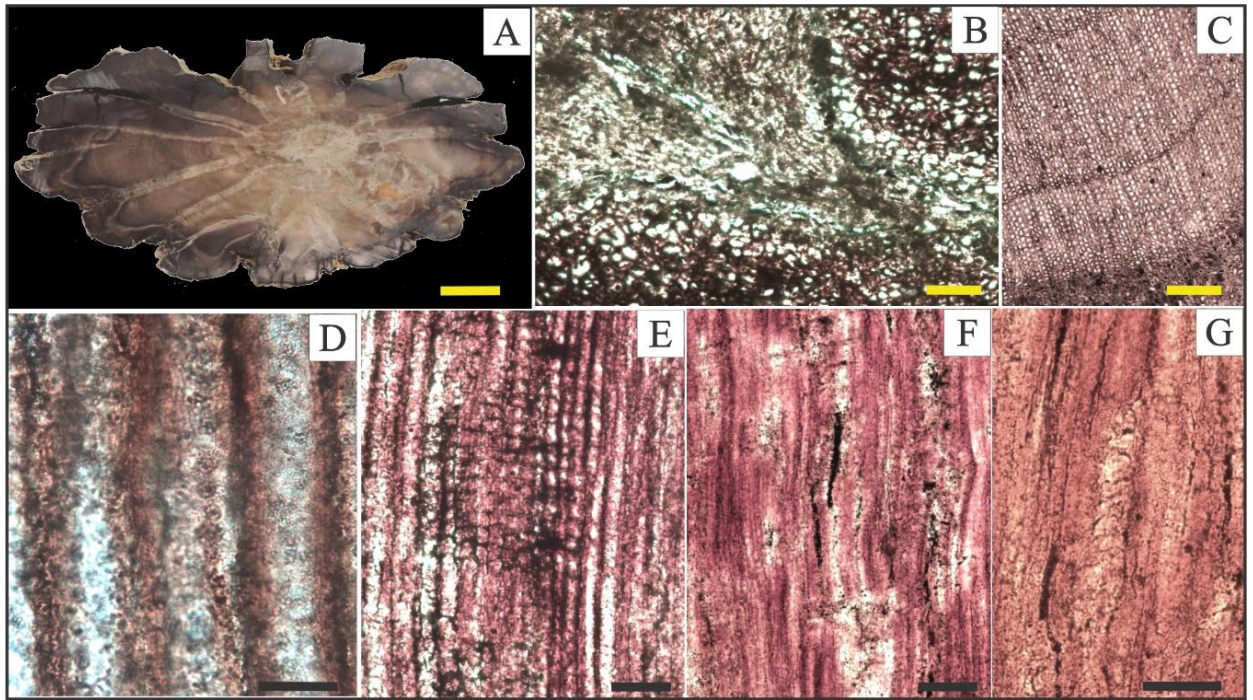


Figura 5.3.5. *Rhexoxylon cortaderitaense* (Menéndez) Bodnar 2008. A. Aspecto general del leño, del centro a la periferia se observa la médula, el xilema secundario centrípeto, el xilema secundario centrífugo y los radios parenquimáticos. Escala gráfica: 2 cm. B. Detalle de la zona medular en corte transversal, a la altura de la división entre dos cuñas de xilema centrípeto. Escala gráfica: 400 μ m. C. Detalle en corte transversal de una cuña de xilema centrífugo mostrando un anillo de crecimiento discontinuo. Escala gráfica: 400 μ m. D. Corte longitudinal radial mostrando las punteaduras areoladas uniseriadas. Escala gráfica 40 μ m. E. Corte longitudinal radial mostrando el aspecto de los capos de cruzamiento. Escala gráfica 60 μ m. F. Corte longitudinal tangencial mostrando el aspecto general de los radios parenquimáticos. Escala gráfica: 60 μ m. G. Corte longitudinal tangencial mostrando en detalle un radio parenquimático corto. Escala gráfica 40 μ m.

Género *Tranquiloxyton* Herbst y Lutz 1995

Especie Tipo *Tranquiloxyton petriellai* Herbst y Lutz 1995

Tranquiloxyton sp nov

Figura 5.3.6. A, B, C, D, E y F

Descripción: Tronco de forma cilíndrica en sección transversal, con un diámetro de 12,12 x 11,06 cm, con médula y cilindro vascular preservados. La médula se preservada, ésta se encuentra en una posición aproximadamente central y mide 1,68 x 0,87 cm de diámetro, es de forma estrellada y heterogénea, ya que preserva células parenquimáticas, idioblastos, y haces vasculares aislados. El xilema primario no es distinguible. El sistema vascular secundario está dividido en cuñas por radios parenquimatosos de composición celular semejante a la de la médula. El xilema secundario

tiene un espesor aproximado de 5,3 cm por un ancho de 3,2 cm. Los radios parenquimatosos que separan cada una de las cuñas tienen un espesor promedio de 0,31 cm. En algunos sectores de las cuñas se puede ver la fragmentación tangencial por la presencia de bandas de parénquima, estas tienen un ancho de 0,24 cm y son producto de la actividad remanente del cambium. Internamente, el xilema secundario desarrolla “anillos de crecimiento” por la abrupta disminución del diámetro radial de las traqueidas hacia el final del anillo, pero estos son discontinuos y discordantes debido a la fragmentación radial y por eso no se consideran verdaderos anillos. Las traqueidas del xilema secundario son de forma rectangular a circular, vistas en corte transversal. El diámetro radial de las traqueidas es de 26,8–(37,9)–52 μm y el diámetro tangencial de las traqueidas es de 24–(32,2)–49 μm . El espesor de la doble pared entre dos traqueidas es de 12–(16,5)–20 μm en sección radial y 9,2–(14,84)–25 μm en sección tangencial. Las traqueidas tienen punteaduras areoladas principalmente uniseriadas, ubicadas solo en las paredes radiales. Las punteaduras son circulares o ligeramente ovaladas, contiguas o comprimidas, dispuestas densamente en hileras alternas cuando son biseriadas, con poros circulares o elípticos. Las punteaduras miden 7–(11,28)–13 μm de altura y 9–(10,28)–11 μm de ancho. Los campos de cruzamiento están muy mal preservados, en ellos se puede observar la presencia de una sola punteadura simple, aunque es difícil tomar medidas, debido al estado de preservación del material. Los radios xilemáticos, son homocelulares, uniseriados, cortos y rectilíneos. Presentan una altura de 2 a 7 células, que varía entre 205–(237)–275 μm . Están compuestos por células parenquimáticas procumbentes, que miden en promedio 19 μm de altura por 13,4 μm de ancho. Se ha podido observar en corte transversal que, situado en el xilema secundario cercano a la médula, el material presenta dos estructuras muy peculiares, las que se interpretan como galerías atribuidas insectos. Estas galerías, tienen un diámetro de 1,65 mm x 1,72 mm y 2,55 mm x 2,06 mm, son de forma circular a ovalada y en su interior se puede diferenciar partes de traqueidas dispersas, en las cuales se han podido reconocer punteaduras.

Material: LPPB 13004

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF1

Comentarios: El género *Tranquiloxylo* fue descrito por primera vez para Argentina por Herbst y Lutz (1995) para un tronco fósil que se caracteriza por tener, ejes excéntricos, con xilema secundario picnoxílico, dividido en cuñas por la presencia de parénquima radial, punteaduras tipo araucarioide en las paredes tangenciales de las traqueidas y la presencia de trazas rameales. Este género se separa de *Rhexoxylon* y *Elchaxylon* en que no posee xilema secundario centrípeto en su anatomía. Comparado con *Cuneumxylon spallettii*, se diferencia en que este último posee una

mayor fragmentación del xilema secundario por parénquima tangencial (interpretado como bandas de floema secundario incluido), además de la presencia de punteaduras en las paredes radiales de las traqueidas y campos de cruzamiento con 2 a 13 puntuaciones simples. Otra especie muy similar a *Tranquiloxyton* sp. nov. es *Kykloxyton fremouwense* del Subgrupo Beacon, Antártida. Las diferencias más relevantes son a nivel del leño, *K. fremouwense* tiene una médula de dimensiones mucho mayores, la presencia de radio uni a biseriados con una longitud de 1 a 13 células, mientras que en *Tranquiloxyton* sp. nov. los radios son uniseriados con una longitud de 2 a 7 células, los campos de cruzamiento de *K. fremouwense* tiene de 1 a 9 punteaduras simples, mientras que en *Tranquiloxyton* solo se observó una sola punteadura simple. Los materiales de la Formación El Alcázar presentan muchos caracteres en común con *T. petriellai*, la especie tipo del género, sin embargo, difieren de este último en que no posee salidas rameales del xilema secundario, no se observa la presencia de xilema primario rodeando la zona medular, presenta punteaduras en las paredes radiales de las traqueidas, el tamaño de la médula es mayor al de *T. petriellai* y la presencia de parénquima tangencial está mucho más marcada que en la especie de la Formación Laguna Colorada. Por lo que se considera que este taxón constituye una nueva especie de *Tranquiloxyton* sp, siguiendo la idea de Ganuza *et al.* (1998).

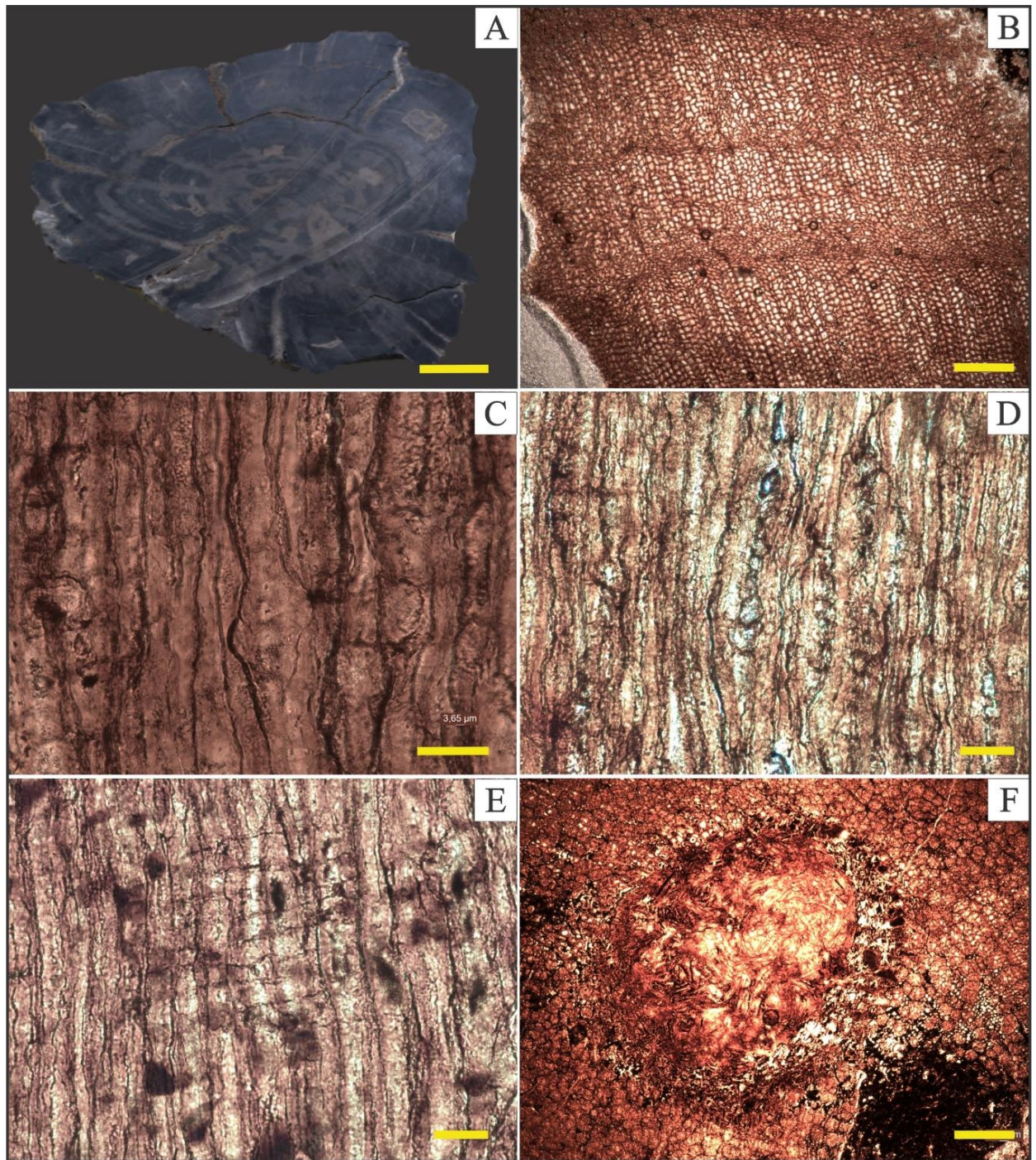


Figura 5.3.6. *Tranquiloxylon* sp nov Herbst y Lutz 1995. A. Aspecto general del leño, dese el centro a la periferia se puede observar la médula, el xilema secundario centrífugo, los radios parenquimáticos radiales y el parénquima tangencial. Escala gráfica: 2 cm. B. Corte transversal de una de las cuñas de xilema centrífugo, mostrando los anillos de crecimiento discontinuos. Escala gráfica: 400 μ m. C. Corte longitudinal radial, mostrando las punteaduras areoladas. Escala gráfica: 40 μ m. D. Corte longitudinal tangencial mostrando los radios parenquimáticos. Escala gráfica: 60 μ m. E. Corte longitudinal radial mostrando el aspecto general de los campos de cruzamiento. Escala gráfica: 60 μ m. F. Vista en corte transversal de una galería hecha por un organismo xilófago. Escala gráfica: 400 μ m.

Orden PELTASPERMALES Meyen 1987

Familia PELTASPERMACEAE Thomas 1933

Género *Pachydermophyllum* Thomas y Bose 1955

Especie tipo. *Pachydermophyllum papillosum* Thomas y Bose 1955.

Pachydermophyllum pinnatum (Walkom) Retallack 1981

Figura 5.3.7. A

Descripción: Fragmento de fronde monipinnada, de forma lanceolada, de 3,2 cm de longitud por 0,8 cm de ancho. Las pinnas se encuentran de manera opuesta a subopuesta, tienen forma lobada con el ápice redondeado. Las basales son subcirculares, y más o menos equidimensionales (0,2 cm), las de la zona media son más largas (0,4 cm) que anchas (0,3 cm), no se preservaron las pinnas de la parte distal. El ángulo de inserción de las pinnas es de 44°. El raquis mide 0,11 cm de ancho y es levemente carenado. La venación está preservada de manera parcial. Las venas salen con un ángulo agudo. Las venas laterales salen de las venas secundarias con un ángulo agudo, no se puede observar cómo se resuelven cuando llegan al margen de la pínula.

Material: PBSJ 1147

Procedencia: “Miembro Tobas Rosadas” EF7

Comentarios: En el sentido de Retallack (1981), *Pachydermophyllum pinnatum* se caracteriza por tener hojas monopinnadas, pinnas equidimensionales, no coalescentes y erectas sobre el raquis. Se diferencia de *P. praecordillerae* (Frenguelli) Retallack, 1981, porque esta última presenta pinnas lineares, articuladas en la base, y notable reducción de las pinnas basales y de *P. dubium* (Burgues) Retallack, 1981 porque en esta, las pinnas son subcirculares y coalescentes y las de la base son marcadamente pequeñas. *P. pinnatum* fue citada para Argentina en las formaciones Potrerillos (Morel, 1994, y Morel *et al.*, 2010) y Llantenes (Artabe *et al.*, 1998), por lo que esta es la primera mención de materiales asignados a *P. pinnatum* en la Formación El Alcázar.

Género: *Scytophyllum* Bormemann 1856

Especie Tipo: *Scytophyllum bergeri* Bormemann 1856

Scytophyllum bonettiae Zamuner, Artabe y Ganuza 1999

Figuras 5.3.7. B

Descripción: Fragmentos de frondes de monopinadas, imparipinnadas con un ancho de 3 a 4 cm y una longitud de 5 a 8 cm (ambos incompletos). Pinnas de forma lanceolada, con un ancho que oscila entre 0,65 a 0,8 cm y una longitud de 1,8 a 2,6 cm. Los márgenes de las pinnas son paralelos, enteros a levemente dentados con su base algo decurrente. Las pinnas se unen al raquis principal con un ángulo de 65 a 80°. El margen basiscópico de las pinnas, es decurrente, continuo con el raquis y se une al margen acroscópico de la pina infrayacente. El patrón de venación es complejo, el raquis primario está bien diferenciado con un ancho de 0,16 cm, a partir de éste, salen de manera opuesta a subopuesta. De esta última salen las venas con un patrón pinado sin anastomosis, las que se vuelven a dividir en venas de tercer orden cerca del margen pinular.

Material: PBSJ 1147, 1145.

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7.

Comentarios: Existen alrededor de 19 especies asignadas al género *Scytophyllum* descriptas para el Triásico de distintas localidades de Eurasia (Dobruskina, 1975, 1995). En Argentina el registro del género *Scytophyllum* está circunscripto a sólo tres especies, *S. neuburgianum* Bornemann, hallado en las formaciones Ischigualasto y Cañadon Largo (Zamuner y Artabe, 1990; Gnaedinger y Herbst, 1998) y *S. bonettiae* en la Formación Cortaderita (Zamuner *et al.*, 1999) y *Scytophyllum argentinum* (Frenguelli) Morel *et al.* (2010) en la Formación Potrerillos. Los materiales descriptos para la Formación El Alcázar concuerdan con los caracteres enunciados por Zamuner *et al.*, (1999) para la especie *S. bonettiae*. (pinnas lanceoladas de margen lobulado-dentado, margen basiscópico decurrente, venación compleja sin venas suturales), diferenciándose de *S. neuburgianum*, ya que este último tiene mayor dimensión de las pinas y presenta venas suturales entre la venación de segundo orden. Por las características de los ejemplares hallados en la Formación El Alcázar, como ser el tamaño de algunas pinas, y la presencia de ápices redondeados, estos corresponderían a la parte media a proximal de la fronde de *S. bonettiae*, de acuerdo con la descripción de los ejemplares hallados en la Formación Cortaderita, diferenciándose de la parte más distal de la pinna, ya que

presenta pinnulas más pequeñas y estas tienen ápices de forma aguda (Zamuner *et al.*, 1999). La presencia de *S. bonettiae* en la Formación El Alcázar, constituye la primera mención de esta especie, en el depocentro Agua de los Pajaritos.

Familia Matatiellaceae Bomfleur *et al.* 2011

Género *Dejerseya* (Herbst) emend. nov. Bomfleur *et al.* 2011

Especie tipo *Dejerseya lobata* (Jones et de Jersey) Herbst 1977

Dejerseya cf. lunensis

Figuras 5.3.7. C

Descripción: Fragmento de hoja, de forma lineal-lanceolada parcialmente pinnatifida. Márgenes levemente lobulados, con lóbulos redondeados que no llegan a contactar con el raquis. El fragmento tiene una longitud de 9 cm, por 1,63 cm de ancho. El ápice es desconocido y la base se preservó parcialmente. El raquis está bien marcado, tiene un ancho de 0,15 cm y presenta estrías que recorren toda su longitud. A partir del raquis salen las venas secundarias, estas lo hacen con un ángulo que oscila entre 26° a 30°, llegando hasta el margen de la hoja; en su recorrido, se dicotomizan al menos una vez, sin llegar a generar anastomosis.

Materiales: PBSJ 1064

Procedencia: “Miembro Tobas Rosadas” EF9

Comentarios: Anderson y Andeson (1989), describen la variabilidad morfológica de la especie *Dejerseya lunensis*, haciendo incapié en el grado y tipo de lobulación de la lámina. El material presente en la Formación El Alcázar, si bien es fragmentario, presenta los caracteres propuestos por Anderson y Andeson (1989), Gnaedinger y Herbst (1998) y Bomfleur (2011) para la especie *Dejerseya lunensis*. El género *Dejerseya*, tiene una historia taxonómica algo compleja, sin embargo, Bomfleur *et al.*, (2011) luego de un análisis sistemático enmendó la diagnosis genérica propuesta por Herbst (1977), e incluyó a este taxón dentro de la Familia Matatiellaceae. En Argentina, sólo se han descripto materiales correspondientes a *Dejerseya* en el Grupo El Tranquilo, para la Formación Cerro Largo (Gnaedinger y Herbst, 1998), por lo que este hallazgo representa el primer registro del género *Dejerseya* para la Cuenca Cuyana.

Orden CYCADALES Dumortier 1829

Género *Kurtziana* Frenguelli emend. Petriella y Arrondo 1982Especie tipo. *Kurtziana cacheutensis* (Kurtz) Frenguelli 1942b***Kurtziana cacheutensis*** (Kurtz) Frenguelli 1942b

Figuras 5.3.7. D

Descripción: Fragmento de hojas monopinadas de 3,3 cm de longitud por 3,2 cm de ancho. Las pinnas son oblongas con el ápice levemente obtuso y se insertan a cada lado del raquis de forma alterna, con un ángulo que varía entre 60°-70°. Las pinnas tienen un ancho promedio de 1 cm y una longitud que varía entre 1,5 a 2,5 cm. El sector basal de las pinnas es asimétrico, el margen acroscópico se contrae hasta llegar a la vena media, mientras que el margen basiscópico se ensancha levemente formando un lóbulo antes de contraerse cerca del raquis. Los márgenes de las pinnas son subparalelos y enteros. El raquis primario es levemente estriado y presenta un ancho aproximado de 0,15 cm. La venación es aletopteróide, la vena media alcanza el tercio distal de la pinna y se resuelve en numerosas dicotomías. Las venas laterales se bifurcan en dos dicotomías y alcanzan el margen de la pinna.

Material estudiado: PBSJ 1113, 1139, 1152

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7 y EF8

Comentarios: El género *Kurtziana* fue creado por Frenguelli (1942b) y enmendado posteriormente por Arrondo y Petriella (1982) quienes agregan a la diagnosis del género caracteres megascópicos y epidérmicos. A su vez, Artabe *et al.* (1991) en base a caracteres cuticulares observados en *Kurtziana brandmayri* sugiere una filiación del género con las Cycadales. Por su parte, Herbst y Gnaendinger (2002) retienen el género *Kurtziana* para frondes sin cutícula y separan a las formas con cutícula al género *Alicurana*. Anderson y Anderson (2003) incluyen en *Kurtziana* formas asignables al género *Pachydermophyllum*, al cual asignan al Orden Matatiellales, por haberlos encontrado en estrecha asociación con estructuras reproductivas asignadas al género *Matatiella*. Holmes y Anderson (2005) reconocen dos “complejos” en Australia, basados en las dos especies establecidas en un principio por Frenguelli (1942b). Siguiendo el criterio de Artabe *et al.* (2007b) y teniendo en consideración las diferencias morfológicas que existen entre los géneros *Kurtziana* y *Pachydermophyllum*, se sigue una posición conservadora donde se consideran entidades

genéricas diferentes. Esta especie se distribuye en las formaciones Cacheuta, Paso Flores, El Alcázar y Cortaderita (Artabe *et al.*, 2007a)

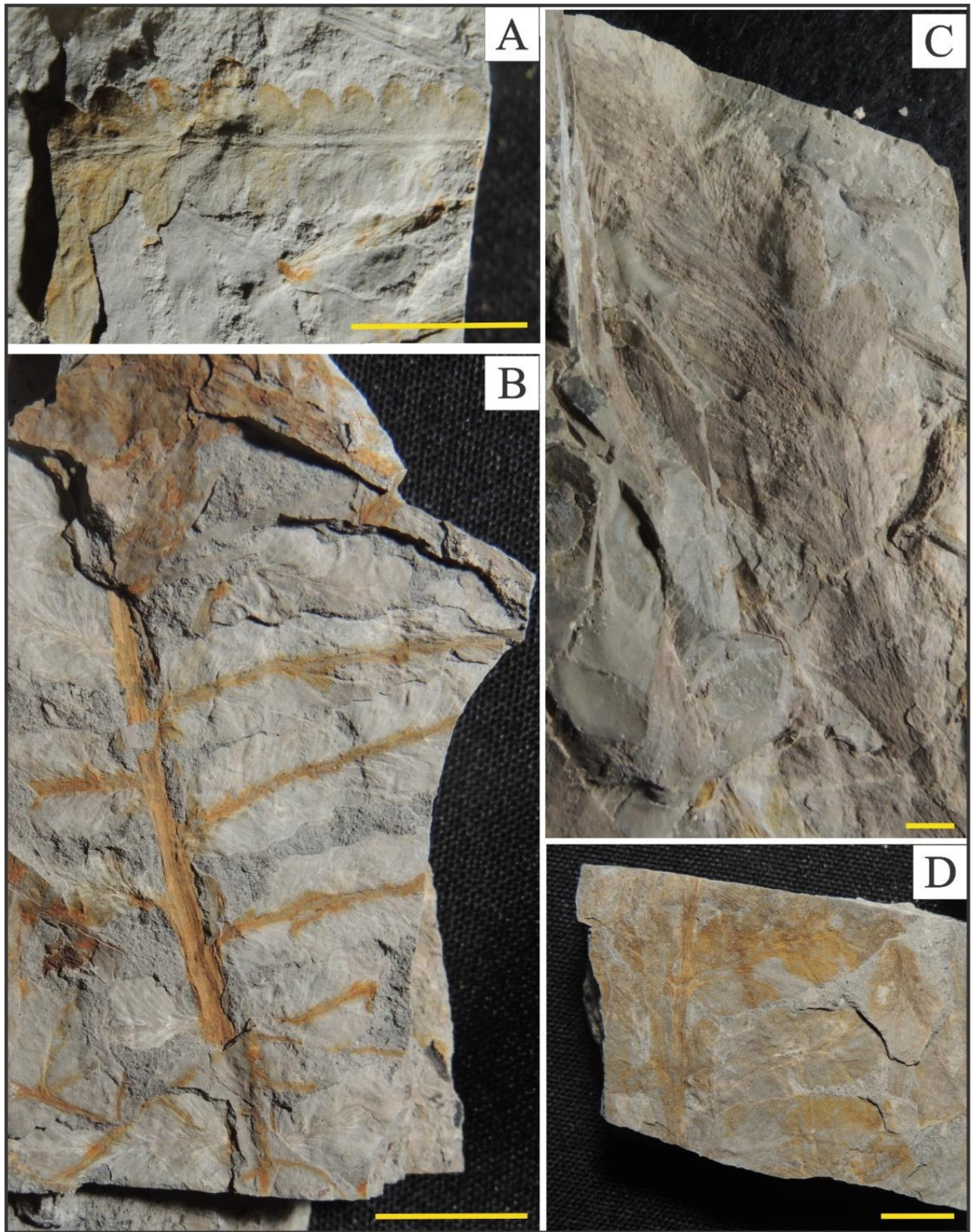


Figura 5.3.7. A. *Pachydermophyllum pinnatum* (Walkom) Retallack 1981; B. *Scytophyllum bonettiae* Zamuner,

Artabe y Ganuza 1999; C. *Dejerseya* cf. *lunensis* Herbst 1977; D. *Kurtziana cacheutensis* (Kurtz) Frenguelli 1942b.
Escala gráfica: 1 cm.

Orden GINKGOALES Engler 1897

Género *Sphenobaiera* (Florin) Harris y Millington 1974

Especie tipo. *Sphenobaiera spectabilis* (Nathorst) Florin 1936

Sphenobaiera argentinae (Kurtz) Frenguelli 1946

Figuras 5.3.8. A y B

Descripción: Hojas de forma triangular, con un ancho de 3,2 cm por 8 cm de longitud sin pecíolo. El ángulo basal es de 27°. La lámina se divide por una incisión mediana en dos segmentos divergentes con un ángulo de 20°. Cada uno de los segmentos tiene un ancho de 1,2 y 1,3 cm. Los márgenes son levemente convexos. La venación es dicótoma abierta Densidad de venas por mm 2.

Material: PBSJ 1175

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF1

Comentarios: Los ejemplares descriptos coinciden con los caracteres brindados por Frenguelli (1946), Artabe (1985) y Gnaendinger y Herbst (1999) para la especie *S. argentinae*. En la Argentina esta especie fue citada para las formaciones Cañadón Largo, Vera, Barreal, Cortaderita, Carrizal y El Alcázar (Stipanovic, 1972; Artabe *et al.*, 2007b) y en Chile en las formaciones La Ternera y El Puquén (Troncoso y Herbst, 1999).

Sphenobaiera cf. schenkii (Feistmantel) Florin 1936

Figuras 5.3.8. C y D

Descripción: Fragmento de hojas, asimétrica de 5 cm de longitud por 0,35 cm de ancho. La lámina se divide una vez con un ángulo de 15°, originando dos segmentos que tienen un ancho de 0,2 cm. El fragmento anterior se encuentra acompañado de 3 fragmentos más que presentan caracteres similares. En todos los materiales se observa una incipiente venación dicótoma abierta sin anastomosis.

Material: PBSJ 1138

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7.

Comentarios: La especie *Sphenobaira shenkii*, presenta variedad de morfotipos foliares muy alta para el Triásico de Gondwana, lo que hace difícil su reconocimiento cuando el material preservado es fragmentario (Barboni y Dutra, 2015). Los especímenes de la Formación El Alcázar, muestran caracteres muy afines a esta especie, sin embargo, al no tener preservado la hoja completa, el autor decidió referir estos fragmentos como afines a la especie *S. shenkii*. Materiales asignados a esta especie se encuentran en Chile, Argentina, Australia, Nueva Zelanda y Antártida (Baldoni, 1980; Anderson y Anderson, 1989; Stipanovic *et al.*, 1996; Troncoso y Herbst, 1999; Leppe Cartes, 2005; Holmes y Anderson, 2005; Troncoso y Herbst, 2007; Lutz *et al.*, 2011; Escapa *et al.*, 2011). siendo esta la primera mención para la Formación El Alcázar.

***Sphenobaiera stormbergensis* (Seward) Frenguelli 1948**

Figuras 5.3.8 E y F

Descripción: Fragmento de hojas de contorno triangular, alcanza 3,5 cm de longitud por 6 cm de ancho, que disminuye paulatinamente hacia la base con un ángulo basal de 59°. La lámina presenta una incisión profunda, dividiéndola en dos mitades, que presentan un ancho de 1,4 cm cada una. Las venas se dividen de manera dicotómica desde la base, no se ven anastomosis en ningún lugar de su recorrido.

Material: PBSJ 1072 y 1073

Procedencia: “Miembro Tobas Rosadas” EF7.

Comentarios: El material descripto coincide con los caracteres diagnósticos enunciados por Seward (1903) para *Baiera stormbergensis*. Luego, Frenguelli (1948) pasa esta forma al género *Sphenobaiera*, utilizando como caracteres diagnósticos, el gran tamaño de la lámina, la lámina profusamente disectada dividida en amplios segmentos lineales y la presencia de hasta 10 venas paralelas. creado por Florin (1936). En Argentina, la especie se distribuye en las formaciones Barreal, Cortaderita (Bonetti, 1963) Cañadon Largo (Gnaedinger y Herbst, 1999) Formación Paso Flores (Frenguelli, 1948, Archangelsky, 1965) y nombrada por Stipanovic (1972), en su lista florística.

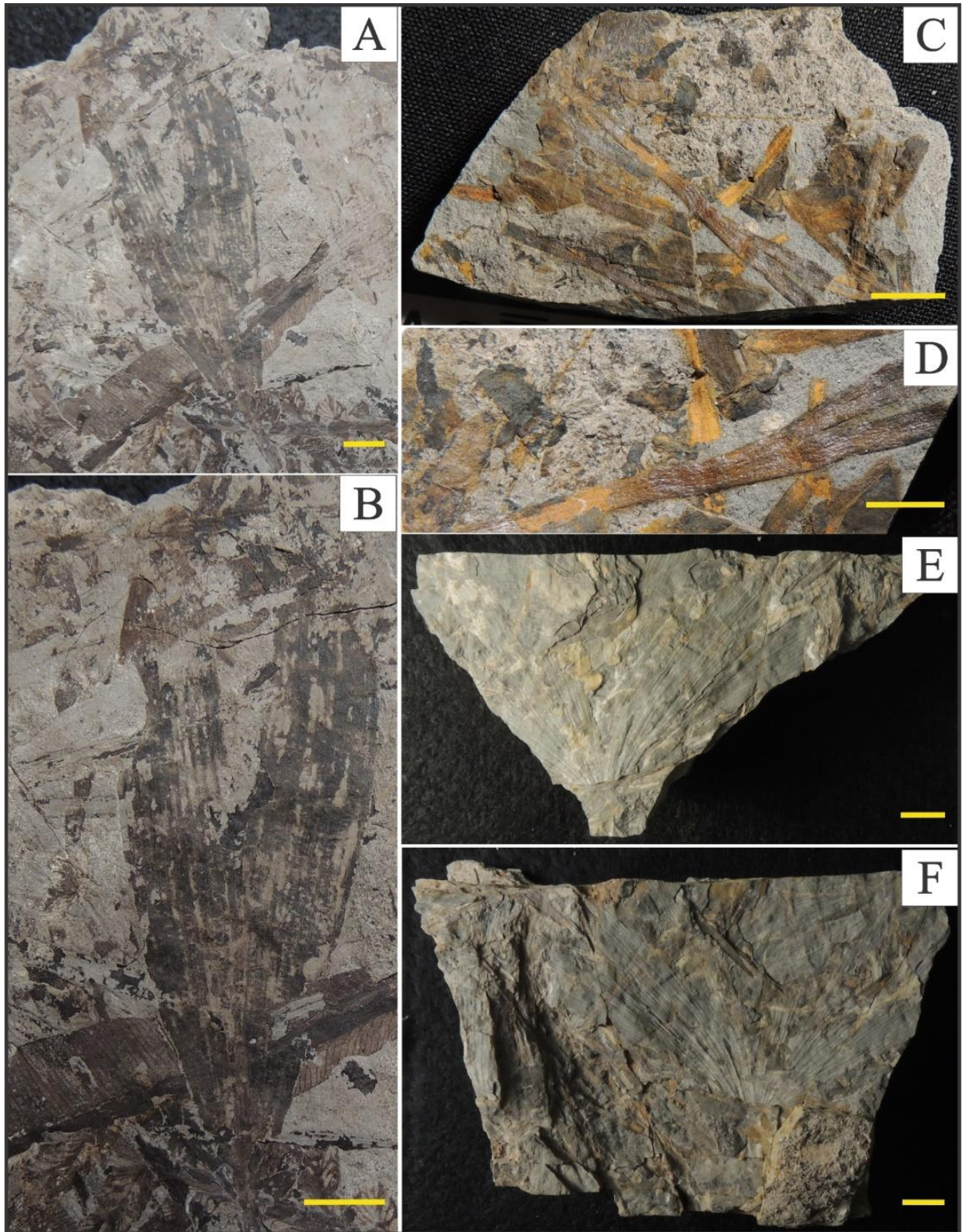


Figura 5.3.8. A y B. *Sphenobaiera argentinae* (Kurtz) Frenguelli 1946; C y D. *Sphenobaiera* cf. *schenkii* (Feistmantel) Florin 1936; E y F. *Sphenobaiera stormbergensis* (Seward) Frenguelli 1948. Escala gráfica: 1 cm

Orden VOLTZIALES *sensu* Stewart y Rothwell 1993

Familia Voltziaceae Arnold 1947

Género *Heidiphyllum* Retallack 1981

Especie tipo. *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981

Heidiphyllum minutifolium Anderson y Anderson 1989

Figura 5.3.9. A

Descripción: El material estudiado corresponde a fragmentos de hojas linear lanceoladas de bordes enteros. Presentan un largo promedio de 2,32 cm, donde el fragmento más amplio tiene una longitud de 2,5 cm y el más pequeño de 2 cm El ancho promedio de los restos es de 0,2cm con un máximo de 0,4 cm y un ancho mínimo de 0,2 cm. En uno solo de los materiales se pudo observar el ápice, este presenta una forma aguda con las venas convergiendo. La cantidad de venas por cm² es alrededor de 14, aunque la preservación no permite verlas con claridad. La base es desconocida.

Material estudiado: PBSJ 1056

Procedencia: “Miembro Tobas Rosadas” EF10

Comentarios: El género *Heidiphyllum*, ampliamente distribuido en Gondwana, está caracterizado por cuatro especies bien diferenciadas, las cuales también presentan una amplia distribución en Argentina. El material descripto para la Formación El Alcázar, presenta caracteres similares a la especie *H. minutifolium* en cuanto al tamaño, forma de la lámina en general y patrón de venación. Se diferencia de *H. elongatum* y *H. cacheutense*, debido a que estas últimas presentan un tamaño en largo mucho mayor, particularmente en su longitud. Lo mismo sucede con la especie *H. clarifolium*, aunque esta última, presenta un ancho de lámina menor al que tienen las hojas asignadas a *H. minutifolium*. Esta especie se encuentra representada en nuestro país en las formaciones Cortaderita y Llantenes (Bodnar *et al.*, 2015). La presencia de *H. minutifolium*, es la primera mención de la especie en la Formación El Alcázar.

Orden GNETALES *sensu* Stewart y Rothwell 1993

Género: *Yabeiella* Ôishi 1931

Especie tipo: *Yabeiella mareyesiaca* (Geinitz) Ôishi 1931.

Yabeiella brackebuschiana (Kurtz) Ôishi 1931

Figura 5.3.9. B

Descripción: Los elementos corresponden a fragmentos de hojas enteras, de forma linear a lanceolada, con una longitud que varía entre 2 a 7,4 cm y un ancho que va desde 1,5 a 3 cm. La vena media es fuerte, muy estriada y tiene un ancho promedio de 0,15 cm. Las venas secundarias salen con un ángulo que varía entre 55 a 65°, este ángulo se vuelve más agudo hacia el ápice de las hojas. Las venas secundarias son algunas simples y otras dicotomizadas por lo menos una vez. Se observaron pocas anastomosis. Las venas secundarias confluyen en una vena colectora lateral, aunque por la calidad de preservación de los ejemplares esta última solo se ha podido observar en algunos sectores.

Material: PBSJ 1080, 113 A y B

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7

Comentarios: Si bien los ejemplares asignados a *Yabeiella brackebuschiana* no se encuentran completos, las medidas y la forma linear lanceolada, permite separar a este taxón de *Y. sphenulata*, ya que en esta última la lámina es lineal-espatulada y el ancho no llega al centímetro. Este taxón ya había sido mencionado por Stipanovic (1972) en una lista florística. En Argentina, este taxón se registró en las formaciones Chihuido, Ischichuca, Los Rastros, Barreal, Cortaderita y El Alcázar (Stipanovic, 1972; Artabe *et al.*, 2007b); en Chile, en las formaciones La Ternera y El Puquén (Gnaedinger y Herbst, 2004).

Yabeiella mareyesiaca (Geinitz) Ôishi 1931

Figura 5.3.9. C y D

Descripción: Fragmentos de hojas simples, coriáceas lanceoladas. Tienen una longitud que oscila entre 2,3 a 7 cm y un ancho entre 2 a 3,8 cm y un ejemplar que preserva la parte media distal de la hoja muestra un ancho medio de 2,6 cm en la zona media y 1,3 cm en la parte apical. El ápice se observa en uno solo de los ejemplares y es agudo-obtuso. La vena media es ancha y estriada y tiene un ancho que va desde 0,1 a 0,4 cm. El ejemplar que preserva la parte apical, la vena media disminuye su tamaño a 0,05 cm cerca del ápice y un fragmento que preserva la zona proximal de la hoja, tiene un ancho de vena media de 0,45 cm. Las venas secundarias salen a partir de la vena media con un ángulo que oscila entre 70 a 80°, aunque el ejemplar que preserva la zona apical, se

puede observar que el ángulo de salida de las venas secundarias es un poco más agudo. Las venas secundarias se bifurcan muy pocas veces y cuando lo hacen se da cerca de la vena media. Se contaron alrededor de unas 20 venas por centímetro. No se observa con claridad una vena colectora en el margen de la hoja, aunque su presencia se infiere ya que las venas secundarias se anastomosan con las vecinas formando arcos.

Material: PBSJ 1034 Ay B, 1104, 1143, 1144, 1145, 1148,

Procedencia: “Miembro Tobas Varicolores” EF7.

Comentarios: Formas asignables al género *Yabeiella* se distribuyen a lo largo de todo el Triásico de Gondwana (Spalletti *et al.*, 1999). Sin embargo, no existe un acuerdo generalizado en cuanto a su filiación sistemática, ni al número de especies existentes. Así, Ganuza *et al.*, (1998) ubica formas asignadas a *Y. mareyesiacae* a las Cycadales, otros (Jain y Delevoryas, 1967; Taylor y Hickey, 1992) las incluyen dentro de la Bennettitales. Nixon *et al.* (1994) y posteriormente Axsmith *et al.* (1997) basándose en la asociación repetida de *Yabeiella* con *Fraxinopsis* en Australia, Sudáfrica y Argentina y en los caracteres de arquitectura foliar, los que presentan patrones semejantes a los de las angiospermas basales, vinculan al género *Yabeiella* con el clado de las angiospermas. Más aún, Anderson y Anderson (2003) consideran que los caracteres de la venación y de su cutícula, vinculan al género *Yabeiella* al grupo de las Gnetopsidas, y asignan la planta *Fraxinopsis/Yabeiella* a un nuevo orden: Fraxinopsiales y a una nueva familia: Fraxinopsiaceae (Artabe *et al.*, 2007b). En cuanto al número de especies que existen, hay dos posturas bien definidas, Stipanovic *et al.* (1996), Artabe *et al.*, (2007b), Morel *et al.*, (2015), determinan seis especies (*Y. mareyesiacae*, *Y. brackebuschiana*, *Y. crassa*, *Y. du-toiti*, *Y. spathulata* y *Y. wielandii*) proponiéndose incluso variedades de ellas. Sin embargo, Anderson y Anderson (1989) solamente asignan dos especies dentro del género (*Y. mareyesiacae* y *Y. brackebuschiana*) (Artabe *et al.*, 2007b). En Argentina este taxón ha sido registrado en las formaciones Cerro las Cabras, Potrerillos, Cacheuta, Chihuido, Laguna Colorada, Ischichuca, Los Rastros, Agua de los Pajaritos, El Alcázar, Cortaderita, Quebrada de la Mina y Carrizal.

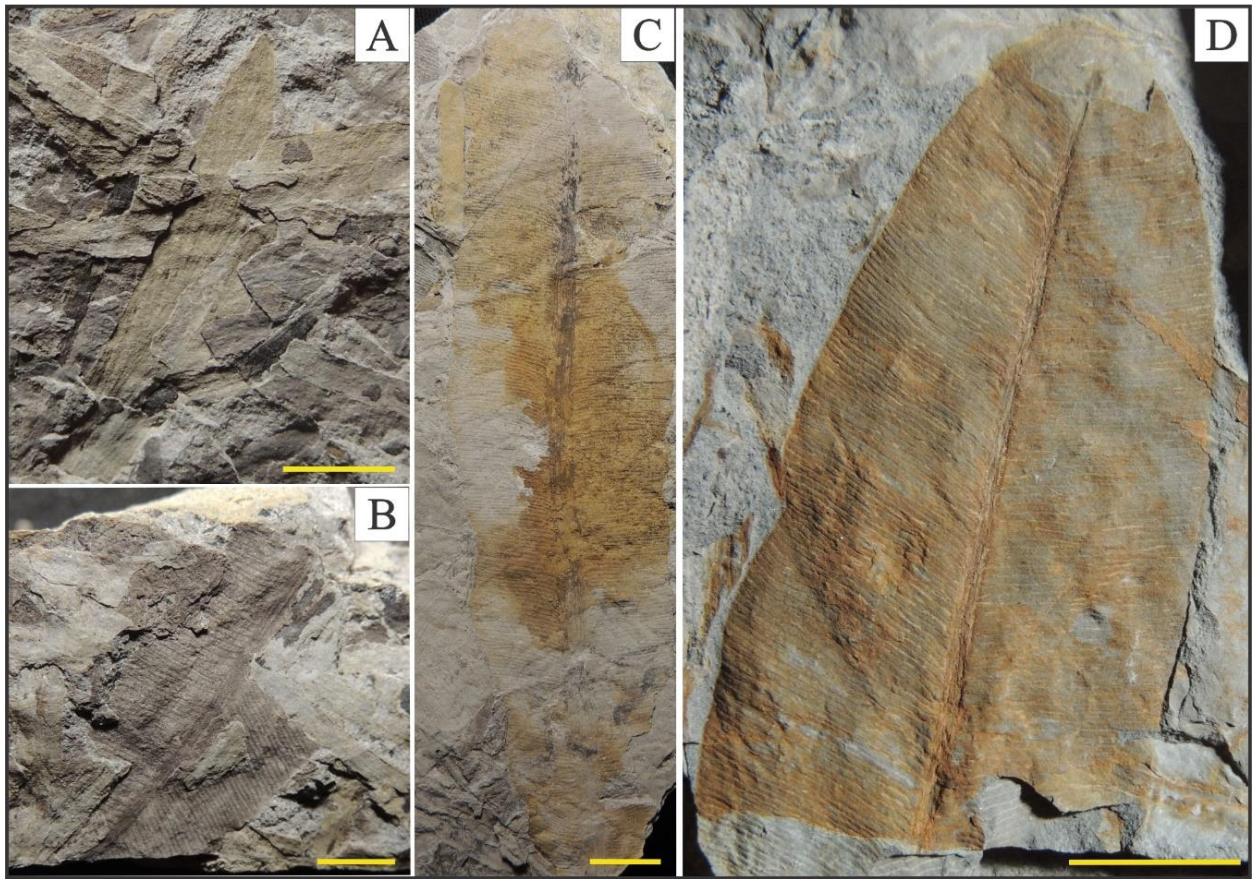


Figura 5.3.9. A. *Heidiphyllum minutifolium* Anderson y Anderson 1989; B. *Yabeiella brackebuschiana* (Kurtz) Ôishi 1931; C y D. *Yabeiella mareyesiaca* (Geinitz) Ôishi 1931. Escala gráfica: 1 cm.

Conclusiones Sistemáticas

Mediante el análisis de los niveles fosilíferos de las formaciones Monina y El Alcázar, en comparación con la bibliografía previa, se puede concluir que:

1. En la Formación Monina se pudieron diferenciar dos estratos fosilíferos compuestos por elementos diferentes. El EF1, caracterizado por presentar hojas, estructuras reproductivas, semillas y megasporofilos aislados y el EF2, está compuesto únicamente por leños permineralizados. Éstos EE. FF corresponden a la primera mención de flora fósil en ésta unidad (Tabla 5.1).
2. En los estratos fosilíferos de la Formación Monina se describieron y analizaron ejemplares correspondientes a los órdenes Isoetales, Peltaspermales, Coniferales y ejemplares *incertae sedis*.
3. El ejemplar correspondiente a un leño permineralizado se lo asignó al género *Protocircoporoxylon*.

4. Se realizó el hallazgo y la descripción del género *Matatiela*, siendo el primer registro de este taxón en Argentina.
5. Se describe e interpreta un cono asignable al género *Rissikianthus* para el triásico de Argentina presente solo hasta el momento en la Formación Cacheuta (Bodnar *et al.*, 2019).
6. El hallazgo de los géneros *Acevedoa* y *Protocircoporoxylon*, amplían la distribución de estos taxones a la Cuenca Cuyana, ya que se habían descripto para unidades de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión y el depocentro Paso Flores, respectivamente.
7. En la Formación El Alcázar, se describieron y analizaron ejemplares correspondientes a los órdenes Equisetales, Osmundales, Matatiales, Gleicheniales, Corystospermales, Peltaspermales, Cycadales, Gynkgoales, Voltziales y Gnetales (Tabla 5.2).
8. En concordancia con los trabajos previos, el Orden Corystospermales es el que presenta mayor diversidad, seguido por los órdenes Peltaspermales y Gynkgoales.
9. De todos los ejemplares de troncos permineralizados hallados, además del género *Tranquiloxylo* (Ganuza *et al.*, 1998), se constató la presencia de la especie *Rhexoxylon cortaderitaense*, ampliando su distribución a la Formación El Alcázar.
10. Es la primera cita para la Formación El Alcázar para *Equisetites fertilis*, *Nododendron* sp, *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Zuberia* sp., *Umkomasia cf macleanii*, *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Sphenobaiera cf schenkii* y *Heidiphyllum minutifolium*.
11. El hallazgo de *Dejerseya* cf. *lunensis*, corresponde al primer registro de la Familia Matatielaceae y del género en la Formación El Alcázar, extendiéndose a toda la Cuenca Cuyana, ya que en Argentina solamente fue citada para la Formación Cerro Largo, Grupo El Tranquilo (Gnaendinger y Herbst, 1998).
12. Los registros de la Formación El Alcázar fueron comparados con los hallados por Ganuza *et al.* (1998). Los tres niveles plantíferos (NF1, NF2 y NF3) fueron ampliados a doce estratos fosilíferos (Tabla 5.3).
13. En relación al trabajo de Ganuza *et al.* (1998) si vio que las especies correspondientes al género *Yabeiella* (*Y. mareysiaca* y *Y. brackebuschiana*) fueron incluidas por el autor dentro del Orden Cycadales, por lo que en esta contribución se hace la actualización sistemática, y se las considera dentro del Orden Gnetales.

Formación Monina		
Taxones	Estratos Fosilíferos	
	EF1	EF2
<i>Lepacyclotes</i> sp	x	
<i>Matatiella</i> cf <i>roseta</i>	x	
<i>Scytophyllum</i> sp	x	
<i>Rrissikianthus</i> sp	x	
<i>Cordaicarpus</i> sp	x	
<i>Acevedoa</i> cf <i>rastroensis</i>	x	
<i>Protocircoporoxylon</i> sp		x

Tabla 5.1. Taxones reconocidos en los estratos fosilíferos de la Formación Monina.

Formación El Alcázar												
Taxones	Estratos fosilíferos											
	EF1	EF2	EF3	EF4	EF5	EF6	EF7	EF8	EF9	EF10	EF11	EF12
<i>Equisetites fertilis</i>		x		x		x	x	x		x	x	
<i>Neocalamites carrerei</i>			x		x		x		x	x		
<i>Nododendron</i> sp.					x							
<i>Cladophlebis mesozoica</i>							x					
<i>Pecopteris</i> sp.							x					
<i>Thaumatopteris barrealensis</i>							x					
<i>Dicroidium argenteum</i>								x				
<i>Dicroidium</i> sp.						x						
<i>Johnstonia coriacea</i>								x				
<i>Zuberia feistmanteli</i>					x							
<i>Zuberia zuberi</i>							x					
<i>Zuberia</i> sp					x							
<i>Umkomasia</i> cf. <i>macleanii</i>							x					
<i>Rhexoxylon cortaderitaense</i>				x								x
<i>Tranquiloxyon</i> sp. nov.	x											
<i>Pachydermophyllum pinnatum</i>							x					
<i>Scytophyllum bonettiae</i>							x					
<i>Dejerseyia</i> cf. <i>lunensis</i>									x			
<i>Kurtziana cacheutensis</i>							x	x				
<i>Sphenobaiera argentiniae</i>	x											
<i>Sphenobaiera</i> cf. <i>schenkii</i>							x					
<i>Sphenobaiera stormbergensis</i>							x					
<i>Heidiphyllum minutifolium</i>										x		
<i>Yabeiella brackebuschiana</i>							x					
<i>Yabeiella mareyesiacae</i>							x					

Tabla 5.2. Taxones reconocidos en los estratos fosilíferos de la Formación El Alcázar.

Taxones	Ganuza et al., (1998)	Esta contribución
<i>Equisetites fertilis</i>		X
<i>Neocalamites carrerei</i>	X	X
<i>Nododendron</i> sp.		X
<i>Cladophlebis mesozoica</i>		X
<i>Cladophlebis mendozaensis</i>	X	X
<i>Pecopteris</i> sp.		X
<i>Thaumatopteris barrealensis</i>		X
<i>Dicroidium argenteum</i>		X
<i>Dicroidium</i> sp.		X
<i>Johnstonia coriacea</i>		X
<i>Zuberia feistmanteli</i>		X
<i>Zuberia zuberi</i>		X
<i>Zuberia</i> sp.		X
<i>Umkomasia</i> cf. <i>macleanii</i>		X
<i>Rhexoxylon cortaderitaense</i>		X
<i>Tranquiloxyon</i> sp. nov.	X	X
<i>Pachydermophyllum pinnatum</i>		X
<i>Pachydermophyllum precordillerae</i>	X	
<i>Scytrophyllum bonettiae</i>		X
<i>Dejerseya</i> cf. <i>lunensis</i>		X
<i>Kurtziana cacheutensis</i>	X	X
<i>Sphenobaiera argentinae</i>		X
<i>Sphenobaiera</i> cf. <i>schenkii</i>		X
<i>Sphenobaiera robusta</i>	X	
<i>Sphenobaiera stormbergensis</i>		X
<i>Heidiphyllum elongatum</i>	X	
<i>Heidiphyllum minutifolium</i>		X
<i>Yabeiella brackebuschiana</i>		X
<i>Yabeiella mareyesiacae</i>	X	X
<i>Linguifolium arctum</i>	X	

Tabla 5.3. Comparación de los estratos plantíferos de Ganuza *et al.* (1998) y esta tesis.

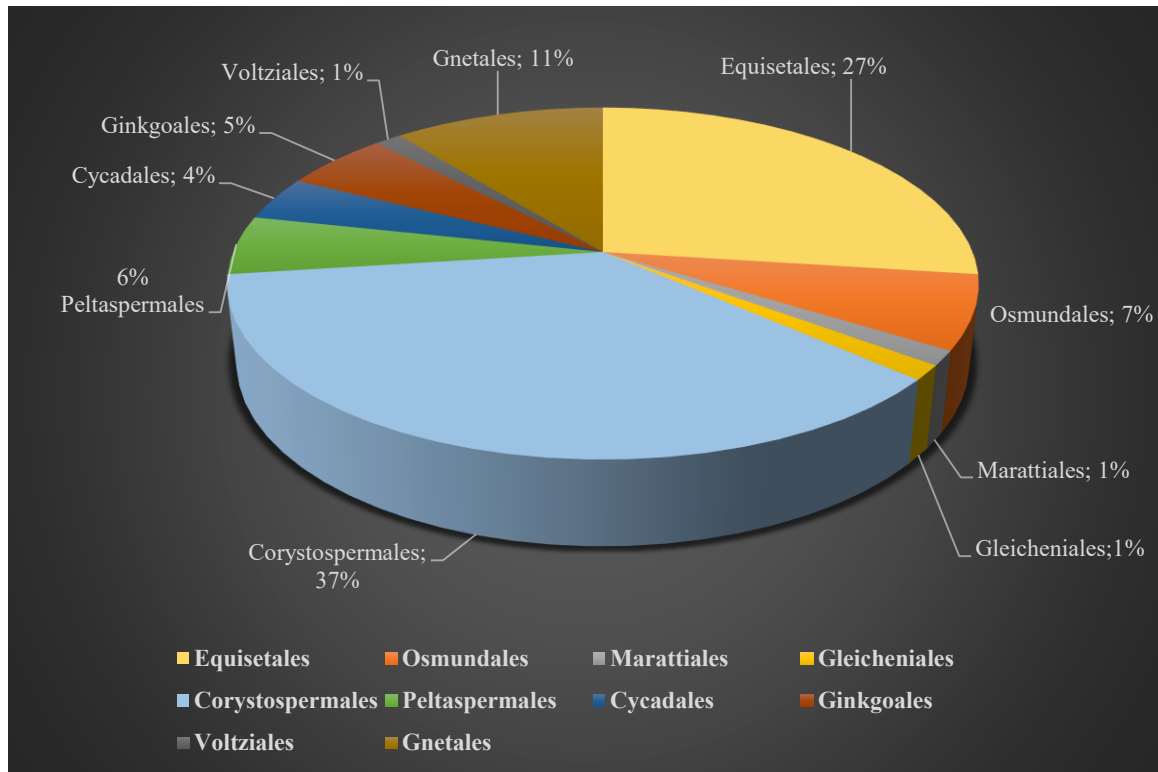


Gráfico 5.1. Gráfico de torta mostrando la abundancia relativa de cada uno de los órdenes presentes en la Formación El Alcázar.

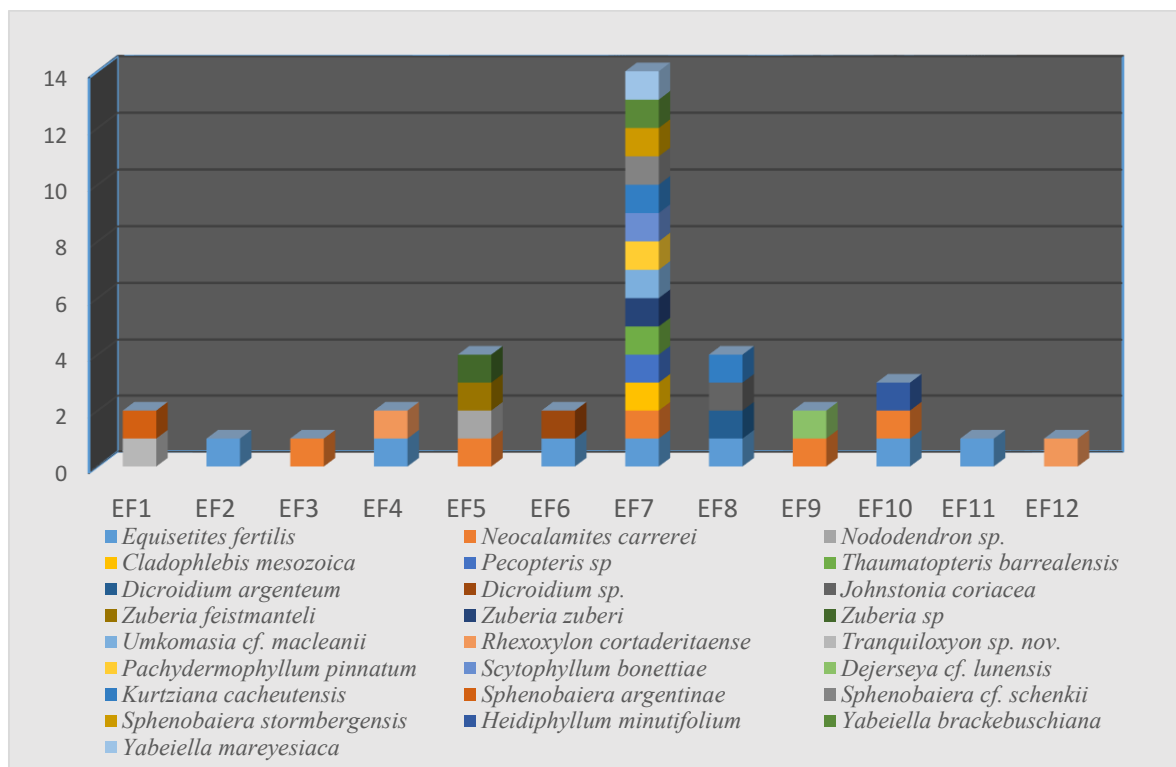


Gráfico 5.2. Gráfico de barras mostrando la abundancia de taxones que se distribuye en cada estrato fosilífero.

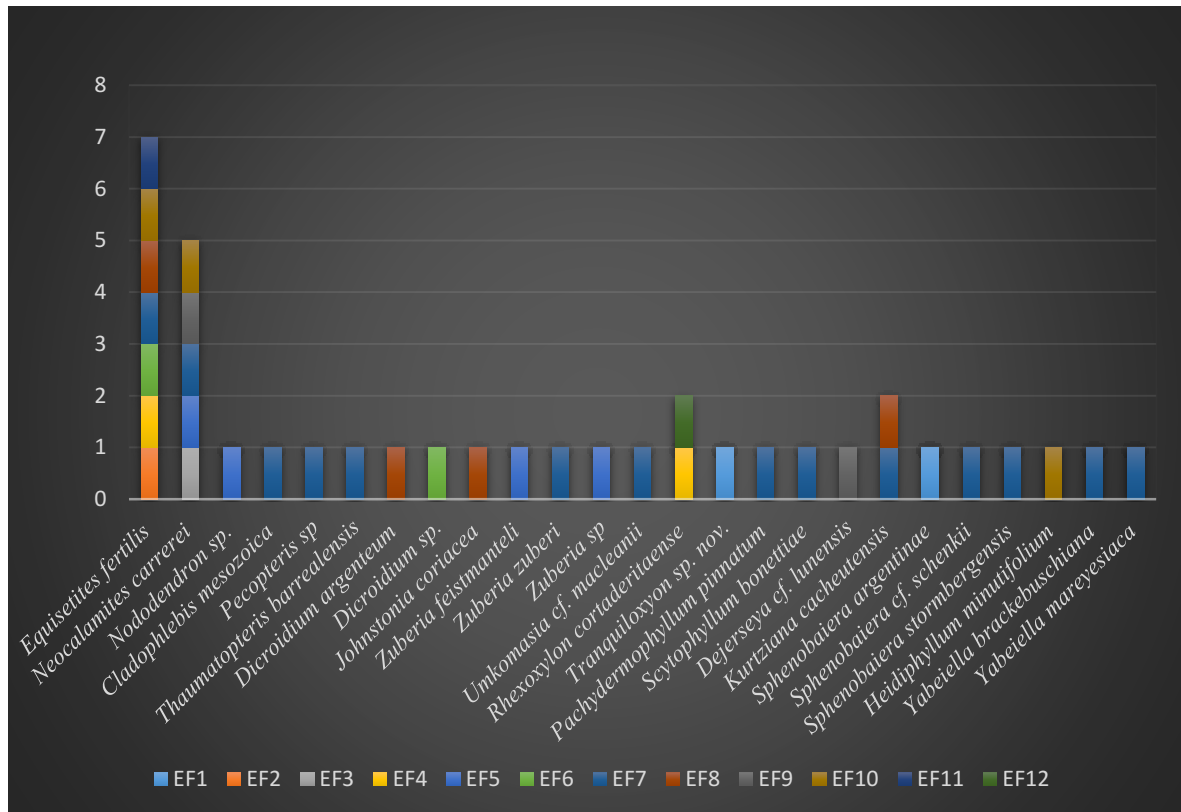


Gráfico 5.3. Gráfico de barras mostrando la presencia por estrato fosilífero de cada uno de los taxones hallados en la Formación El Alcázar.

Capítulo VI

6. Tafonomía

6.1. Introducción

La Tafonomía abarca el estudio de los procesos que afectan a un organismo, desde su muerte hasta la posibilidad de preservarse como resto fósil y ser hallado (*e.g.* Gastaldo y Ferguson, 1998; Dodd y Stanton, 1990; Briggs y Crowther, 2001). El término Tafonomía fue creado por Efremov (1940) para hacer referencia a “...*los principios que gobiernan la transición de los restos orgánicos desde la biósfera a la litósfera...*”

El registro fósil paleobotánico juega un rol muy importante en cuanto al entendimiento y la interpretación de las respuestas de los antiguos ecosistemas a los cambios climáticos, evolutivos y crisis sufridas a lo largo de la historia de la Tierra (Gastaldo y Demko, 2011). La presencia o ausencia de plantas fósiles en ambientes continentales, ubicadas en un régimen depositacional particular y en un punto específico del tiempo, está íntimamente ligado con la forma y relleno de

las sucesiones sedimentarias de origen continental (Spicer, 1989). Es esencial comprender la relación entre el registro sedimentario (facies y asociaciones de facies) junto con los controles alogénicos y autogénicos que operan sobre el registro paleobotánico, ya que éstos generan sesgos tafonómicos que pueden llevar a interpretaciones erróneas en estudios paleoecológicos, paleoclimáticos y macro-evolutivos (Gastaldo y Demko, 2011). La aplicación de estudios tafonómicos en paleobotánica presenta dos enfoques. Por un lado, estudios con una perspectiva actualista (actuopaleontología), la cual involucra una gran cantidad de modelos estadísticos, experimentación y la observación y análisis de los mecanismos que suceden en ambientes actuales en relación con la macro y microflore con el fin de evaluar el potencial de preservación y los sesgos tafonómicos que pueden presentar las tafocenosis respecto a las tanato y biocenosis (Spicer y Greer, 1986; Spicer, 1989). El segundo enfoque, consiste en aplicar estudios tafonómicos en paleobotánica como una herramienta más en interpretaciones paleoambientales, paleoclimáticas, evolución tecto-sedimentaria, paleoecología y recientemente en estratigrafía secuencial de ambientes continentales (Demko, 1995; Demko *et al.*, 1998; Campbell, 1999; Parrish *et al.*, 2004; Holz y Simoes, 2005; Colombi y Parrish, 2008; Gastaldo y Demko, 2011; Colombi *et al.*, 2017).

En este capítulo se realiza una caracterización tafonómica de los estratos fosilíferos de las formaciones Monina y El Alcázar con el fin de reconocer las variaciones tafonómicas de cada unidad. Estas variaciones se correlacionaron con los cambios sedimentológicos, con el fin de determinar la evolución paleoambiental del depocentro Agua de los Pajaritos.

6.2. Tipos de Fosilización

Los tipos de fósiles preservados en las formaciones Monina y El Alcázar, se clasificaron de acuerdo a la propuesta de Bodnar (2010) quien se basó en los criterios de Archangelsky (1962, 1970), Taylor y Taylor (1993) y Taylor *et al.* (2009). Se consideraron los siguientes tipos de fosilización:

1- IMPRESIONES: Se trata de una copia de un resto vegetal, donde se preserva su huella en la roca, sin materia orgánica asociada. En muchos casos quedan de una coloración diferente a la roca como consecuencia de la presencia de óxidos.

2- MOLDES: De este modo se preservan las estructuras tridimensionales, como tallos y semillas. El sedimento forma una copia en negativo del fragmento vegetal, esto es, una cavidad que posteriormente, si el resto se desintegra por completo, puede ser rellenada por sedimento. En este último caso, la copia del resto es en positivo.

3- IMPRESIONES-COMPRESIONES: Los fragmentos vegetales son compactados y aplastados por la columna sedimentaria, el agua incluida en la materia orgánica se pierde, la estructura interna es obliterada y lo que queda del resto es una lámina de carbón que recibe el nombre de compresión. Los fósiles de hojas, algunas ramas y estructuras reproductivas encontrados como compresiones en los perfiles relevados siempre están asociadas a una impronta del fragmento, por lo que son denominados impresiones-compresiones.

4- CARBONIZACIONES: Técnicamente son compresiones, es decir que toda la materia orgánica del resto se ha convertido en carbón. La diferencia es que no se ha perdido el volumen del fragmento vegetal, porque la transformación a carbón ocurrió rápidamente. En el ejemplo estudiado, los tejidos vegetales que se encuentran carbonizados corresponden a restos de leños.

5- PERMINERALIZACIONES: Es un tipo de fosilización donde se produjo la imbibición de soluciones minerales en los tejidos vegetales (a nivel de los espacios intra e intercelulares) durante el sepultamiento del resto o poco después de ello o sea en su diagénesis temprana (Trueman *et al.*, 2004). Las soluciones minerales que toman parte en las permineralizaciones normalmente son de naturaleza silíceas o carbonáticas (Mustoe *et al.*, 2017), aunque existen otros numerosos minerales autigénicos. En este caso, se preserva el detalle celular de los tejidos, por lo que se puede estudiar la anatomía del mismo. Este tipo de fosilización se produce normalmente en leños, aunque también se preservan de esta forma hojas, raíces y estructuras reproductivas.

6- MOMIFICACIONES (CUTÍCULAS): Las cutículas están compuestas por elementos ácido-resistentes (cutina, pectina y celulosa), por lo que quedan preservadas casi sin modificaciones en sedimentos cuya diagénesis ha permanecido con pH y eH bajos, sin lixiviado de sustancias. En las sedimentitas estudiadas, las cutículas están asociadas a las compresiones, quedando como una fina película brillante sobre ellas. Este tipo de fosilización permite el estudio de la anatomía de las mismas, así como también la relación de las mismas con el medio ambiente a través del estudio de la impresión dejada por los aparatos estomáticos, en caso de cutículas foliares.

6.3. Estilos preservacionales

Los procesos físicos, químicos y biológicos que se suceden desde el momento de la muerte o caída al sustrato de cualquier órgano de una planta, hasta el momento de su hallazgo, quedan registrados en los fósiles como un conjunto de características preservacionales. De acuerdo con estos procesos, las características preservacionales que muestran los diferentes estratos fosilíferos relevados a lo largo del depocentro Agua de los Pajaritos, se pudieron discriminar en doce estilos

preservacionales, siguiendo el criterio de Colombi y Parrish (2008). Estos estilos están distribuidos en dos formaciones. En la Formación Monina se reconocieron cuatro estilos preservacionales, denominados: **A.** Briznas de materia orgánica; **B.** Impresiones-Compresiones de restos carpológicos; **C.** Troncos silicificados y **D.** Materia orgánica preservada en forma de bitumen. En la Formación El Alcázar, siendo ésta la más fosilífera, se reconocieron ocho estilos preservacionales: **A.** Halos de raíces; **B.** Briznas de materia orgánica; **C.** Impresiones de ejes de Sphenofitas; **D.** Impresiones-Compresiones horizontales con pátina carbonosa; **E.** Fragmentos de troncos carbonizados; **F.** Troncos silicificados; **G.** Materia orgánica alquitranada; **H.** Impresiones-Compresiones Horizontales con preservación de cutícula e **I.** Fragmentos de madera carbonizada (“Chips” Stein, 1982). A continuación, se tratará cada uno de los estilos preservacionales de manera individual, haciendo hincapié en el tipo de fosilización y su relación con el depósito.

6.3.1. Formación Monina

A. Impresiones fragmentarias. Se caracteriza por la presencia de impresiones de restos aislados de láminas que podrían haber pertenecido a hojas. Los restos son pequeños, no superan los 2 cm de alto por 1 cm de ancho. Se caracterizan por ser impresiones del mismo color que la roca hospedante, a lo sumo un poco más oscuro, pero sin presentar ningún tipo de material original o pátina carbonosa. Las asignaciones sistemáticas son difíciles de establecer por la mala preservación del resto, aunque algunos de los restos pudieron atribuirse a las Peltaspermales (*Scytophyllum* sp) y la gran mayoría son *incertae sedis* (se detallan en el capítulo IV). Los ejemplares muestran un alto grado de desarticulación, producido por degradación tipo mecánica por lo que se infiere una procedencia para autóctona. La densidad de materiales es baja. Todos los ejemplares recolectados muestran una orientación paralela al plano de estratificación que los aloja (Figura 5.3.1a).

B. Impresiones-Compresiones de restos carpológicos. Este estilo preservacional, se caracteriza por presentar impresiones-compresiones de restos de material carpológico (semillas, conos y megasporofilos). Los restos tienen tamaños que no superan los 2 cm de alto por 1 cm de ancho. En general son de color oscuro, preservados en forma de compresiones-impresiones, sin ningún resto de material parental, salvo una delgada lámina carbonosa. La diversidad, es de moderada a alta, ya que se han podido identificar restos de estructuras asignables a Isoetales, Ginkgoales, Coniferales y varias estructuras *incertae sedis* (ver capítulo 4). Los ejemplares hallados se encuentran desarticulados, producto del transporte sufrido, lo que generó una degradación tipo mecánica. Este proceso nos permite inferir un origen para autóctono de los materiales hallados. La

densidad de los materiales es moderada a alta, si bien no se encuentran encimados unos sobre otros. Los ejemplares están en una posición paralela al plano de estratificación (Figura 5.3.1a).

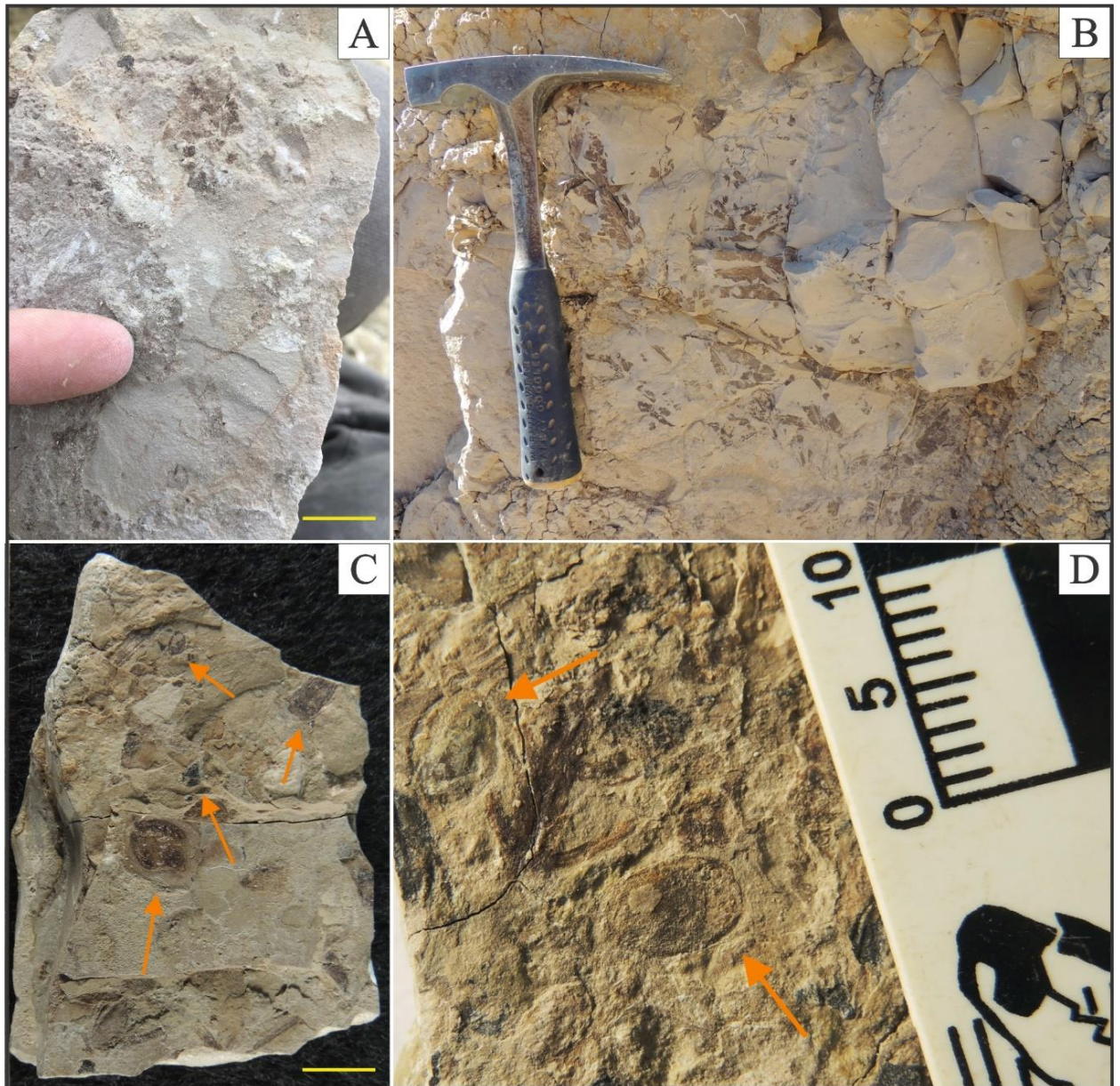


Figura 6.3.1a. A y B. Fotos mostrando la presencia de restos de briznas de materia orgánica, correspondiente al estilo preservacional A. C y D. Imágenes mostrando la presencia de restos carpológicos (flechas naranjas) pertenecientes al estilo preservacional B. Escala grafica A y C: 5 cm. Escala B: 40 cm

C. Troncos silcificados. Presenta troncos asignados al género *Protocircoporoxylon*. Los restos corresponden a fragmentos de árboles caídos, y no se puede determinar la distancia de transporte desde su lugar de vida. El mayor ejemplar presenta un diámetro mayor de 6,5 cm por 10 cm de alto, está asociado a ejes de menor envergadura, de aproximadamente 2 cm de diámetro por 3 cm de alto, estos son interpretados como parte de ejes menores (probablemente ramas). La

concentración de los restos es baja y se encuentran orientados de manera oblicua con respecto al sedimento hospedante. En todos los casos, los ejemplares están preservados en sílice amorfa, la cual ha copiado la estructura interna de algunos de los tejidos que conforman los ejes (xilema secundario) de manera regular a buena. A partir de la observación del material en microscopio electrónico de barrido, se pudo analizar parte de la anatomía interna, como son las traqueidas y moldes de las punteaduras (Figura 5.3.1b). Además, se pudo apreciar una deformación menor de los ejes probablemente debido a la carga litostática a la que han sido sometidos durante el proceso de diagénesis (Figura 5.3.1c).

D. Materia orgánica preservada en forma de bitumen. Está constituido por pátinas de coloración oscura, ácidos grasos, posiblemente hidrocarburos. Esta forma de preservación de la materia orgánica está restringida a láminas milimétricas de bitumen de coloración oscura en forma interlamilar en pelitas laminadas de coloración amarillo ocre (Zamora *et al.*, 2008; Abarzúa, 2016). En este estilo de preservación no se reconocen restos de flora, aunque sí un producto secundario de los mismos. En corte fresco, estos materiales desprenden un aroma sulfuroso debido a la cantidad de aminoácidos que preservan (Figura 5.3.1c).



Figura 6.3.1b. A. Diagrama de los diferentes moldes que pueden formarse durante el relleno del lumen celular (modificado de Jefferson 1987). B Fotografía al SEM del relleno interno de una traqueida en corte longitudinal radial, mostrando el molde interno de las punteaduras areoladas (círculos amarillos) y la apertura (flecha naranja) correspondiente al estilo preservacional C. Escala: B= 20 µm.

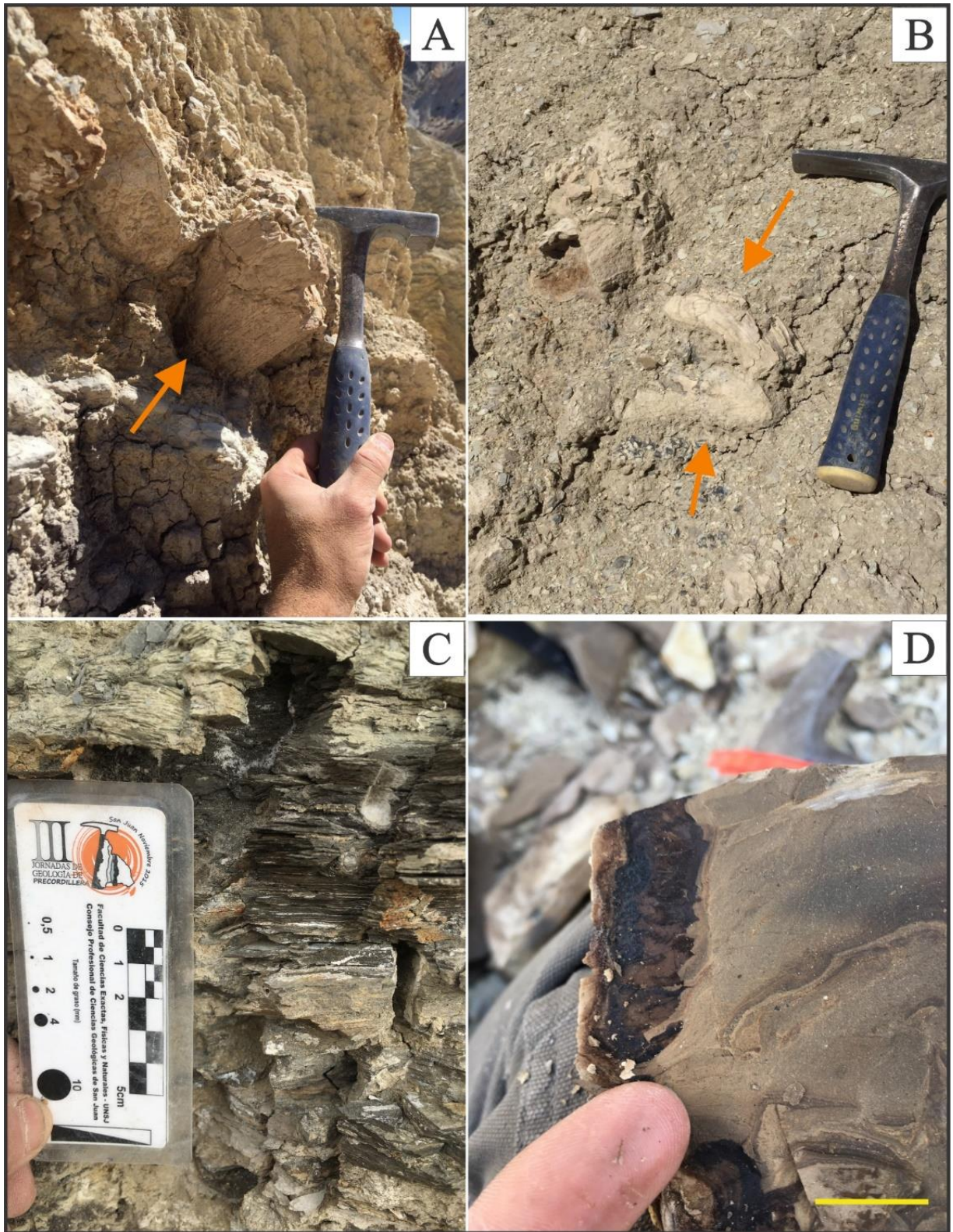


Figura 6.3.1c. A y B. Foto mostrando la presencia de restos de troncos permineralizados correspondiente al estilo preservacional C (flechas naranjas). C y D. Foto mostrando la presencia de materia orgánica referente al estilo preservacional D. Escala: A y B= 40 cm; D = 5 cm.

6.3.2. Formación El Alcázar

A. Halos de raíces. Son fósiles asociados a niveles con algún grado de pedogénesis. En general, la materia orgánica original no queda preservada, dejando un halo como vestigio de la existencia de la raíz original. Los halos se caracterizan por ser de tamaño pequeño, 2 o 3 cm de longitud por 0,1 cm de ancho. Poseen una morfología particular, donde se denota las ramificaciones de las raíces en segmentos de diferente orden que habría tenido el órgano original. En general son de coloración anaranjada, marcando un leve contraste con los depósitos que los contienen respondiendo a procesos de tipo oxidación-reducción (Figura 6.3.2a).

B. Briznas de materia orgánica. A diferencia del estilo preservacional A, en este estilo no preservan ningún tipo de estructura reconocible. En su mayoría corresponden a restos de tamaño entre 1 a 1,5 mm de longitud por 1 mm o menos de espesor de restos de compresiones, que preservan una delgada pátina carbonosa. Por el pobre estado preservacional en que se los encuentra, se considera un origen parautóctono/alóctono para este tipo de restos. La densidad de restos es alta y generalmente se los encuentra encimados, formando una sola capa. Todos los materiales tienen una posición paralela al plano de estratificación (Figura 6.3.2a).

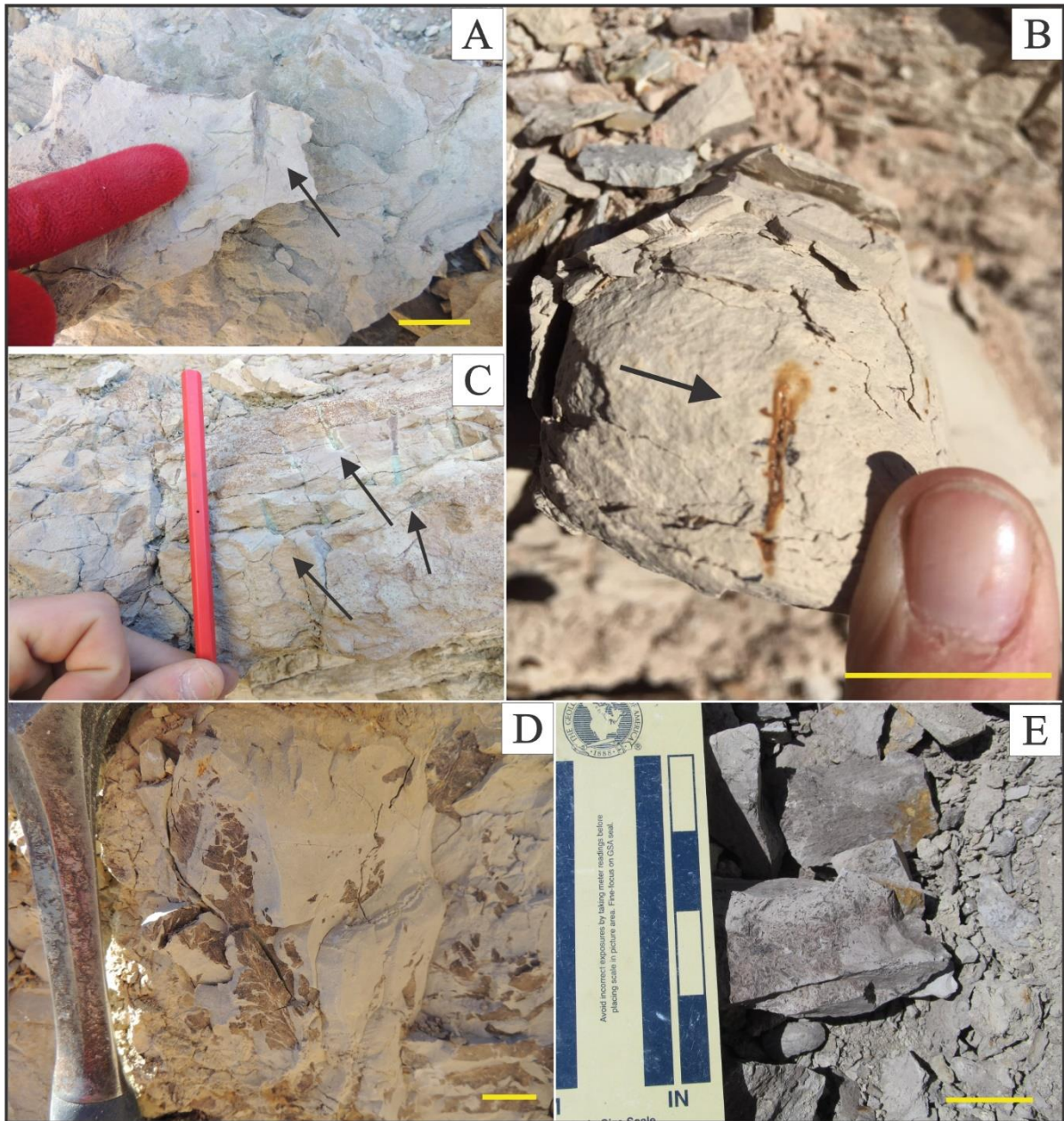


Figura 6.3.2a. A, B y C. Imágenes mostrando la presencia de halos de raíces (flechas negras) estilo presevacional A. D y E. Imagen de los niveles con briznas de materia orgánica estilo preservacional B. Escala gráfica: A, B y E = 1 cm. D = 2 centímetros.

C. Impresiones de ejes verticales y horizontales, y diafragmas nodales. Corresponde en su mayoría a ejes (tallos y ramas) de esfenofitas atribuidas a las familias Equisetaceae y Apocalamitaceae. Subordinados, también se encontraron hojas y diafragmas nodales que por su posición corresponden a los mismos ejemplares. Los ejes tienen una longitud máxima de 8 cm por un ancho máximo de 3 centímetros. Se infiere una procedencia autóctona/parautóctona, ya que en su mayoría se los encuentra articulados de manera parcial, dos o tres nudos con sus respectivos entrenudos, y en algunos ejemplares se puede discernir la impresión de las hojas e incluso las

salidas rameales. Para el caso de los diafragmas nodales, estos generalmente se encuentran asociados a impresiones de tallos. La preservación, es regular a buena, en la mayoría de los casos se han podido discernir las estructuras más importantes. La densidad de los restos es muy elevada, encontrándose muchas veces partes encimadas. La posición que ocupan con respecto al plano de estratificación, generalmente es paralela, aunque se han encontrado restos de ejemplares oblicuos e incluso partes de individuos preservados de manera perpendicular al plano de estratificación. Todos los restos corresponden a impresiones, no se ha visto en ninguno de los ejemplares analizados la presencia de cutículas ni de patinas carbonosas (Figura 6.3.2b).

D. Impresiones-compresiones horizontales con pátina rojiza y/o carbonosa. Corresponde en su mayoría a hojas y en algunos casos a estructuras reproductivas. Los ejemplares serían autóctonos/parautóctonos, ya que se estima que las hojas no pueden sufrir una distancia prolongada de transporte antes de ser completamente destruídas mecánicamente los mismos se caracterizan por estar preservados en forma de impresiones con alto nivel de detalle, dejando una huella con la forma característica de la impronta y en menor medida alguno de los restos también preservan compresiones, donde se observa una pátina de óxido de hierro color anaranjado pálido y en ocasiones sobre la pátina se preserva una película carbonosa de color oscuro. En general los ejemplares que integran este estilo preservacional, a grandes rasgos corresponden a helechos (Gleicheniales, Marattiales y Osmundales), pteridospermas (Corystospermaceae, Peltaspermaceae), cycadales, gnetales, ginkgoales y coníferas. Los mismos se encuentran formando finas capas dentro del sedimento hospedante, en posición paralela al plano de estratificación. En general el estado preservacional es bueno, reconociéndose la morfología de cada órgano. La concentración de ejemplares es alta, en muchos casos, encimados uno sobre otro cubriéndose parcialmente (Figura 6.3.2b).

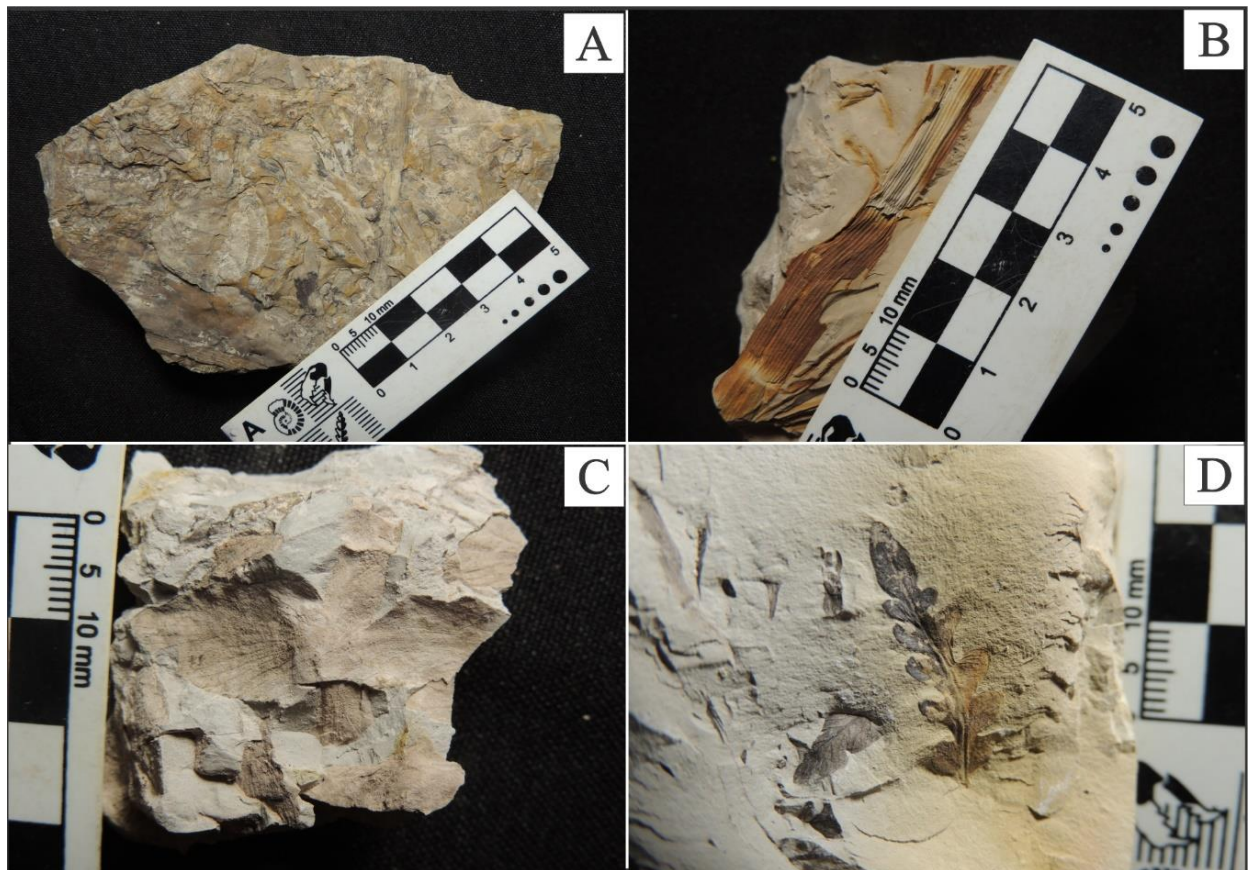


Figura 6.3.2b. A y B. Imágenes mostrando impresiones de ejes de Sphenofitas estilo preservacional C. C y D. Impresiones-compresiones horizontales. D. Obsérvese la presencia de una pátina carbonosa, preservada junto a la impresión estilo preservacional D. Escala en cada imagen.

E. Fragmentos de troncos carbonizados. Se caracterizan por fragmentos de materiales correspondientes a troncos de varios tamaños, desde ejes secundarios (ramas) a ejes principales, completamente carbonizados. La materia orgánica original no se ha preservado. Se los encuentra de manera paralela u oblicua al sustrato que los contiene y en general la densidad es baja. A partir de imágenes realizadas al microscopio electrónico de barrido, se observó la pared de las traqueidas con arrugas y craquelado propio de la deshidratación producida por el incendio que los quemó, sin haber preservado ningún rasgo de anatomía celular (Figuras 6.3.2c y 6.3.2d).

F. Troncos silicificados. Los restos corresponden a troncos fragmentarios correspondientes a la especie *Rhexoxylon cortaderitaense*. Se infiere que los restos tienen una procedencia autóctona/parautóctona, ya que están en muy buen estado de preservación e incluso se han encontrado especímenes con presencia de tocón. Ninguno de los ejemplares preservó corteza, y tampoco se pudieron observar ramificaciones en conexión orgánica, aunque se infiere que ejes encontrados de menor espesor podrían corresponder a ramas o bien podrían haber sido árboles que no ramificaban. En cuanto a los tamaños encontrados, midió el diámetro que oscila entre 16 a 31

cm y longitud desde 0.3 a 1,9 metros. La preservación de la mayoría de los restos es tipo permineralización por sílice amorfa, que en muchos casos preserva de manera excepcional la anatomía interna del leño. Otro rasgo llamativo, es que algunos ejemplares muestran carbonización en alguna de sus caras o en todo el borde externo (Figura 6.3.2c).

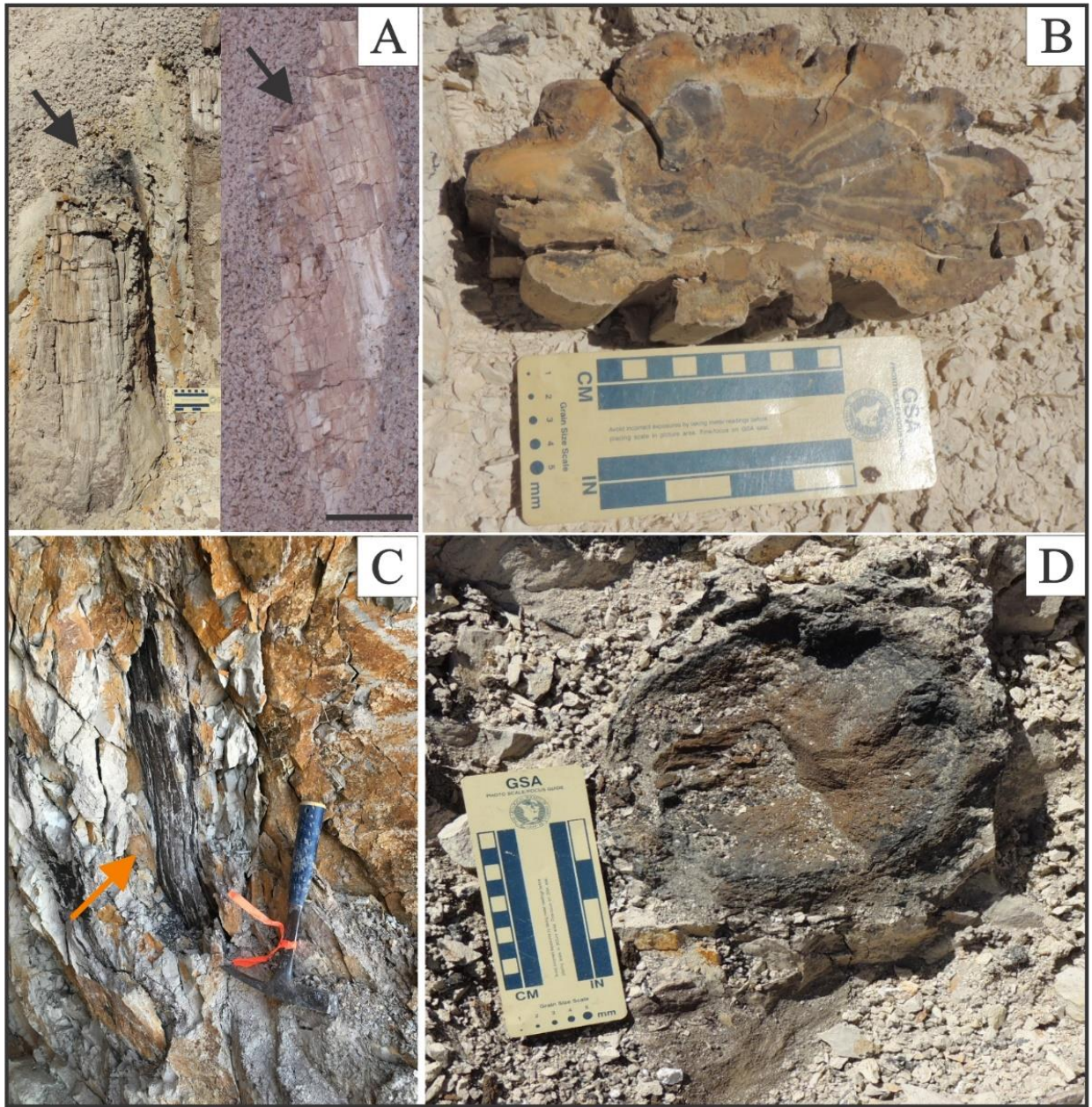


Figura 6.3.2c. A y B. Imágenes mostrando fragmentos de troncos silicificados (flechas negras) estilo preservacional F. C y D. Imágenes de restos de troncos carbonizados (Figura C flecha naranja) estilo preservacional G. Escala: A = 50 cm. C= 40 centímetros.

G. Materia orgánica alterada. Los materiales se caracterizan por ser acumulaciones en forma de “domo” de materia orgánica en algún estado de formación de kerógeno, indeterminado. Los “domos”, tienen un radio de aproximadamente 50 cm, por 1m de altura, y en su interior no se

puede diferenciar ninguna estructura orgánica en particular. Si bien, se encuentran separados unos de otros sin solaparse, la densidad de restos dentro de los domos es alta y solamente se encuentran asociados a un nivel estratigráfico particular (Figura 6.3.2e).

H. Impresiones-compresiones horizontales con preservación de cutícula. Corresponde a hojas de procedencia autóctona ya que como se explicó Ferguson (1985) determinó que las hojas son los órganos más susceptibles degradarse, y que en termino de 24 horas presentan una pérdida dramática de su peso, a diferencia de lo que le ocurre con los granos de polen o las semillas que presentan una resistencia mucho mayor al transporte. Las mismas se encuentran solapadas unas con otras en niveles de 2 a 3 mm de espesor. Los fósiles se caracterizan por presentar una impresión de la estructura externa, una película carbonosa (=compresión) y en algunos ejemplares, también se preservó parte del material original del ejemplar en forma de cutícula. Ésta se ve claramente como una pátina oscura sobre la compresión, con un brillo satinado particular, y pueden levantarse de la impresión con la ayuda de una herramienta mecánica delicada. En algunas ocasiones las cutículas pueden estar craqueladas y preservadas parcialmente sobre la impresión, aunque en la mayoría de los casos cubren totalmente la impresión. La determinación de los ejemplares hallados se detalla en el capítulo V ya que la excelente preservación de estos ejemplares ha permitido la determinación sistemática de los mismos. Sin embargo, a grandes rasgos, los restos corresponden a hojas asignadas a pteridospermas (*Zuberia* y *Xylopteris*). El estado de preservación de las hojas es muy bueno, de hecho, se han podido reconocer diferentes órdenes de magnitud de la venación. La concentración es de moderada a alta, encontrándose varios de estos niveles superpuestos, separados por niveles clásticos sin ningún material fósil preservado y la manera en que se encuentran alojadas en el sedimento es paralela al plano de estratificación (Figura 6.3.2e).

I. Fragmentos de madera carbonizada (“Chips”). Este estilo preservacional se caracteriza por presentar material leñoso, en estado fragmentario, donde los restos no superan los 2 cm de largo por 2 a 3 cm de ancho. La densidad de los restos es muy alta ya que llegan a estar uno encima de otro. La materia orgánica original está totalmente carbonizada, probablemente durante la carbonización por incendios (Figura 6.3.2e).

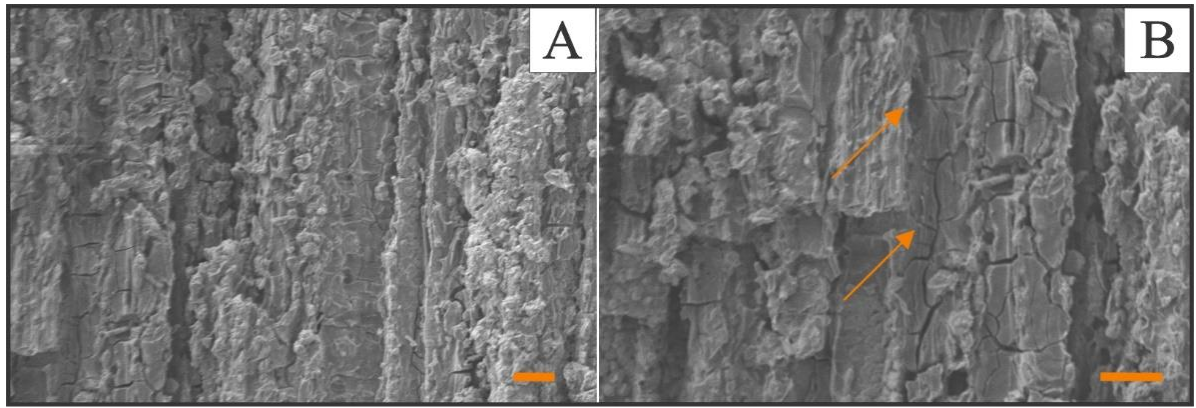


Figura 6.3.2d. Imágenes tomadas de MEB. A Aspecto general de la estructura del leño carbonizado estilo preservacional *E*. B. Imagen aumentada, mostrando el agrietamiento producido por la deshidratación de los elementos celulares. Escala 20 μm .

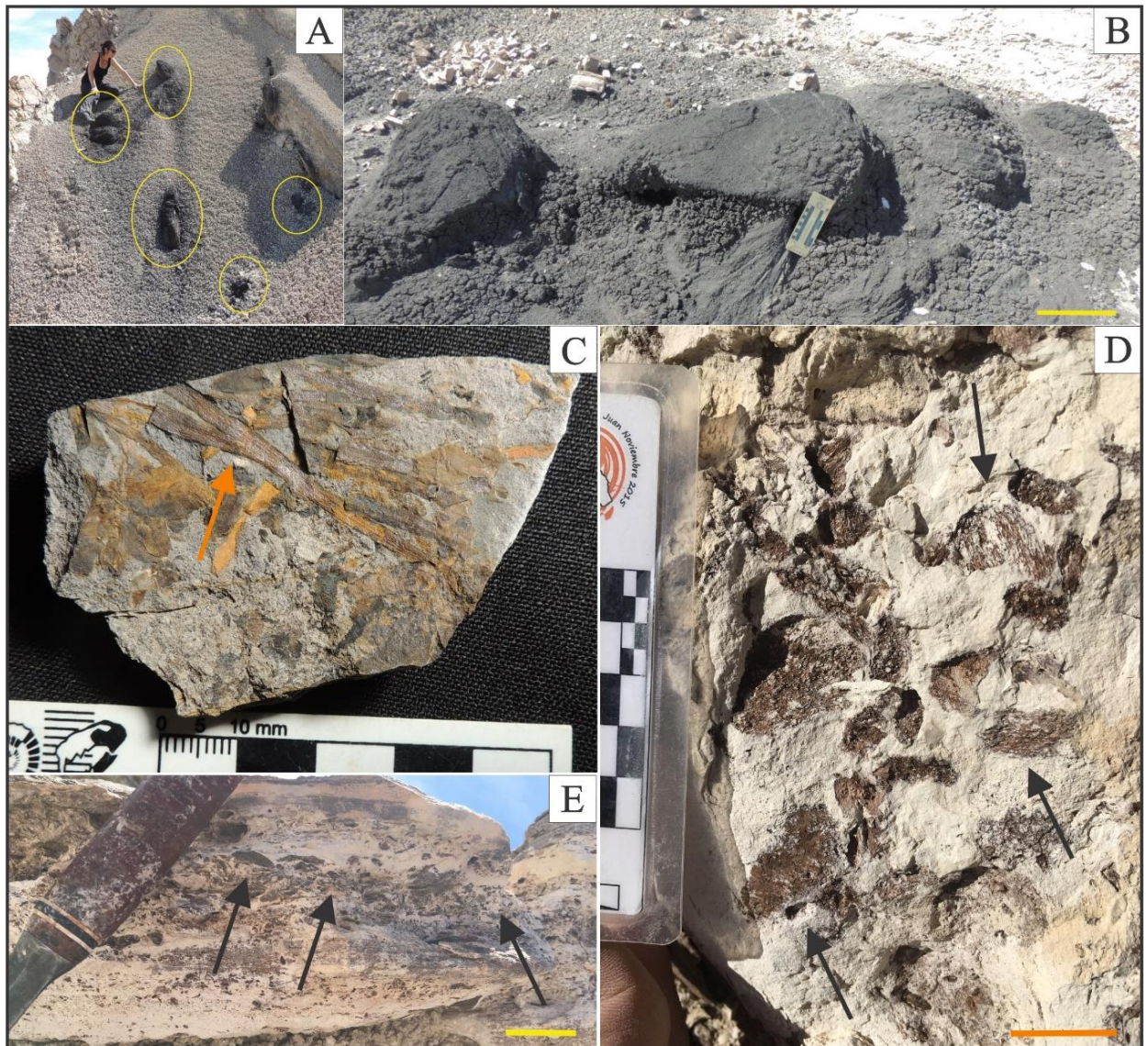


Figura 6.3.2e. A y B. Imagen de cúmulos de materia orgánica alterada estilo preservacional G. A disposición de los cúmulos en el afloramiento. B detalle. C. Imagen de cutículas preservadas junto con impresiones-compresiones estilo preservacional H. D y E. Restos de madera carbonizada (“chips”) (flechas negras) estilo preservacional I. Escala: A= 1, 70 m; B= 20 cm; D= 1 cm; E= 2 centímetros.

6.4. Tafofacies

El término “tafofacies” fue definido como “... *un paquete de rocas caracterizado por una combinación particular de rasgos preservacionales de los fósiles que contiene, definido en base a rasgos preservacionales consistentes...*” (Brett y Speyer, 1990). Beherensmeyer y Hill (1988) y Beherensmeyer (1992) acuñan el término “modo tafonómico” de una manera equivalente, y lo definen como “... *patrón recurrente de preservación de organismos en un contexto sedimentario particular, acompañados por rasgos tafonómicos característicos*” o “... *un paquete de ocurrencias fósiles que resultan de procesos físicos, químicos y biológicos similares*” Para el caso de los restos paleobotánicos, hay que tener en consideración que los diferentes órganos de una planta (tallo, hojas, raíz, estructuras reproductivas) tienen diferente tasa de aporte al sedimento y además se comportan de manera independiente frente a los procesos necrológicos, bioestratinómicos y diagenéticos (Spicer, 1988). Debido a esta singularidad, restos paleobotánicos que se encuentran separados por estilos tafonómicos distintos, pueden encontrarse asociados en un mismo depósito y haber sufrido procesos tafonómicos similares y por ende pertenecer a una misma tafofacies, aunque haber respondido de forma diferente. Por lo que, las tafofacies pueden presentar uno a más estilos preservacionales siempre y cuando compartan la historia tafonómica (Colombi, 2007; Colombi y Parrish, 2008).

Haciendo un paralelismo entre la manera de denominar las litofacies según Miall (1996), las tafofacies definidas para las formaciones Monina y El Alcázar se nombraron utilizando un código de letras y números según el criterio de Colombi (2007), Colombi y Parrish (2008) y Bodnar (2010). La primera letra hace referencia a la formación en donde se encuentra la tafofacies M (Monina) o EA (El Alcázar). Estas son seguidas por un número para su fácil reconocimiento en las columnas estratigráficas, seguido entre paréntesis por una combinación de una letra mayúscula, la cual hace referencia al estilo preservacional, acompañado del código litofacial correspondiente a cada depósito

Para el depocentro Agua de los Pajaritos se definieron tres tafofacies para la Formación Monina (**M** I(A+B/FI); **M** II(C/FI/Fm); **M** III(D/FI)) y ocho tafofacies para la Formación El Alcázar (**EA** I(B+D+E/FTm(S)); **EA** II(C/Fm); **EA** III(F+B+I/FTm(S)); **EA** IV(A/ Fm(E)); **EA** V(D/H/ FTm(S)); **EA** VI(F/FTm(S)); **EA** VII(E/Tt(S)); **EA** VIII(I/S4(p)).

6.4.1. Formación Monina

Tafofacies M I(A+B/FI)

Descripción: Esta tafofacies está caracterizada por bancos limo-arcillosos que presentan laminación horizontal, geometría tabular de poco espesor (0,50 a 0,80 cm) y de color gris pálido (5Y/8). Estos bancos están caracterizados por preservar los estilos preservacionales A y B, definidos como restos de briznas de materia orgánica y restos carpológicos respectivamente.

Interpretación: Esta tafofacies se desarrolla en depósitos de planicie de inundación subaérea, donde el proceso dominante de depositación fue la decantación de material por suspensión (Bohacs *et al.*, 2000). Los restos vegetales atribuidos a briznas de materia orgánica, presentan degradación/rotura tipo mecánica debido al tiempo y distancia recorridos antes de su depositación (Spicer, 1989). Sumado a los mismos, los elementos de naturaleza carpológica se encuentran dispersos y aunque presentan mayor resistencia al transporte debido a la naturaleza leñosa de su composición, no están organizados en estructuras reproductivas bien conformadas. Estos elementos presentan formas poco hidrodinámicas, sumado al alto peso específico del material carpológico permite inferir que los mismos viajaron como formas de lecho que fueron depositadas en zonas de planicies subaéreas. Las roturas que presentan estos restos, debido a la degradación mecánica sufrida durante el transporte, hace suponer que los mismos tienen un origen para autóctono, probablemente originados en comunidades ubicadas río arriba (Gee, 2005).

Tafofacies M II(C/FI/Fm)

Descripción: Esta tafofacies está caracterizada por bancos limo-arcillosos con estructura laminar y masiva, que tienen un espesor aproximado de 1 metro. Los depósitos que contienen los fósiles de troncos presentan color gris pálido a amarillo claro ((5Y/8) / (5Y8/1)). Esta tafofacies, contiene solamente fósiles del estilo preservacional C, caracterizado por restos de troncos silicificados.

Interpretación: La presencia de restos de troncos silicificados preservados en estos depósitos de llanura de inundación, indica que estos restos tuvieron una procedencia autóctona a para autóctona, es decir que formaban parte de la flora ribereña, aledaña a la misma llanura. Además, es muy común encontrar ejes más pequeños, los que se podrían interpretar como pequeñas raíces. Por otra parte, la preservación sugiere una influencia volcánica debido, no sólo a que los troncos presentan caracteres celulares e intracelulares (punteaduras) y estructura interna muy bien preservada en sílice amorfa, sino también a la presencia de finos lentes de tobas y cenizas finas asociados a esta

tafofacies. Estas lluvias de cenizas, junto con las inundaciones periódicas sufridas por la llanura de inundación, pudieron contribuir al enterramiento y la rápida mineralización de estos materiales por los fluidos silíceos vinculados al aporte volcanoclástico y además protegerlos del ingreso de aguas meteóricas oxigenadas, lo que habría resultado en la destrucción total de los restos una vez enterrados. (Batten, 1974; Gastaldo y Demko, 2011).

Tafofacies M III(D/FI)

Descripción: Esta tafofacies es característica de la parte superior de la Formación Monina y está caracterizada por bancos que van de 0,7 a 1m de potencia limo-arcillosos tobáceos que presentan laminación milimétrica. En donde la fracción tobácea es de tamaño arena fina. Los niveles que preservan materia orgánica, son de color oscuro (N1). Esta tafofacies se caracteriza por presentar un solo estilo preservacional en toda su extensión, denominado estilo preservacional D, el cual presenta materia orgánica preservada en forma de bitumen (Zamora *et al.*, 2008; Abarzúa, 2016).

Interpretación: Los depósitos donde se encuentra la tafofacies M III, indicarían que la materia orgánica habría sido depositada por decantación. Además, este sistema presenta la participación esporádica de caída de lluvias de cenizas, las que muestran retrabajo por corrientes gravitacionales sub-ácuas, lo que generó el ingreso de mayor cantidad de material volcanoclástico a zonas distales de la cubeta, promoviendo un rápido enterramiento y posterior sello del sistema (Arche 2010; Gastaldo y Demko, 2011; Murcia *et al.* 2013). Esta situación habría favorecido la preservación de materia orgánica ubicada en el fondo de un cuerpo lentic, evitando la oxidación y/o la degradación de la fauna bentónica, como ha sido observado por Melchor (2004; 2007) para la Formación Los Rastros en la cuenca Ischigualasto –Villa Unión.

6.4.2. Formación El Alcázar

Tafofacies EA I(B+D+E/FTm(S))

Descripción: Esta tafofacies se caracteriza por depósitos de naturaleza volcanoclástica, tabulares limo-arcillosos, de color gris claro (N7) y estructura masiva a levemente laminar. Estos depósitos están caracterizados por preservar fósiles de los estilos preservacionales B (briznas de materia orgánica), D (impresiones-compresiones horizontales) y E (fragmentos de troncos carbonizados).

Interpretación: Los depósitos que caracterizan a la tafofacies EA I fueron interpretados como llanuras de inundación o cuerpos de agua de poca profundidad y/o estancos. Éstos tuvieron una constante influencia volcánica, dada por la caída de material piroclástico (cenizas) de manera

constante como puede observarse a lo largo de toda la columna (Ver capítulo IV), los que fueron inmediatamente retrabajados previamente a ser sepultados. Las briznas se interpretan como fragmentos más pequeños de las hojas las cuales habrían sufrido un transporte mayor, probablemente desde canales aledaños a las llanuras. Las impresiones-compresiones que se encuentran en muy buen estado de preservación, están indicando que los mismos no tuvieron transporte muy sostenido en el tiempo y el espacio, viniendo de zonas cercanas a los cuerpos de agua (autóctonos), ya que dado la fragilidad de los restos lleva a que sean rápidamente destruidos aun por escasas distancias (Spicer, 1990;1989; Ferguson, 1985; Spicer y Greer, 1986). La preservación de estos restos se ha visto favorecida además por el sellado del sistema debido al alto aporte sedimentario de la caída de material piroclástico, lo que, sello el sistema inhibiendo la pérdida de los restos por bioerosion evitando además la entrada al sistema de agua oxigenada. (Gastaldo y Demko, 2011). Este fenómeno se vió favorecido por la desvitrificación de las tobas y cenizas finas sepultadas en un ambiente reductor a ligeramente alcalino lo que generó espesos bancos de bentonita (Impiccini, 1995; Ghose *et al.*, 2017). Por otro lado, es común encontrar en esta tafofacies troncos carbonizados ubicados de manera perpendicular a la estratificación acompañados de “chips” de madera carbonizados. Esto es atribuido a que los árboles fueron sepultados por depósitos piroclásticos distales de caída de lluvias de cenizas a temperaturas relativamente bajas, ya que permitieron la deshidratación de los troncos sin haber generado la total destrucción de los restos. (Spicer, 1989).

Tafofacies EA II(C/Fm)

Descripción: Esta tafofacies es una de las más abundantes en la Formación El Alcázar. Se caracteriza por la presencia de bancos finos, limo-arcillosos de coloración gris oscuro a amarillo ocre (N5 y 5Y 8/1) y estructura masiva. Los restos que se encuentran en esta tafofacies corresponden al estilo preservacional C (impresiones de ejes de esfenofitas).

Interpretación: Esta tafofacies representa un caso particular ya que generan acumulaciones monotípicas. La tafoflora tiene una procedencia autóctona/parautóctona, ya que la mayoría de los elementos que la componen se encuentran articulados en algún nivel (2 o 3 nudos y/o con ramas). Además, la posición en que se ubican con respecto al sustrato ya que, si bien la mayoría se encuentra de manera paralela a la estratificación, muchos ejemplares se encuentran posicionados de manera perpendicular al depósito lo que sugiere que podrían haber sido enterrados en posición de vida. Este conjunto corresponde a llanuras de inundación somero con la tabla de agua alta la mayor parte del año (Miall, 1996; Spalletti, 2000; Murcia *et al.*, 2013). Este régimen favoreció el

rápido enterramiento en épocas de crecidas por desborde de los canales, sumado a que estas paleocomunidades se encontraban bajo un régimen volcánico activo que generó un aporte extra de sílice. Esto debió haber ocasionado una diagénesis temprana. Esta favoreció la impregnación de los restos en soluciones mineralizantes evitando la degradación por el posterior ingreso de aguas oxigenadas e incluso la depredación por organismos fitófagos. (Batten, 1974; Colombi y Parrish, 2008; Gastaldo y Demko, 2011).

Tafofacies EA III(F+B+I/FTm(S))

Descripción: Los depósitos que conforman esta tafofacies se caracterizan por ser niveles de naturaleza volcaniclástica (tobas) de coloración gris claro (N9), que presenta un espesor aproximado de 0,5 m y estructura masiva a levemente laminar. Estos depósitos contienen como elemento principal al estilo preservacional F (troncos silicificados), acompañados en menor medida por elementos del estilo preservacional G (materia orgánica alterada) y muy subordinado a ellos el elemento B (briznas de materia vegetal).

Interpretación: Esta tafocenosis se interpretó como una acumulación que tuvo lugar durante el desarrollo de un flujo piroclástico distal, que derribó los troncos en las primeras etapas de avance, con el posterior enterramiento de los mismos por una mezcla de cenizas aportadas por el mismo evento y las que caían por lluvia de cenizas. Durante el evento, algunos troncos pudieron haberse quebrado violentamente, mientras que otros fueron tumbados debido a la resistencia de los mismos a las fuerzas ejercidas por el flujo, lo que generó que estos fueran arrancados con parte del sistema radicular. Muchos autores proponen que en las zonas distales del flujo predominan los troncos tumbados ya que la fuerza del impacto es menor y más lenta, levantando los árboles de raíz y no quebrándolos inmediatamente en el impacto (Roberts y Hendrix, 2000; Major *et al.*, 2013). Estos eventos, no solo sepultaron los troncos, sino que además permitieron introducir al ambiente una gran cantidad de sílice, material que luego copiaría la estructura interna de la madera de los troncos preservados (Fisher, 1979; Sigleo, 1979; Ballhaus *et al.*, 2012). Asociado a los troncos, se observó la presencia del estilo preservacional G, caracterizado por la presencia de bolsones de materia orgánica. Se interpretó que estos restos formarían parte del mismo evento, ya que ramas pequeñas, hojas y estructuras reproductivas que forman parte del dosel de los árboles, fueron arrancados, acumulados y simultáneamente carbonizados/deshidratados casi instantáneamente en forma de “bolsones de materia orgánica”, sin ninguna estructura preservada y dejando los troncos pelados, tal como ha podido observarse en casos actuales (Major *et al.*, 2013; Drovandi *et al.*, 2016). A partir del análisis tafonómico se pudo comprobar además que la parcial carbonización que

presentan los troncos, al igual que la presencia de los tocones, indicaría que el bosque estaba a una distancia considerable al centro eruptivo, razón por la cual el flujo llegó con temperaturas menores a los 300°C. Esta temperatura media pudo haber permitido que los bolsones de materia orgánica del dosel se modificaran parcialmente, sin dejar estructuras preservadas de ningún tipo (Hoblitt, 1996; Sparcks *et al.*, 2002; Scott *et al.*, 2004; Major *et al.*, 2013; Drovandi *et al.*, 2016).

Tafofacies EA IV (A/ Fm(E))

Descripción: Esta tafofacies está representada por depósitos limo-arcillosos, en bancos de geometría tabular, color borravino y estructura masiva. Estos niveles tienen características distintivas como son la horizonación de los depósitos, la presencia de superficies de deslizamiento y cutanes de arcilla, y la presencia del estilo preservacional *A*, caracterizado por halos de raíces.

Interpretación: Estos depósitos corresponden a niveles con desarrollo de paleosuelos los que han tenido influencia volcániclastica (Retallack, 1986, 1988; Tabor *et al.*, 2006; Colombi y Parrish, 2008). El desarrollo de paleosuelos que caracteriza esta tafofacies indicaría que reinaban las condiciones de equilibrio en el sistema en donde la tasa de sedimentación es igual a la tasa de erosión (Gastaldo y Demko, 2011). Los procesos pedogénicos en las llanuras podrían haber sido los responsables de la destrucción del resto de los restos paleoflorísticos oxidándolos, por lo que la flora que vivió sobre estos depósitos no se conoce de manera completa (Gastaldo y Demko, 2011).

Tafofacies EA V (D/H/ FTm(S))

Descripción: Los depósitos que conforman esta tafofacies son similares a los que contienen la tafofacies **EA II(C/Fm)**. Sin embargo, la materia orgánica que preserva la aquí es diferente, por lo que se optó por clasificarla de manera independiente. Estos depósitos, que se caracterizan por ser niveles de naturaleza volcániclastica (tobas y cenizas finas) de coloración gris claro, amarillo claro y verdoso (N9; 10YR; 5Y), presentan un espesor aproximado de 1,5 m y estructura masiva a levemente laminar. Esta tafofacies preservan fósiles que corresponden al estilo preservacional *D* (impresiones-compresiones horizontales) y *H* (impresiones-compresiones horizontales con preservación de cutículas).

Interpretación: Los restos de impresiones-compresiones que caracterizan esta tafocenosis, se ubican de forma horizontal, paralelos a la estratificación de los depósitos, separados por capas de entre 30 a 40 cm entre un nivel fosilífero y otro. De acuerdo con la interpretación sedimentológica de los depósitos, estas llanuras de inundación habrían sufrido inundaciones de manera por procesos

de avulsión de los canales. Esto llevó al enterramiento y acumulación de depósitos que preservaron diferentes estadios paleoecológicos. La presencia de impresiones-compresiones sin la preservación de cutículas, indica que los restos tienen una procedencia autóctona, probablemente de la zona ribereña a estas planicies. El hecho de que los restos se encuentren preservados paralelos a la estratificación, sugiere un proceso de decantación en un ambiente subacuoso. Por otra parte que no se haya preservado materia orgánica original, hace suponer que el ambiente presentaba condiciones oxidantes debido al ingreso de agua proveniente de canales cercanos a la llanura e incluso el ingreso de agua proveniente de la napa freática (Bodnar, 2010; Gastaldo y Demko, 2011). En contraposición, aparecen niveles fosilíferos que preservan ambos estilos preservacionales. Es decir, impresiones-compresiones sumado a impresiones con presencia de cutículas preservadas. Esto, además de un rápido enterramiento en sedimentos finos, sugiere que el ambiente en general era de naturaleza reductora, lo que permitió la preservación de materia orgánica original (Bodnar, 2010). Además, el aporte volcánico jugó un papel fundamental en cuanto a sellar las condiciones reductoras, con una diagénesis temprana y así evitar el decaimiento de los restos orgánicos por el ingreso de agua proveniente del canal o de la napa freática (Colombi y Parrish, 2008; Gastaldo y Demko, 2011). Este fenómeno, acompañado de una gran cantidad de minerales ferrosos (hematita), producto de la remoción de depósitos volcánicos, han preservado la morfología externa de las compresiones-impresiones además de dejar rastros del material original de la flora (cutículas) (Spicer y Parrish, 1986; Spicer, 1989; Colombi, 2007).

Tafofacies EA VI(F/FTm(S))

Descripción: Los bancos que conforman esta tafofacies, se caracterizan por ser niveles de naturaleza volcánico-clástica (tobas) de coloración gris claro (N9), que presentan un espesor aproximado entre 0,5 a 1 m y estructura masiva a levemente laminar. Estos depósitos contienen como único elemento preservado, restos atribuidos al estilo preservacional F (troncos silicificados).

Interpretación: Estos depósitos, se generan por medio de la desvitrificación de las tobas y cenizas finas sepultadas en ambientes de llanura de inundación de aguas poco profundas donde se generó un entorno reductor a ligeramente alcalino, propicio para la preservación de materia orgánica de origen vegetal. Es común encontrar los troncos silicificados de corystospermas ubicados de manera perpendicular a la estratificación mostrando su carácter autóctono. Los árboles tuvieron una resistencia física y química mayor que las hojas e incluso estructuras reproductivas, por lo que fueron permineralizados. En este caso la desvitrificación de las tobas, en su proceso de alteración

a bentonitas, suministró la sílice amorfa necesaria para la permineralización de los troncos y tocones (Sigleo, 1979; Bodnar, 2010). De esta manera se puede suponer que la lluvia de cenizas representó el causal de muerte, sepultamiento y preservación de los troncos, favoreciendo la preservación de la porción inferior primeramente sepultada. Además, las altas temperaturas probablemente destruyeron los órganos menos resistentes (Sigleo, 1979; Spicer, 1989; Burnham, 1993).

Tafofacies EA VII(E/Tt(S))

Descripción: Se caracteriza por depósitos que presentan espesores que van desde los 2 a los 5 m de potencia, poseen geometría lentiforme y base erosiva. El origen de los depósitos es volcaniclástico, donde se observa la gran cantidad de material tobáceo retrabajado. Tienen coloración rosada y en la base se pueden apreciar clastos interformacionales de los depósitos infrayacentes. Esta tafofacies solo preserva restos del estilo preservacional E (fragmentos de troncos carbonizados).

Interpretación: Estos depósitos están interpretados como niveles correspondientes a formas de lecho y barras transversales areno-tobáceas (Miall, 1996; Spalletti, 1999). Además, se caracterizan por presentar en su base, intraclastos de las llanuras de inundación. Se deduce que, en épocas de crecidas, los canales habrían incorporado además de la flora riverense que se desarrollaba en las planicies de inundación próximas a los canales. Como se definió en la tafofacies anterior, ciertos restos de troncos preservados en las llanuras bentoníticas, sufrieron procesos de carbonización debido al contacto con la caída de lluvias de cenizas. Debido a la dinámica del sistema depositacional, las llanuras fueron erosionadas por los canales, incorporando el material presente en ellas. Por lo que esta tafofacies representaría un retrabajo y re sedimentación de los troncos carbonizados en las llanuras e incorporados luego en las facies de canal (Demko, 1995; Colombi y Parrish, 2008).

Tafofacies EA VIII(I/S4(p))

Descripción: Los niveles caracterizados por la tafofacies EA VIII, tienen espesores que van desde 1 a 2 m de espesor, sin embargo, en donde los niveles con materia orgánica tienen entre 5 a 10 cm. Son bancos de geometría lentiforme, formados por depósitos volcaniclásticos tobáceos (Tl(P)/Tt(P)). Esta tafofacies sólo está compuesta por el estilo preservacional I caracterizado por fragmentos de madera carbonizada (“chips”).

Interpretación: Los depósitos que contienen a la tafofacies EA VIII son de origen volcaniclástico primario, formados a partir de la caída de material piroclástico sin mostrar retrabajamiento con materiales epiclásticos (Sparks *et al.*, 1973; Murcia *et al.*, 2013). Es común encontrar en esta tafofacies la presencia de lapillis acrecionales del tipo “*rim like*”, que indican la cercanía de los depósitos al centro efusivo (Schumacher y Schinke, 1995). Los restos de “*chips*” asociados a estos depósitos corresponden a restos de material leñoso que presentan un estado avanzado de carbonización y muy fragmentario. En base a las características del depósito y como se encuentran los restos de leño, es posible que la flora que crecía en las cercanías de estos centros eruptivos, haya sido arrasada por corrientes piroclásticas incandescentes, dejando como evidencia de su existencia solamente “*chips*” de leño carbonizados de los cuales no es reconocible ningún tipo de estructura salvo el aspecto externo, que permite inferir que fueron parte del leño. El hallazgo de partes de leño se explica como consecuencia de que son los componentes más resistentes, ya que sus células poseen una pared secundaria lignificada, a diferencia de las hojas o estructuras reproductivas que desaparecen casi instantáneamente frente a condiciones tan extremas (Sigurdsson, *et al.*, 1984; Sawada *et al.*, 2000; Drovandi *et al.*, 2016).

6.5. Distribución de las Tafofacies

6.5.1. Formación Monina

Como se vio en el capítulo IV, la Formación Monina está compuesta de tres asociaciones de facies, de las cuales la primera y la tercera (AF3 y AF5) presentan restos orgánicos para los que fue posible definir tres tafofacies (Figura 5.5.1). Las tafofacies M I(A+B/FI) y M II(C/FI/Fm) se encuentran ubicadas en la base de la Formación Monina, ambas se corresponden con el mismo ambiente de sedimentación, sin embargo, se encuentran separadas una de otra por aproximadamente 3 m de depósitos debido a la mecánica sedimentaria del sistema que las sepultó. La tafofacies M I(A+B/FI) corresponde a depósitos de *topset* o plataforma característicos de un sistema deltaico tipo Gilbert de baja energía, desde el punto de vista de la asociación paleoflorística y tafonómica, siguiendo el criterio de Spicer (1989) (ver capítulo IV). Mientras que la tafofacies M II(C/FI/Fm), se encuentra ubicada en los depósitos de llanura correspondientes a la plataforma subaérea temporalmente inundada. Si bien ambas tafofacies fueron influenciadas por aporte volcaniclástico externo, este se ve mejor representado en los niveles ubicados en la tafofacies M II(C/FI/Fm), debido a que la preservación de los troncos se ve directamente favorecida por los fluidos ricos en sílice asociados a los sedimentos volcaniclásticos.

La tafofacies M III(D/FI), se encuentra ubicada en la asociación de facies 5 (AF5) de la misma formación. Ésta presenta una extensión espacial mucho mayor que las tafofacies anteriores, debido a que el depósito en el que se encuentra corresponde a un fondo lacustre somero de gran extensión areal, donde el proceso de acumulación reinante fue la decantación. En éste caso, la materia orgánica se preserva en forma de bitumen en el fondo anóxico, en lo que fue un ambiente lacustre somero, con influencia de caída de lluvias de cenizas y su posterior (Figura 6.5.1).

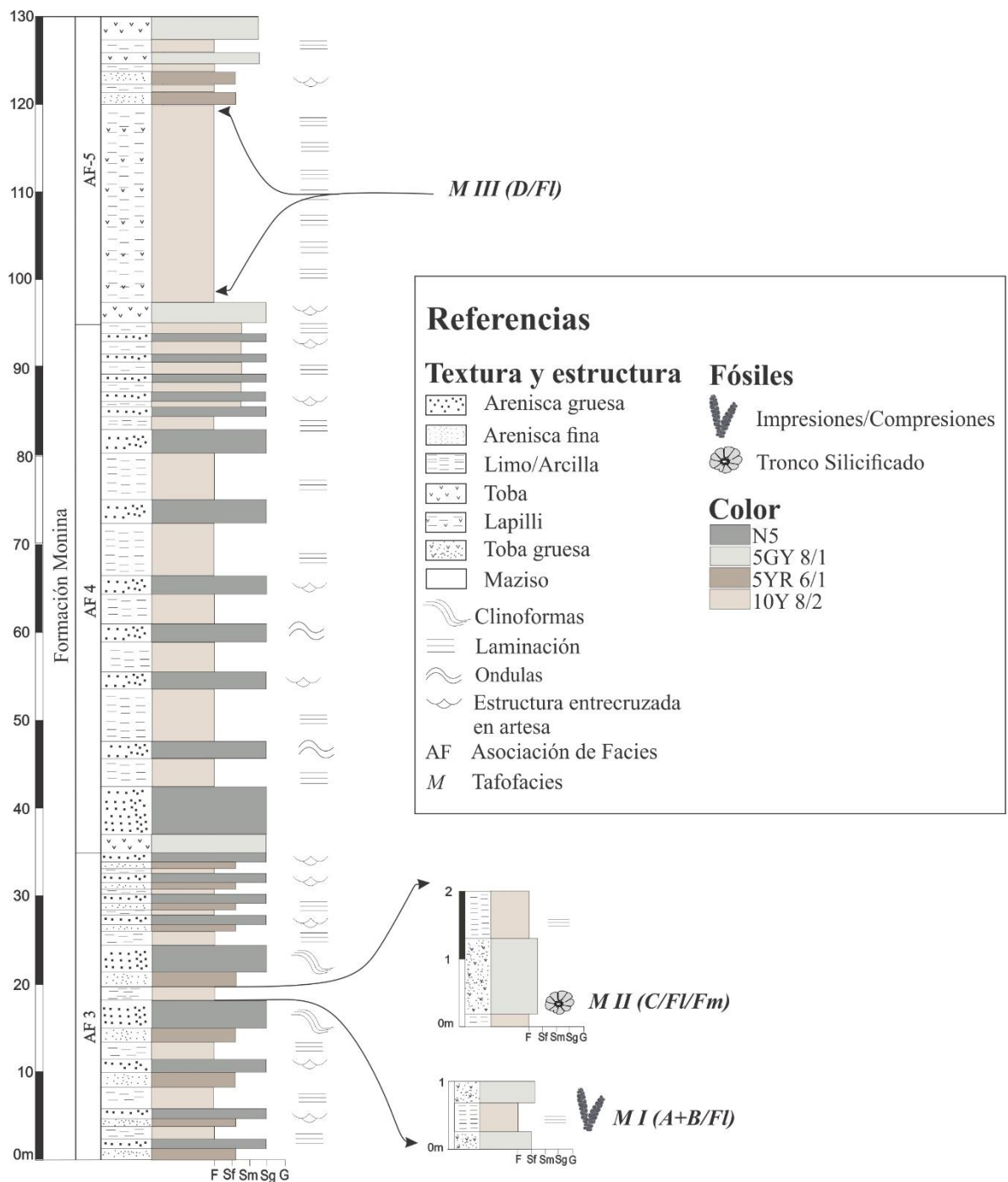


Figura 6.5.1. Columna estratigráfica esquemática de la Formación Monina, donde se muestra la ubicación de las tafofacies definidas en esta unidad litoestratigráfica.

6.5.2. Formación El Alcázar

La distribución de las tafofacies en la Formación El Alcázar está esquematizada en los perfiles sedimentológicos. La Formación El Alcázar presenta fósiles en tres de las cuatro asociaciones de facies que la componen (ver capítulo IV).

De base a techo, la primera asociación de facies que se describió, es la AF8, que corresponde al “Miembro Tobas Blancas”. Aquí los niveles fosilíferos están caracterizados solamente por la tafofacies EAVIII (I/S4(p)), la cual se encuentra distribuida de manera uniforme, en los niveles basales de la AF8 (Figura 6.5.2a). Los depósitos donde se encuentra alojada esta tafofacies son de naturaleza volcánica (primaria), cercanos al centro eruptivo (ver capítulo IV).

Por encima de la AF8, se encuentra la AF9. Ésta es la más abundante y variada en cuanto a tafofacies ya que la mayoría de ellas se encuentran presentes en esta asociación de facies (Figura 5.5.2a y b). Las tafofacies EA I(B+D+E/FTm(S)), EA III(F+B+I/FTm(S)), EA IV (A/ Fm(E)) y EA V (D/H/ FTm(S)) se ubican en la AF9 o lo que se conoce en la literatura como “Miembro Tobas Varicolores”. Si bien, la mayoría de las tafofacies descriptas se concentran en la parte superior de la asociación de facies, hay otras como la tafofacies EA II (C/Fm), que se encuentra presente en varios lugares a lo largo de la columna con mayor o menor desarrollo.

Arriba de la asociación de facies 9, se definió la asociación de facies 10 (AF10), conocida en la literatura como “Miembro Tobas Rosadas”. En esta asociación de facies se observan cuatro tafofacies que son la EA II(C/Fm), EA V (D/H/ FTm(S)), EA VI(F/FTm(S)) y EA VII(E/Tt(S)) (Figura 5.5.2b). La distribución es homogénea a lo largo de la columna, si bien debido a los cambios paleoambientales entre las asociaciones de facies 9 y 10, las tafofacies presentan variaciones en cuanto a los ambientes en donde se depositaron.

En la Formación El Alcázar, las diferencias entre las tres asociaciones de facies que se plantean en el capítulo IV, son una consecuencia de factores autogénicos/alogénicos, que condicionaron los ambientes en los que se preservaron las tafofacies descriptas más arriba en este capítulo. En la AF8, se puede ver claramente que el sistema estuvo sometido a una fuerte influencia volcánica, en donde las corrientes piroclásticas y la caída de lluvias de cenizas tuvieron un rol fundamental. Debido a la gran cantidad de material piroclástico depositado, sólo fue posible preservar escasos

restos de la flora que en algún momento vivió en las cercanías a esos centros volcánicos (tafofacies EA VIII(I/S4(p))).

Si bien la influencia volcánica no desaparece en ningún momento a lo largo de la Formación El Alcázar, en la AF9 hay un claro retroceso de los sistemas de corrientes piroclásticas, con un aumento en la participación de niveles de llanura y el desarrollo de paleosuelos, tanto incipientes como con horizontes reconocibles. La presencia de estas amplias planicies tobáceas, sumado a la caída esporádica de material volcanoclástico fino (cenizas), generó condiciones reductoras que permitieron la formación de grandes bancos de bentonitas, en donde se conservaron una gran cantidad de restos fosilizados incluyendo troncos permineralizados, impresiones-compresiones y cutículas. Además, se han podido reconocer bancos portadores de troncos permineralizados, perturbados por oleadas piroclásticas distales.

En la AF10 hay un cambio muy marcado en la arquitectura deposicional. Con la presencia de un sistema anastomosado que genera gran cantidad de depósitos de llanura, no obstante, el aumento en la incorporación de aguas oxigenadas al sistema, produjo la degradación de los restos orgánicos de manera mucho más acelerada. Si bien el aporte piroclástico se encuentra presente, es mayor el retrabajo por el sistema fluvial ya consolidado que actúan en ese momento por lo que hay una disminución en la acumulación de depósitos de bentonitas lo que, en consecuencia, se ve reflejado en un empobrecimiento de materiales fósiles (Figura 6.5.2a). Esta misma situación se ve reflejada en la comparación de los niveles fosilíferos relevados por Bodnar, (2010) en el depocentro de Barreal, dentro de la Formación Cortaderita (Bodnar *et al.*, 2019). En este caso, donde de acuerdo con la autora, la mayor variedad y calidad del registro fosilífero de esta unidad se da en el Miembro Don Raúl, el cual presenta características litofaciales y ambientales a la AF9, observándose una disminución en cuanto a niveles fosilíferos en el Miembro La Emilia, similar a lo que sucede en la AF10.

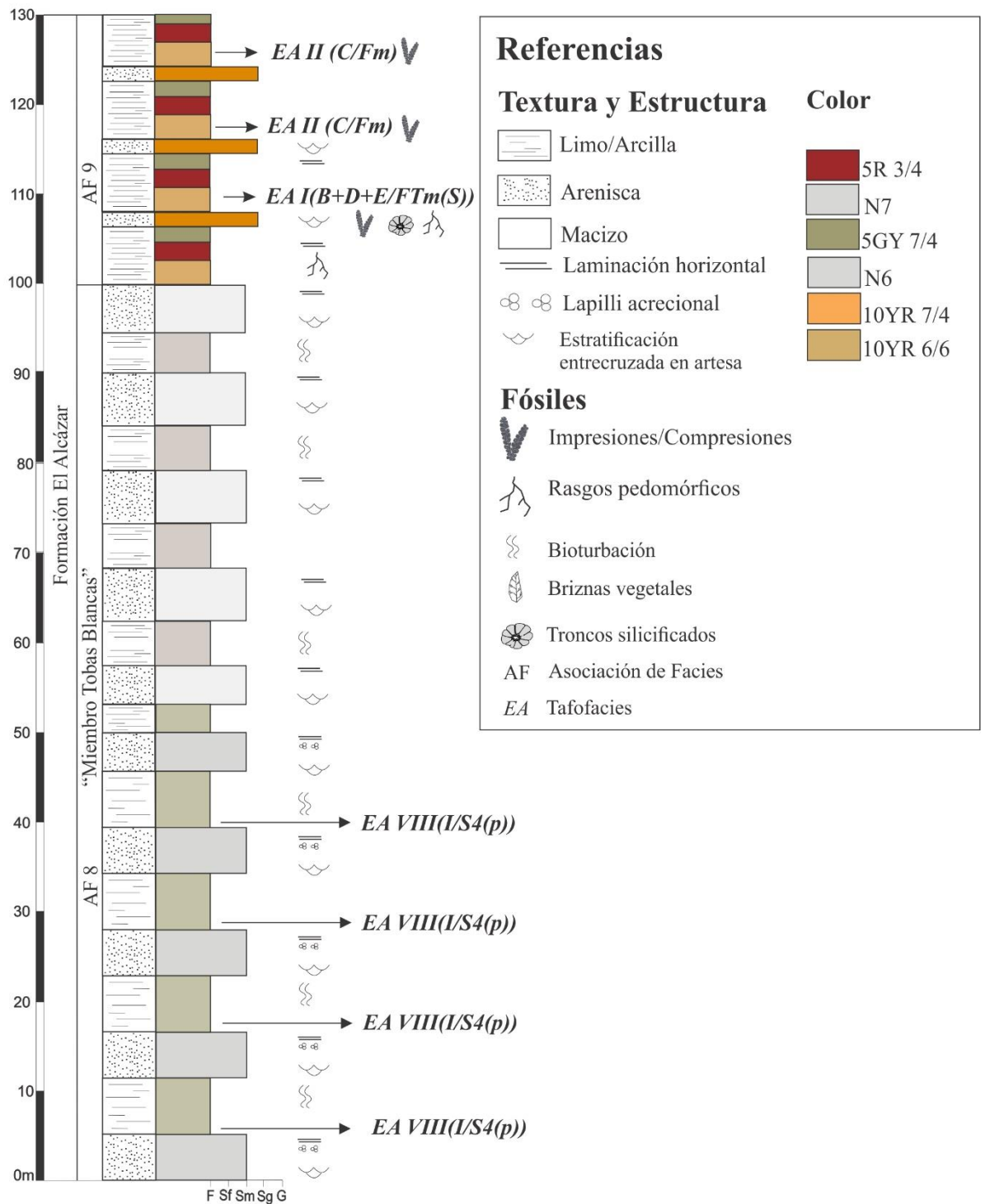


Figura 6.5.2a. Columna estratigráfica esquemática de la sección inferior de la Formación El Alcázar, donde se muestra la ubicación de las tafofacies definidas para la AF 8 y parte de la AF 9.

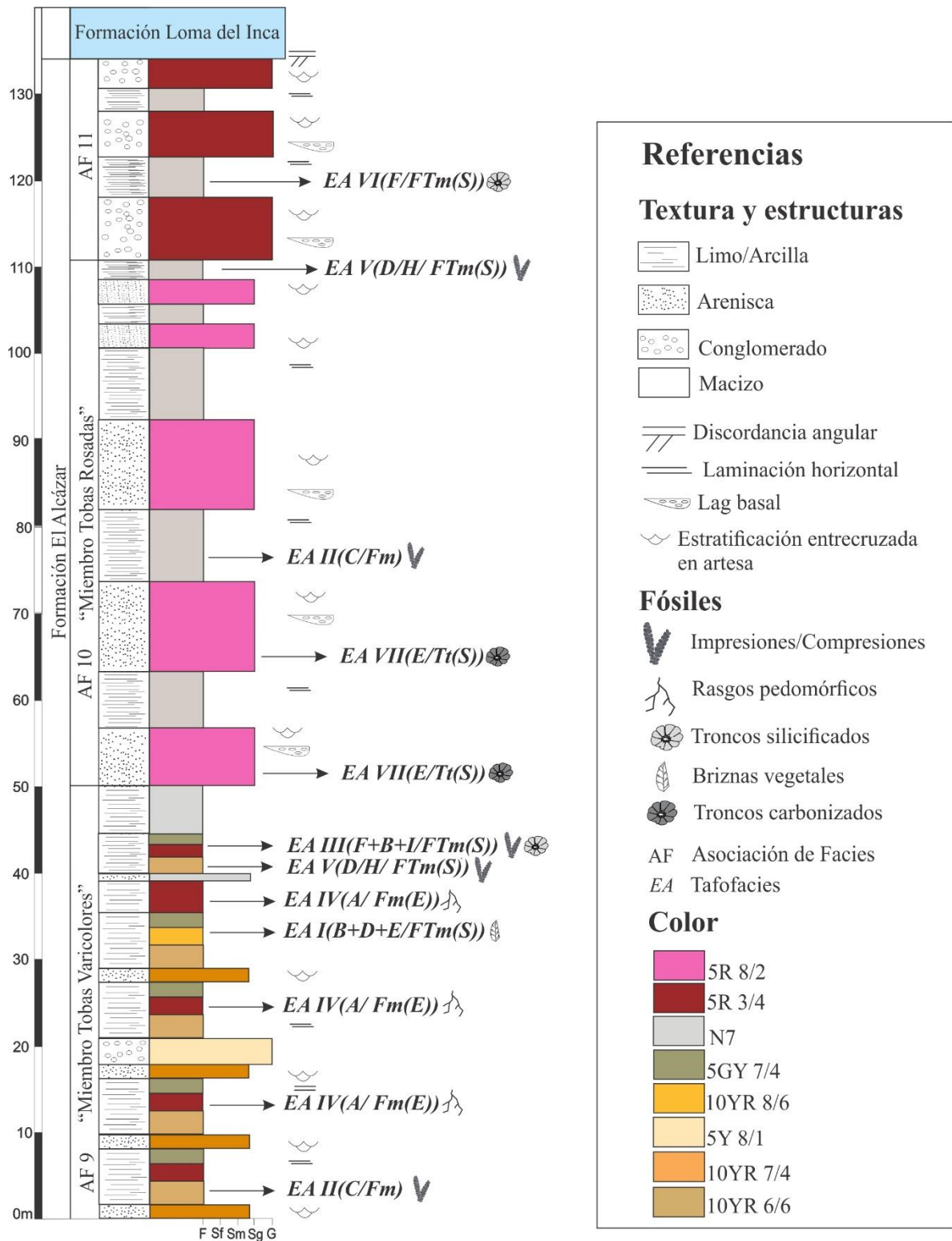


Figura 6.5.2b. Columna estratigráfica esquemática de la sección superior de la Formación El Alcázar, donde se muestra la ubicación de las tafofacies definidas para la AF 9, AF 10 y AF 11.

6.6. Conclusiones Tafonómicas

Con relación a las tafofloras encontradas y descritas para el depocentro Agua de los Pajaritos se encontraron cuatro estilos preservacionales en la Formación Monina: (A) Briznas de materia orgánica (B) Impresiones-Compresiones de restos carpológicos (C) Troncos silicificados (D) Materia Orgánica preservada en forma de bitumen. Para la formación El Alcázar se describieron nueve estilos preservacionales: (A) Halos de raíces (B) Briznas de materia orgánica. (C) Impresiones de ejes de Sphenofitas. (D) Impresiones-Compresiones horizontales con pátina carbonosa. (E) Fragmentos de troncos carbonizados. (F) Troncos silicificados. (G) Materia orgánica alquitranada. (H) Impresiones-Compresiones Horizontales con preservación de cutícula. (I) Fragmentos de madera carbonizada (*Chips*). Tomando como punto de partida los estilos preservacionales de ambas formaciones y el contexto sedimentario hospedante, se definieron las tafofacies correspondientes a cada una.

En relación con la distribución de tafofacies en la Formación Monina, se observó que, la cantidad y abundancia de fósiles se da en los primeros metros de la formación con la presencia de dos tafofacies, las que preservan la mayor cantidad de flora (Tafofacies M I (A+B/FI) y Tafofacies M II (C/FI/Fm)), aunque muy acotadas en cuanto a su distribución tanto vertical como lateral. La Tafofacies M III(D/FI), en cambio, si bien, solo preserva materia orgánica en forma de bitumen (Zamora *et al.*, 2008; Abarzúa, 2016), es mucho más extensa lateral y verticalmente, a tal punto de ser reconocible por varios kilómetros dentro del depocentro e incluso utilizada como nivel guía para el ordenamiento estratigráfico (ver capítulo III).

En la Formación El Alcázar, se pudieron reconocer ocho tafofacies, distribuidas de manera desigual en cada una de las asociaciones de facies descritas. En la base de la formación, ubicado en la AF8, se encontró una sola tafofacies (tafofacies EA VIII(I/S4(p))., distribuida lateralmente uniforme, aunque de pocos metros de espesor. Por encima, en la AF9, se comprobó la presencia de la mayor cantidad de tafofacies (cinco: tafofacies EAI (B+D+E/FTm(S)); EA II(C/Fm); EA III (F+B+I/FTm(S)); EA IV(A/ Fm(E)); EA V(D/H/ FTm(S)). Esta sección de la Formación El Alcázar es la que presenta la mayor diversidad y abundancia fosilífera. Están distribuidas en la parte media y superior de la formación, incluso algunas (tafofacies EA II(C/Fm)) se reconocieron en la AF10, además de utilizarse como niveles guía debido a su gran exposición areal (tafofacies EA I(B+D+E/FTm(S)), EA III(A/ Fm(E)) y EA VI(F/FTm(S)). En la AF10, se describieron cuatro tafofacies (tafofacies: EA II (C/Fm), EA V(D/H/ FTm(S)), EA VI(F/FTm(S)) y EA VII(E/Tt(S)) y se pudo comprobar mediante la descripción de las tafofacies que esta sección de la formación

tiene marcadas diferencias tafonómicas con la AF9. La distribución de tafofacies es lateralmente homogénea y se encuentran más espaciadas en la columna estratigráfica.

Capítulo VII

7. Paleoecología

7.1 Introducción

7.1.1. El Clima durante el Triásico

Históricamente el Triásico se consideró como un período de casa cálida, libre de casquetes polares en latitudes altas, temperaturas cálidas incluso en invierno, sin grandes oscilaciones climáticas y/o tendencias. Sin embargo, esta aparente estabilidad ha sido criticada, y puesta en duda debido a la falta de estudios detallados paleoclimatológicos (Preto *et al.*, 2010). De acuerdo con Robinson (1973), Parrish (1993), Scotese *et al.* (1999) entre otros, la conformación del supercontinente Pangea tuvo incidencias sobre la circulación atmosférica y el clima reinante a nivel global, lo que llevó a generar modelos de distribución climática. Parrish (1993) propuso una circulación atmosférica de tipo megamonzónica, lo que habría generado un clima estacional en toda Pangea. Robinson (1973) sugirió que la generación de centros de alta y baja presión tanto en áreas polares como así también en el interior del supercontinente, habría generado una distribución del calor homogénea desde el centro hacia los polos siendo esto una de las causas de la ausencia de casquetes polares. Además, el autor, plantea que las diferencias de presión en las masas de aire continentales, modificaron la posición del ecuador, lo que produjo que la convergencia intertropical se desplace hacia el norte y el sur sin la generación de un cinturón ecuatorial húmedo.

Recientemente Preto *et al.* (2010) realizan un análisis de la evidencia sedimentológica y paleontológica publicada haciendo una descripción de los eventos climáticos más importantes durante el Triásico, lo que genera un entendimiento aún mayor del comportamiento del clima durante este período.

El límite Permo-Triásico, se caracteriza por las elevadas temperaturas a nivel global que fueron consecuencia de la emisión de gases invernaderos (SO₂ y CO₂), debido a las erupciones volcánicas evidenciadas en las Sibeian Traps. Este fenómeno causó un efecto sostenido en el tiempo conocido como hipercapnia generando calentamiento a nivel global de manera homogénea (Wignall y Twitchett, 1996; Retallack *et al.*, 1996; Sheldon, 2006; Knoll *et al.*, 2007). En el registro

paleoflorístico, esto se evidencio con la aparición de fósiles de Cycadales en sedimentos continentales de Groenlandia (Looy *et al.*, 2001).

El Triásico Inferior, heredó las condiciones hostiles que reinaron durante el límite Permo-Triásico (Hallam, 1991; Dickins, 1993). Una de las evidencias que apoya esta hipótesis es la uniformidad de la distribución de la biodiversidad (flora y fauna) sin un gradiente térmico polo-ecuador evidenciable, sumado al “*coal-gap*”, producto de la baja productividad de la flora (Retallack, 1995; Hallam y Wignall, 1997; Grauvogel-Stamm y Ash, 2005; Brayard *et al.*, 2006).

Durante el Triásico Medio, las condiciones climáticas, cambian a un régimen monzónico más marcado, donde se ve la alternancia de condiciones secas y húmedas (Mutti y Weissert, 1995). Esta estacionalidad, se vio reflejada en la presencia de anillos de crecimiento en maderas permineralizadas como así también matas de hojas de *Dicroidium* (Taylor, 1989; Cúneo *et al.*, 2003; Spalletti *et al.*, 2003). Por lo tanto, se consideran que las cuencas triásicas continentales de Argentina y Chile estuvieron dominadas por un clima subtropical estacional, con veranos lluviosos e inviernos secos. Evidencias del aumento en la humedad durante el Triásico Medio, esta constatado además por Mancuso y Marsicano (2008) quienes describen una asociación particularmente copiosa de flora y fauna para el Ladiniano del centro oeste de Argentina. Esto apoya la hipótesis de Artabe *et al.* (2001), justificando la presencia de climas sub-tropicales, templado-cálidos en altas latitudes.

El Triásico Superior es considerado por varios autores como el pico monzónico global (*e.g.*, Robinson, 1973; Wang, 2009). Esta extrema estacionalidad permitió la subdivisión de Pangea en tres regiones climáticas; El margen oeste del Tethys y el centro de Pangea, caracterizados por condiciones de sequía durante todo el año; las costas este de Laurasia y Gondwana y la costa oeste de Pangea, con condiciones estacionales de sequía-humedad durante el año (Parrish y Peterson, 1988; Dubiel *et al.*, 1991; Mutti y Weissert, 1995) y las zonas de altas latitudes dominadas por vientos alisos del este y el oeste, que implicaban condiciones de humedad, con climas benignos, evidenciados por la presencia de paleosuelos y floras desarrollados por encima de los 85° de latitud (Robinson, 1973; Wesley, 1973; Taylor, 1989; Retallack, 1999; Kidder y Worsley, 2004). En este contexto, sucede un evento caracterizado por un pico inusualmente elevado de humedad, registrado entre los límites inferior y superior del Carniano conocido como “*Carnian Pluvial Event*” (CPE) (Schlager y Schöllnberger, 1974). La ocurrencia generalizada de indicadores de clima húmedo en sedimentos carnianos, estaría representando el pico monzónico durante el Triásico Superior (Parrish, 1993; Colombi y Parrish, 2008). Hacia el límite Triásico-Jurásico, se

genera una nueva extinción masiva, coincidente con la erupción de la Provincia Magmática del Atlántico Central, con el ascenso de gases a la atmosfera y el consecuente cambio climático (Marzoli *et al.*, 1999). En el hemisferio sur, la evidencia en el recambio florístico de la flora de *Dicrodium* por coníferas Cheirolepidales, evidencia esta transición de condiciones húmedas a condiciones secas menos favorables (Olsen y Kent, 2000; Zhang y Grant-Mackie, 2001)

7.1.2. Las paleocomunidades del Triásico

A finales del Pérmico, y comienzos del Triásico, ocurrieron grandes cambios a nivel florístico. Así aparecen diferentes tipos adaptativos de los presentes en el Paleozoico Superior. Este recambio florístico de elementos mesofíticos por elementos paleofíticos, tanto en Gondwana como en Laurasia, se da de manera abrupta en regiones extratropicales y de manera gradual en áreas consideradas pantropicales (Meyen, 1987; Mc Loughlin *et al.*, 1997; Retallack, 1997).

Este evento paleoflorístico está íntimamente relacionado a los atributos físicos paleoambientales (Spalletti *et al.*, 2003). La sustitución de floras tipo paleofíticas por floras mesofíticas, está vinculado con la coalescencia del supercontinente Pangea a finales del Pérmico y principios de Triásico, lo que ocasionó un cambio climático global hacia condiciones de tipo megamonzónicas (Parrish, 1993; Scotese *et al.*, 1999). Según Scotese *et al.* (1999), hay un pasaje de climas fríos (período de *coldhouse*) que predominaron durante el Carbonífero inferior a superior bajo, dando lugar al paso de climas cálidos (período de *greenhouse*) que reinaron durante el Pérmico, Triásico y Jurásico.

La extensión de las áreas subtropicales a latitudes altas y la consecuente reducción de regiones templado-frías y polares durante el Triásico podría explicar el reemplazo de diferentes grupos de pteridospermas paleozoicas por la Familia Umkomasiaceae (Dubiel *et al.*, 1991; Wing y Sues, 1992; Parrish, 1993; Retallack y Alonso Zarza, 1998; Scotese *et al.*, 1999). Hacia finales del Pérmico, algunas especies presentes en el cinturón ecuatorial, debido a las nuevas condiciones ambientales, extendieron su rango de distribución hacia latitudes más elevadas que presentaban condiciones de clima subtropical (elementos mesofíticos). Así, grupos como las Apocalamitaceae, Peltaspermaceae, Cycadales y Voltziales migran desde áreas pantropicales hacia Gondwana (Archangelsky, 1990, 1996). Otras, como la Familia Pleuromeiaceae, alcanzan distribuciones cosmopolitas migrando hacia áreas de latitudes bajas. Según Retallack (1997), la distribución cosmopolita de las pleuromeiáceas se produjo, en parte también, por su capacidad pionera de colonizar ambientes oligotróficos.

7.1.3. Las paleocomunidades de Gondwana

La flora triásica presente en la región gondwánica se conoce ampliamente con el nombre de “Flora de *Dicroidium*” y está constituida por una gran cantidad de grupos endémicos que tienen una historia evolutiva particular. Argentina, durante el Triásico estaba paleogeográficamente ubicada en una posición asignada al área extrasubtropical, al sudoeste de Gondwana (Artabe *et al.*, 2003). Estas paleocomunidades estaban integradas por licofitas, esfenofitas y helechos. Las gimnospermas están representadas por los órdenes Umkomasiales, Peltaspermales, Petriales, Pteridospermas *Incertae sedis*, Cycadales, Bennetiales, Ginkgoales, Czekanowskiales, Dordrechtiales, Voltziales, Coniferales (=Pinales) y gimnospermas con vinculación sistemática incierta (Artabe *et al.*, 2007a).

Los bosques del Triásico de Gondwana estuvieron dominados en su mayoría por corystospermas (=Umkomasiales) y coníferas, mientras que el sotobosque se caracterizó por la presencia de peltaspermas, cycadales, bennettiales helechos y algunas umkomasiales. En particular, el sudoeste de Gondwana, las floras desarrollan atributos tipo mesofítico y mesoxerofítico (Wing y Sues, 1992). Petriella (1985), propone que las plantas asignadas a la Familia Umkomasiaceae (=Corystospermaeae), estaban adaptadas a climas estacionales. Artabe y Brea (2003) sugieren que al igual que las plantas actuales que presentan polixilia en su cilindro vascular y se distribuyen en regiones áridas, las Umkomasiaceae, pudieron haber desarrollado este carácter adaptativo, como una forma de contrarrestar el estrés hídrico. Además, esta familia ha sido utilizada como indicadora paleoclimática de áreas cálidas y secas, con heladas ocasionales o sin ellas, debido a que posee picnoxilia secundaria, anillos de crecimiento, canales secretores, cutículas gruesas y estómas hundidos. (Norstog y Nichols, 1997; Artabe *et al.*, 1994 y 2001).

Durante la mayor parte del Triásico Temprano y Medio, los bosques siempreverdes estuvieron representados por Umkomasiales en su mayoría, con Ginkgoales, Voltziales y gimnospermas *incertae sedis* como elementos acompañantes, en climas subtropicales estacionales (Artabe *et al.*, 2001). Las esfenofitas constituyeron matorrales monoespecíficos ribereños, tanto en ambientes fluviales como lacustres (Spalletti *et al.*, 1999; Artabe *et al.*, 2001). Hacia el Triásico Tardío, se desarrollaron bosques caducifolios, integrados por coníferas, ginkgoales y el género *Linguifolium*. La presencia de especímenes asignados a la Familia Dipteridaceae y al Orden Marattiales tiene una fuerte connotación con respecto al clima en el Triásico. Actualmente, las Marattiales son indicativas de climas templado-cálidos húmedos (Webb, 2001), mientras que las Dipteridaceae se asocian a climas subtropicales con estacionalidad fuertemente marcada (Cantrill, 1995; Bodnar *et*

al., 2018). El registro Triásico muestra que la distribución del Orden Marattiales se da en mayor medida a paleolatitudes de 60°S (cuenca El Tranquilo, Patagonia) donde el clima se estima, habría sido templado-cálido con lluvias durante todo el año (Spalletti *et al.*, 2003). Mientras que los registros de las Familia Dipteridaceae, se encuentran circunscriptos a las cuencas del centro-oeste argentino y Norte de Patagonia, ubicadas paleogeográficamente en el interior del continente, lo que apoyaría la hipótesis de la presencia de un clima megamonzónico en dicha región.

7.2 Autoecología

En esta sección se hará una referencia a las características más destacables de la paleo-autoecología de los diferentes grupos de plantas halladas y descritas en el Capítulo V, para las formaciones Monina y El Alcázar. Para esto, se utilizarán los taxones registrados en los niveles fosilíferos de la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos. Se tendrán en cuenta los fósiles a nivel supra-genérico (Familia, Orden, Clase) y se evaluarán los caracteres morfoanatómicos de cada uno en relación al ambiente donde se encuentran preservados.

7.2.1 Formas de vida

Clase Lycopodiopsida: este grupo de plantas ha sido descubierto en muchas localidades triásicas alrededor del mundo, y en una amplia variedad de ambientes. Retallack (1975), sobre la base de estudios paleoambientales, pudo comprobar que especímenes de *Pleuromeia* crecían en las costas cercanas al mar, asignándoles propiedades halófitas. En China, se han hallado en sedimentos depositados en ambientes desérticos, lo que sugiere que habrían tenidos características xeromórficas (Wang, 1996). Cantrill y Webb (1998), reportaron fósiles de licofitas en ambientes sujetos a estacionalidad muy marcada.

Según varios autores (Mägdefrau 1931; Hirmer 1933; Grauvogel-Stamm, 1993, 1999) la morfología de este grupo de plantas, como ser tallos columnares y robustos, desarrollo de parénquima de almacenamiento, hojas carnosas, raíces delicadas y poco profundas, estarían indicando una plasticidad para vivir en ambientes con poca disponibilidad de agua y de alta salinidad. De hecho, Looy *et al.* (1999) sugiere que las licofitas jugaron un rol fundamental en la recolonización de los ambientes continentales luego de la crisis a finales del Pérmico y principios del Triásico. En la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos, se han hallado restos de licofitas en la Formación Monina, representadas por el género *Lepacyclotes*.

Clase Equisetopsida: En la actualidad, estas plantas son colonizadoras de áreas deforestadas, márgenes de lagos, y humedales (Husby, 2013). En el registro fósil, se las encuentra generalmente asociadas a sedimentos depositados en ambientes costeros correspondientes a lagos o llanuras de inundación de naturaleza oligotróficas, lo que sugiere que fueron organismos hidrofílicos (Naugolnykh, 2009). Además, se han encontrado poblaciones monoespecíficas de ejemplares asociados a ambientes de tipo hidrotermal, lo que sugiere que estas plantas fueron capaces de sobrevivir a condiciones adversas con alta proporción de sílice en el agua circundante, utilizando estrategias de reproducción vegetativa, donde la reproducción sexual cumpliría un rol secundario (Channing *et al.*, 2011).

Restos de esfenofitas se han encontrado en la Formación El Alcázar, representada por las especies *Equisetites fertilis*, *Neocalamites carrerei* y el género *Nododendron* sp.

Clase Polypodiopsida: A este grupo de plantas se lo asocia a climas con humedad relativamente alta al menos en alguna parte del año. Cantrill (1995) afirma que la distribución de la Familia Dipteridaceae, es congruente con los patrones climáticos inferidos para el Triásico, con estaciones de elevada cantidad de precipitaciones y estaciones secas (clima monzónico). Estos helechos se los encuentra en depósitos de planicies de inundación y barras de ríos meandriformes y anastomosados, lo que sugiere que podrían haber cumplido un rol ecológico importante en la colonización primaria de este tipo de ambientes (Cantrill, 1995; van Konijnenburg-van Cittert 2002; Stockey *et al.* 2006; Bomfleur y Kerp, 2010; Bodnar *et al.*, 2018).

Las polipodiópsidas, en la quebrada Arroyo Agua de los Pajaritos están representadas por el Orden Osmundales, con el género *Cladophlebis* (*C. mezosoica*), el Orden Marattiales con el género *Pecopteris* y el Orden Gleicheniales con el género *Thaumatopteris* (*T. barrealensis*).

Clase Gymnospermopsida: Esta clase es la que más diversidad representa en cuanto a ambientes donde se encuentran preservada y también en cuanto a morfologías. Los representantes de este grupo en el depocentro Arroyo Agua de los Pajaritos, están representado por los órdenes Umkomasiales, Peltaspermales, Cycadales, Gynkgoales, Voltziales, Gnetales y algunas formas clasificadas como *incertae sedis*.

Debido a la amplia variedad representada, cada uno de estos órdenes será tratado manera individual en cuanto a sus características autoecológicas.

Orden Umkomasiales: Este grupo de plantas, también conocido como “corystospermas”, ha tenido una historia muy exitosa a lo largo del Triásico Temprano a Medio, declinando hacia el Triásico Tardío. El éxito se debe a una combinación de caracteres morfológicos y adaptaciones anatómicas que les permitieron tener éxito en ambientes semi-áridos (Petriella, 1985; Artabe y Brea, 2003). Varios autores sugieren que este grupo poseía características de plantas pioneras, tolerantes a condiciones de estrés hídrico que cumplieron un rol fundamental en la re-colonización de ambientes continentales en el Triásico temprano, que fueron devastados luego de la extinción Permo-Triásica (Retallack, 1997; Looy *et al.*, 1999, 2001).

Algunas características de los tallos de las corystospermas, como ser el floema incluido y los tejidos parenquimáticos que se desarrollan a partir de la actividad cambial supernumeraria, se interpreta como una estrategia para combatir el estrés hídrico generado en la estación más desfavorable (Artabe y Brea, 2003; Artabe *et al.*, 2007b). Otros caracteres presentes en este grupo, como las hojas con cutículas gruesas, estomas hundidos y papilas; y los granos de polen bisacados que sugieren polinización anemófila generalmente se asocian a plantas de climas estacionales con una estación seca muy marcada.

Estos caracteres foliares, sugieren que estas plantas tendrían un patrón perennifolio o siempreverde de sus hojas (Walter y Mueller-Dombois, 1971). Este hábito ha sido propuesto además por Artabe *et al.*, (2007) para la especie *Elchaxylon zavattieriae*. Debido a que esta especie presenta un anillo cambial continuo que genera un cilindro continuo sin particionar, permitió evaluar el índice CSDM (Falcon-Lang, 2000) el cual implica que este taxón presentaba un hábito perennifolio. Sin embargo, este índice no es aplicable a todos los géneros de troncos asignados a esta familia, ya que la gran mayoría muestra un eje particionado en cuñas como el caso de los géneros *Tranquiloxyton*, *Rhexoxylon* o *Cuneumxylon* (Artabe *et al.*, 2007b). Klavins *et al.* (2002) muestran evidencia de matas de hojas correspondientes al género *Dicroidium*, asociadas a troncos preservados in situ del género *Kykloxyton*, lo que implicaría un hábito caducifolio por lo menos para esta asociación. En palabras de Axsmith *et al.*, (2000), se deberá considerar toda la evidencia fósil relevante para un mejor entendimiento del hábito de estas plantas.

En la Formación El Alcázar, las corystospermas están representadas por una gran variedad de estructuras que van desde impresiones compresiones de hojas, estructuras reproductivas y troncos, carbonizados y permineralizados. Las hojas están representadas por los géneros *Dicroidium* (*D. argenteum*), *Johnstonia* (*J. coriacea*) y *Zuberia* (*Z. feismanteli* y *Z. zuberi*). Estructuras

reproductivas solamente se ha encontrado el género *Umkomasia* (*U. cf macleanii*) y los leños por los géneros *Rhexoxylon* (*R. cortaderitaense*) y *Tranquiloxyton*.

Orden Peltaspermales: Este grupo de plantas, si bien se los encuentra en sedimentos lacustres o fluviales, presenta ciertas características, como las cutículas gruesas, estomas hundidos y rodeados por papilas indicaría que fueron sometidas a algún tipo de estrés hídrico al menos en alguna estación del año (Kerp, 1990). Además, en base a caracteres reproductivos, se las considera plantas oportunistas que fueron el elemento dominante en comunidades presentes en humedales perturbados (Bomfleur *et al.*, 2011). Varios autores sugieren que la presencia de hojas y estructuras reproductivas de peltaspermales, asociados a depósitos de tipo clásticos, sostiene la hipótesis de que estas plantas habrían crecido en ambientes donde al menos tenían una estación seca a muy seca en algún momento del año (Doubinger, 1995; Lausberg y Kerp, 2000; Kerp *et al.*, 2001; Di Michele, 2013).

En el depocentro Agua de los Pajaritos, se han registrados restos de peltaspermales en la Formación El Alcázar, representados por los géneros *Pachydermophyllum* (*P. pinnatum*), *Scytrophyllum* (*S. bonettiae*) y *Dejerseya* (*D. cf lunensis*) y en la Formación Monina representada solamente por el género *Scytrophyllum*.

Orden Cycadales: Las cicadales, de acuerdo con características anatómicas de sus hojas, sobre todo de sus cutículas, se las ha considerado como elementos de afinidad a xeromórfica, de ambientes con estrés hídrico. Artabe *et al.* (1991), hacen un análisis de la cutícula del género *Kurtziana* en donde define su significado ecológico por presentar: aparatos estomáticos hundidos, con una doble estructura que aísla a las células oclusivas, un canal formado por células subsidiarias, cámara epiestomática ubicada por encima de ellas y paredes del aparato estomático engrosadas, caracteres que, según estos autores, relacionan a este grupo con el xeromorfismo. En el depocentro Agua de los Pajaritos, se han registrado restos de hojas del género *Kurtziana* (*K. cacheutensis*) en la Formación El Alcázar.

Orden Ginkgoales: Este grupo de plantas de porte arborescente y hábito caducifolio, carácter relacionado a la estacionalidad climática (Artabe, 1984; Barboni y Dutra, 2015). Generalmente se los asocia a depósitos de barras arenosas y costas de ríos donde habrían formado parte de la vegetación arbórea riverense. Aparentemente, las ginkgoales en general fueron más abundantes y

diversos en climas cálidos a templados similares a donde actualmente se distribuye su representante actual *Ginkgo biloba* (Del Tredici *et al.*, 1992; He *et al.*, 1997; Li *et al.*, 1999; Lin, 2007; Xiang *et al.*, 2001, 2006, 2007).

En el depocentro Agua de los Pajaritos, el Orden Ginkgoales está representado por los géneros *Sphenobaiera* (*S. argentinae*, *S. cf schenkii* y *S. strombergensis*) en la Formación El Alcázar y por el género *Matatiella* (*M. cf roseta*) presenta en la Formación Monina.

Orden Voltziales: Las voltziales, son reconstruidas como árboles de hábito monopodial, muy similares a las coníferas actuales. Generalmente se las encuentra asociadas a depósitos de planicie de inundación, en ambientes de ríos donde la humedad era más o menos constante, con la napa freática muy cerca de la superficie, asociados a la formación de suelos mal drenados y en algunos sectores de turberas (Cairncross, 1995; Anderson y Anderson, 1989; Bomfleur *et al.*, 2013). Se los ha encontrado en asociación con peltaspermas y petriellales, comúnmente considerados grupos colonizadores de márgenes de ríos (Bomfleur *et al.*, 2013).

En el depocentro Agua de los Pajaritos, las voltziales están representadas solamente por el género *Heidiphyllum* (*H. minutifolium*).

Orden Gnetales: Se las considera como elementos subordinados, de bosques caducifolios, que presentaban hojas con cutículas gruesas y vivían en climas con estacionalidad muy marcada (Wang y Zheng, 2010). Se las encuentra preservadas en depósitos de planicie de inundación y barras arenosas (Artabe *et al.*, 2001).

En el depocentro Agua de los Pajaritos, se ha registrado el género *Yabeiella* (*Y. mareyesiacae* y *Y. brackebuschiana*) en la Formación El Alcázar.

7.3 Paleosinecología e inferencias paleoambientales

A continuación, consideraremos la distribución estratigráfica de cada uno de los taxones de los distintos grupos fósiles de plantas hallados en el depocentro Agua de los Pajaritos con el objetivo de caracterizar cada una de las paleocomunidades que se desarrollaron (Tabla 1). A partir de la identificación de cada uno de los elencos paleoflorísticos, a medida que se fueron relevando las distintas columnas estratigráficas, esto permitió relacionar los estratos fosilíferos, con las facies sedimentarias donde estos están ubicados, para así inferir el paleoambiente sedimentario, las tafocenosis presentes y por último interpretar las paleocomunidades.

Para poder definir las paleocomunidades halladas, se precisó: 1) la asignación sistemática de cada uno de los ejemplares hallados; 2) la determinación de los hábitos de vida; 3) la abundancia relativa de cada uno de los taxones, por estrato fosilífero (Tabla 2) y 4) los atributos tafonómicos (grado de preservación, tipo de fósil, autoctonía/parautoctonía, etc), siguiendo el criterio de Artabe *et al.* (2001).

7.3.1. Formación Monina

Paleocomunidad 1

Corresponde al estrato fosilífero 1 (EF 1). Los depósitos corresponden a la asociación de facies 3 (AF 3) de la Formación Monina (Ver capítulo IV; Tablas 7.3.1.a y b).

Los elementos dominantes son *Lepacyclotes* sp. y *Matatiella* cf. *roseta* que están acompañados en menor cantidad por *Scytophyllum* sp; Cf. *Rissikianthus*; *Cordaicarpus* sp. y *Acevedoa* cf. *rastroensis*, todos preservados en forma de impresiones-compresiones.

El tipo fisonómico se puede interpretar como vegetación herbáceo-arbustiva, donde el estrato herbáceo estaría dominado por licofitas (*Lepacyclotes*), y un estrato arbustivo dominado por peltaspermales (*Scytophyllum* y *Matatiella* cf. *roseta*).

En este contexto, se interpreta que la paleocomunidad 1, se habría desarrollado en zonas riverieñas río arriba, donde los restos paleoflorísticos habrían sido depositados en las planicies de inundación deltáica, proveniente de algún canal distributivo (Ver capítulo IV y VI). El paleoambiente sedimentario para esta sección fue interpretado como un sistema deltaico tipo Gylbert de poca potencia en base a sus características sedimentológicas y su relación con los depósitos plantíferos, basados en los modelos de Jopling (1963) y Spicer (1989).

Paleocomunidad 2

Corresponde al estrato fosilífero 2 (EF 2). Los depósitos donde se halló el EF 2, forman parte de la asociación de facies 3 (AF 3), que corresponde a los niveles inferiores de la Formación Monina. (Ver capítulo IV; Tablas 7.3.1.a y b).

El único elemento hallado en este estrato fosilífero está representado por el género *Protocircoporoxylon* sp, caracterizado por restos de troncos y ejes menores interpretados como ramas y posibles raíces. Todos los restos se encuentran permineralizados, debido a la abundancia de niveles correspondientes a cenizas finas de origen piroclástico. El tipo fisonómico que se interpretó para esta paleocomunidad es arbóreo, aunque también hay restos de briznas no

identificables que podrían haber formado parte de la vegetación del sotobosque o bien corresponder a las hojas propias de los árboles correspondientes al género *Protocircoporoxylon* sp.

Se interpreta que la paleocomunidad 2, se habría desarrollado en las zonas ribereñas de la plataforma deltaica subaérea. El paleoambiente sedimentario para esta sección fue interpretado como un sistema deltaico tipo Gilbert de poca potencia en base a sus características sedimentológicas y su relación con los depósitos plantíferos, basados en los modelos de Jopling (1963) y Spicer (1989).

Tafocenosis	Asociación de facies (AF)	Estrato fosilífero (EF)	Ubicación Geográfica
Paleocomunidad 1	AF 3	EF 1	31°31.4'52" S 69°20.4'04" O
Paleocomunidad 2	AF 3	EF 2	31°31'38.59" S 69°20'48.48" O

Tabla 7.3. 1.a. Localización de las paleocomunidades de la Formación Monina.

Tafocenosis	Tipo de vegetación	Taxones dominantes	Taxones subordinados
Paleocomunidad 1	Herbáceo-arbustiva	<i>Lepacyclotes</i> sp. y <i>Matatiella</i> cf. <i>roseta</i>	<i>Scytophyllum</i> sp; Cf. <i>Rissikianthus</i> ; <i>Cordaicarpus</i> sp.; <i>Acevedoa</i> cf. <i>rastroensis</i>
Paleocomunidad 2	Arbórea	<i>Protocircoporoxylon</i> sp.	-----

Tabla 7.3.1.b. Tipo de vegetación, taxones dominantes y taxones subordinados de la Formación Monina.

7.3.2 Formación El Alcázar

Paleocomunidad 1

Corresponde al estrato fosilífero 1 (EF1) presente de la Formación El Alcázar. Éste estrato fosilífero se encuentra ubicado en la asociación de facies 9 (AF 9), que corresponde al “Miembro Tobas Varicolores” (Tablas 7.3.2 a y b).

Los elementos dominantes que caracterizan a esta paleocomunidad son *Sphenobaiera argentinae*, preservada en forma de impresiones-compresiones y restos de leño atribuidos al género

Tranquiloxylo sp, que se encuentra preservado en forma carbonizada. El tipo fisonómico que se interpretó para la paleocomunidad 1 sería un bosque mixto, constituido por Ginkgoales (*S. argentinae*) y Umkomasiales (*Tranquiloxylo* sp)

El paleoambiente sedimentario que se infiere para esta sección de la AF 9, se interpretó como depósitos de llanura tobácea, asociado a cuerpos de agua estancados, en donde los depósitos volcanoclásticos se fueron acumulando con su posterior desvitrificación lo que generó amplias llanuras betoníticas. Debido al cese de caída de lluvias de cenizas volcánicas esto permitió el desarrollo de biota y suelos de desarrollo incipiente (Spalletti, 2001; Murcia *et al* 2013; Drovandi *et al.*, 2017). En estas llanuras volcanoclásticas se habrían desarrollado un bosque mixto autóctono, en su mayoría con elementos siempreverdes (*Tranquiloxylo* sp.) y caducifolios (*S. argentinae*) de clima subtropical. La presencia de troncos, preservados en posición perpendicular a la estratificación, sumado a que los restos de hojas correspondientes a Ginkgoales se encuentran en muy buen estado de preservación, algunas incluso con arte del pecíolo unido a la lámina. Esto está indicando que los restos tienen una proveniencia autóctona, por lo que habrían formado parte de la misma paleocomunidad.

Paleocomunidades 2 y 3

Ambas paleocomunidades si bien corresponden a niveles fosilíferos diferentes, presentan las mismas características y taxones por lo que serán tratadas de manera agrupada. Se encuentran ubicadas en los depósitos de la asociación de facies 9 (AF9) correspondiente al “Miembro Tobas Varicolores” (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

Si bien, en ambas paleocomunidades los elementos dominantes corresponden a esfenofitas, se pudo constatar la diferencia de taxones preservados en ambas paleocomunidades. En la paleocomunidad 2 el elemento dominante es *Equisetites fertilis* y los elementos subordinados son ejemplares correspondientes a *Neocalamites carrerei*. En cambio, en la paleocomunidad 3 el elemento dominante es *Neocalamites carrerei* y no se ha constatado la presencia de elementos subordinados.

En estas llanuras volcanoclásticas anegadas, con mayor o menor grado de eutrofización, se habrían desarrollado matorrales de esfenofitas (*E. fertilis* y *N. carrerei*) con adaptaciones higrófilas como sucede actualmente con el género *Equisetum*.

Paleocomunidad 4

La paleocomunidad 4 corresponde al EF4, que se encuentra en los depósitos de la asociación de facies 9 (AF 9) o “Miembro Tobas Varicolores” (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

La paleocomunidad 4 está representada en niveles de tobas de caída recurrente en ambientes de llanura de inundación volcanoclasticas (Spalletti, 2001; Murcia *et al*, 2013; Drovandi *et al.*, 2017).

El elemento que más abunda en la paleocomunidad 4, son troncos de Umkomasiales, asignados a la especie *Rhexoxylon cortaderitaense*, y subordinados a estos, en los mismos niveles se pueden observar restos de tallos de esfenofitas afines a la especie *Equisetites fertilis*.

Si bien, los fósiles se encuentran perturbados por eventos volcanoclásticos sucesivos (Drovandi *et al.*, 2016 y 2017), la presencia de gran cantidad de troncos correspondientes a Umkomasiales, acompañados en menor medida de tallos de esfenofitas, sugiere que estos elementos habrían formado parte de un bosque siempreverde, en donde *Rhexoxylon cortaderitaense* dominaría el estrato arbóreo, mientras que en lugares más abiertos, de mayor humedad, incluso anegados se desarrollaron poblaciones de *E. fertilis* formando parte del sotobosque.

Paleocomunidad 5

La paleocomunidad 5, corresponde al EF 5 que se aloja en niveles que pertenecen a la AF 9, o “Miembro Tobas Varicolores”. (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

Estos depósitos se interpretaron como llanuras de inundación volcanoclástica, asociado al abandono de canales (Sparks *et al*, 1973; Miall, 1996).

El elemento más abundante en esta asociación corresponde a la especie *Neocalamites carrerei*, y algunos representantes de la Familia Umkomasiaseae con la especie *Zuberia feismanteli* y elementos asignados al género *Zuberia* sp.

El tipo fisonómico dominante para la paleocomunidad 5, corresponde a matorrales de esfenofitas, que habrían habitado las zonas bajas, con agua permanente, o buena parte del año. El hecho que se los encuentre articulados, en gran número y en algunos casos perpendiculares a la estratificación, sugiere una procedencia autóctona. Subordinado a estos matorrales, aparecen elementos que forman parte del estrato arbóreo, posiblemente, por el hecho de encontrarse en estado desagregado, los elementos correspondientes a *Zuberia* sp. y *Zuberia feismanteli*,

provenzan de una paleocomunidad para autóctona interpretada como un bosque siempreverde, ubicado aguas arriba.

Paleocomunidad 6

La paleocomunidad 6, corresponde con el estrato fosilífero 6 (EF 6), ubicado en la AF 9, o “Miembros Tobas Varicolores” (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

Los elementos que forman parte de la paleocomunidad 6 se preservaron en llanuras de inundación volcánicla asociado al abandono de canales (Miall, 1996).

Los elementos que más abundan están representados por esfenofitas correspondientes a la especie *Equisetites fertilis*, acompañado de ejemplares muy mal preservados del Orden Umkomasiales que corresponden al género *Dicroidium* sp.

Debido a la abundancia de esfenofitas, el tipo fisionómico que se interpreta para la paleocomunidad 6, es matorrales, con abundancia de esfenofitas (*E. fertilis*). Estos matorrales se encuentran asociados a elementos riverños herbáceo-arbustivos, representados por restos de pínulas correspondientes al género *Dicroidium* sp. Los restos de pínulas se encuentran muy mal preservadas, incompletas y con un grado alto a moderado de transporte, por lo que se infiere un origen para autóctono.

Paleocomunidad 7

La paleocomunidad 7 corresponde con el EF 7, y al igual que las anteriores está ubicada en la AF 9, o “Miembro Tobas Varicolores”. (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

El ambiente donde está preservada la paleocomunidad 7 se interpretó como llanuras de inundación volcánicla, influenciado por lluvias de cenizas que habría generado cuerpos de agua estancos (Spalletti, 2001; Murcia *et al.*, 2013; Drovandi *et al.*, 2017).

Los elementos dominantes que forman parte de la paleocomunidad 7 son: Equisetales (*Equisetites fertilis*, *Neocalamites carrerei*), Osmundales (*Cladophlebis mesozoica*) y Gnetales (*Yabeiella mareyesiacae*). Los elementos subordinados corresponden a: Marattiales (*Pecopteris* sp), Gleicheniales; *Thaumatopteris barrealensis*, Umkomasiales (*Zuberia zuberi*, *Umkomasia* cf *macleanii*), Peltaspermales (*Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*), Cycadales (*Kurtziana cacheutensis*), Ginkgoales (*Sphenobaiera* cf *schenkii*, *Sphenobaiera stormbergensis*), Gnetales (*Yabeiella brackebuschiana*).

El tipo fisionómico representado en la paleocomunidad 7, corresponde a un matorral herbáceo-arbustivo, caracterizado por elementos relacionados con cuerpos de agua, como Equisetales (*Equisetites* y *Neocalamites*), Osmundales y Gleicheniales (*Cladophlebis* y *Thaumatopteris*) y Marattiales (*Pecopteris*) y elementos formando matorrales en zonas libres del estrato arbóreo como son las Peltaspermales (*Pachydermophyllum* y *Scytophyllum*), Cycadales (*Kutrziana*) y Gnetales (*Yabeiella*). Además, subordinado aparecen componentes relacionados con un bosque mixto, en donde el estrato arbóreo está representado por elementos siempreverdes representados por Umkomasiales (*Zuberia* y *Umkomasia*) y elementos caducifolios caracterizados por Ginkgoales (*Sphenobaiera*).

Los depósitos sedimentarios donde se encuentra la paleocomunidad 7, fueron interpretados como llanuras de inundación volcánoclasticas, sobre el cuál se desarrolló un bosque caducifolio, que, en zonas cercanas a cuerpos de agua, se preservaron matorrales de esfenofitas y zonas más abiertas, con formación de arbustos dominado por Cycadales y Gnetales. Este contexto, siempre se encontró bajo la influencia de intensas lluvias de cenizas volcánicas, que en los períodos intereruptivos permitían el crecimiento de una variada flora.

Paleocomunidad 8

La paleocomunidad 8, corresponde al EF 8, este es el último estrato fosilífero presente en la AF 9 o “Miembro Tobas Varicolores” (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

El ambiente depositacional se interpretó como llanuras de inundación volcánoclasticas, influenciado por actividad volcánica explosiva, en forma de caída de lluvia de cenizas (Spalletti, 2001; Murcia *et al.*, 2013; Drovandi *et al.*, 2017).

El elemento dominante presente en la paleocomunidad 8 corresponde al Orden Umkomasiales; *Johnstonia coriacea*, y los elementos subordinados son Umkomasiales del género *Dicroidium* (*D. argenteum*), Cycadales (*Kurtzia cacheutensis*) y Equisetales (*Equisetites fertilis*).

El tipo fisionómico inferido para la paleocomunidad 8 es una vegetación arbustivo-herbácea, donde los matorrales estaban formados en mayor número por *J. coriacea*, *D. argenteum* y *K. cacheutensis*, y en las zonas con acumulación de agua permanente, la presencia de *E. fertilis*.

Paleocomunidades 9, 10 y 11

Las paleocomunidades 9, 10 y 11 corresponden a tres niveles fosilíferos diferentes, sin embargo, al presentar las mismas características depositacionales y los mismos taxones dominantes serán

tratadas de manera agrupada. Los estratos fosilíferos 9, 10 y 11 (EFs 9, 10 y 11) se encuentran en depósitos de la asociación de facies 10 (AF10) o “Miembro Tobas Rosadas”. El ambiente donde se encuentran los estratos fosilíferos, se interpretaron como un sistema fluvial anastomosado de agradación lenta, con la presencia de amplias planicies de inundación y depósitos de *crevasse splay* (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

Los elementos dominantes en las tres paleocomunidades son *Neocalamites carrerei* en la paleocomunidad 9, *Neocalamites carrerei* y *Equisetites fertilis* en la paleocomunidad 10 y *Equisetites fertilis* que aparece como único integrante de la paleocomunidad 11. Como elementos subordinados, aparecen *Dejerseya* cf. *lunensis* en la paleocomunidad 9 y *Heidiphyllum minutifolium* en la paleocomunidad 10.

En lo que respecta a los tipos fisonómicos de cada una de la paleocomunidades, la paleocomunidad 9 se caracteriza por ser matorrales herbáceos de Equisetales, que habitaron zonas anegadas, con presencia de Peltaspermales (*Dejerseya*) en el estrato herbáceo. La paleocomunidad 10 está caracterizada también como matorrales de equisetales (*E. fertilis*), acompañado por elementos arbóreos de Voltziales (*H. minutifolium*). Finalmente, la paleocomunidad 11, está caracterizada por matorrales monoespecíficos de equisetales (*E. fertilis*), que vivieron en ambientes anegados.

Paleocomunidad 12

La paleocomunidad 12 está preservada en el EF 12, correspondiente a la AF 10 o “Miembro Tobas Rosadas” (Ver capítulo IV) (Tablas 7.3.2 a y b).

El único elemento hallado en los estratos fosilíferos de la paleocomunidad 12, corresponde a Umkomasiales de la especie *Rhexoxylon* cf. *cortaderitaense*, sin elementos subordinados de ningún tipo.

Debido a la presencia de este taxón, se infiere un tipo fisonómico de bosque siempreverde, en donde el estrato arbóreo está dominado por Umkomasiales (*R. cf. cortaderitaensis*).

Tafocenosis	Asociación de facies (AF)	Estrato fosilífero (EF)	Ubicación Geográfica
Paleocomunidad 1	AF 8 (“Miembro Tobas Varicolores”)	EF 1	31°31'6.72"S 69°23'40.52"O
Paleocomunidad 2	AF 8 (“Miembro Tobas Varicolores”)	EF 2	31°30'46.23"S 69°23'43.36"O

Paleocomunidad 3	AF 8 ("Miembro Tobas Varicolores")	EF 3	31°30'46.67"S 69°23'42.54"O
Paleocomunidad 4	AF 8 ("Miembro Tobas Varicolores")	EF 4	31°31'9.76"S 69°23'54.61"O
Paleocomunidad 5	AF 8 ("Miembro Tobas Varicolores")	EF 5	31°31'8.25"S 69°23'55.69"O
Paleocomunidad 6	AF 8 ("Miembro Tobas Varicolores")	EF 6	31°28'29.97"S 69°23'26.49"O
Paleocomunidad 7	AF 8 ("Miembro Tobas Varicolores")	EF 7	31°31'7.06"S 69°23'56.61"O
Paleocomunidad 8	AF 8 ("Miembro Tobas Varicolores")	EF 8	31°30'48.02"S 69°23'39.83"O
Paleocomunidad 9	AF 9 ("Miembro Tobas Rosadas")	EF 9	31°31'6.02"S 69°23'57.20"O
Paleocomunidad 10	AF 9 ("Miembro Tobas Rosadas")	EF 10	31°30'48.46"S 69°23'39.08"O
Paleocomunidad 11	AF 9 ("Miembro Tobas Rosadas")	EF 11	31°31'4.42"S 69°23'58.24"O
Paleocomunidad 12	AF 9 ("Miembro Tobas Rosadas")	EF 12	31°30'50.38"S 69°23'35.80"O

Tabla 7.3.2.a. Localización de las paleocomunidades de la Formación El Alcázar.

Tafocenosis	Tipo de vegetación	Taxones dominantes	Taxones subordinados
Paleocomunidad 1	Bosque mixto	<i>Sphenobaiera argentinae</i> ; <i>Tranquiloxyon</i> sp.	-----
Paleocomunidad 2	Matorrales	<i>Equisetites fertilis</i>	<i>Neocalamites carrerei</i> ; <i>Nododendron</i>
Paleocomunidad 3	Matorrales monotípico	<i>Neocalamites carrerei</i>	-----
Paleocomunidad 4	Bosque siempreverde	<i>Rhexoxylon cortaderitaense</i>	<i>Equisetites fertilis</i>
Paleocomunidad 5	Matorrales-Bosque siempreverde (subordinado)	<i>Neocalamites carrerei</i>	<i>Zuberia feistmanteli</i> ; <i>Zuberia</i> sp.; <i>Nododendron</i>
Paleocomunidad 6	Matorrales Herbáceo-arbustivo	<i>Equisetites fertilis</i>	<i>Dicroidium</i> sp.
Paleocomunidad 7	Matorral Herbáceo-arbustivo/ Bosque mixto (subordinado)	<i>Equisetites fertilis</i> ; <i>Neocalamites carrerei</i> ; <i>Cladophlebis mesozoica</i> ; <i>Yabeiella mareyesiaca</i>	<i>Asterotheca</i> cf. <i>hilariensis</i> ; <i>Thaumatopteris barrealensis</i> ; <i>Zuberia zuberi</i> ; <i>Umkomasia</i> cf. <i>macleanii</i> ; <i>Pachydermophyllum pinnatum</i> ; <i>Scytophyllum bonettiae</i> ; <i>Kurtziana cacheutensis</i> ; <i>Sphenobaiera</i> cf. <i>schenkii</i> ; <i>Sphenobaiera</i>

			<i>stormbergensis</i> ; <i>Yabeiella</i> <i>brackebuschiana</i>
Paleocomunidad 8	Herbáceo-Arbustivo	<i>Johnstonia coriacea</i>	<i>Dicroidium</i> <i>argenteum</i> ; <i>Kurtziana</i> <i>cacheutensis</i> ; <i>Equisetites fertilis</i>
Paleocomunidad 9	Matorrales-Herbáceo	<i>Neocalamites</i> <i>carrerei</i>	<i>Dejerseya</i> cf. <i>lunensis</i>
Paleocomunidad 10	Matorral Herbáceo-Arbustivo.	<i>Neocalamites</i> <i>carrerei</i> ; <i>Equisetites</i> <i>fertilis</i>	<i>Heidiphyllum</i> <i>minutifolium</i>
Paleocomunidad 11	Matorrales	<i>Equisetites fertilis</i>	-----
Paleocomunidad 12	Bosque siempreverde	<i>Rhexoxylon</i> cf <i>cortaderitaensis</i>	-----

Tabla 7.3.2.b. Tipo de vegetación, taxones dominantes y taxones subordinados de la Formación El Alcázar.

7.4 Discusión y Análisis de las paleocomunidades del depocentro Agua de los Pajaritos.

Del análisis e interpretación de las paleocomunidades del depocentro Agua de los Pajaritos, se observa que:

1. Las paleocomunidades de la Formación Monina, están caracterizadas por estratos arbustivos dominados por Peltaspermales (paleocomunidad 1) y el género *incetae sedis Protocircoporoylon* (paleocomunidad 2). Sólo en la paleocomunidad 1 se ha podido constatar la presencia de un estrato herbáceo, dominado por peltaspermales, licofitas y elementos *incetae sedis*. En relación a la flora y la arquitectura depositacional, podría decirse que la paleocomunidad 1 corresponde a un matorral herbáceo-arbustivo ubicado en un clima subtropical estacional dominado por peltaspermales, similar a los elementos hallados en la Formación Barreal (Bonetti, 1963, 1968 y 1972; Figura 7.4.a).

La paleocomunidad 2, encontrada unos metros por encima de la anterior, solo presenta un taxón, por lo que se puede decir que correspondería a un bosque de coníferas monotípico, ubicado en la llanura deltaica (Zamuner y Artabe, 1994; Figura 7.4.b).

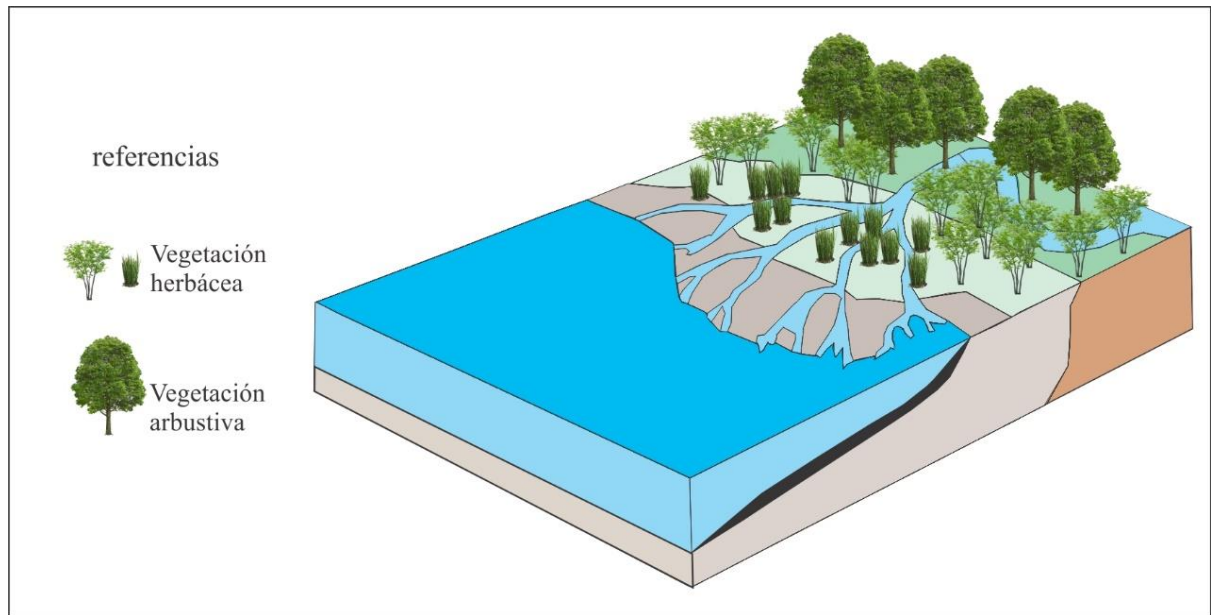


Figura 7.4.a. Reconstrucción esquemática adimensional de la Paleocomunidad 1, Formación Monina.

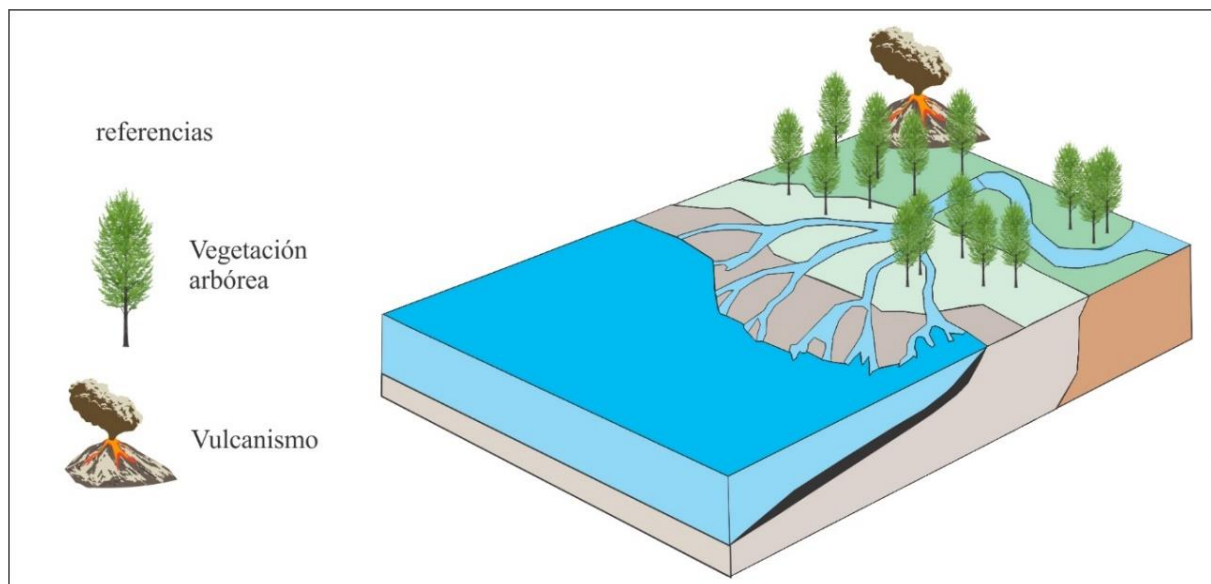


Figura 7.4.b. Reconstrucción esquemática adimensional de la Paleocomunidad 2.

2. La Formación El Alcázar presenta 12 estratos fosilíferos, distribuidos en dos asociaciones de facies diferentes. La AF 9, o “Miembro Tobas Varicolores”, aloja ocho estratos fosilíferos, cada uno tratado como una paleocomunidad individual, y la AF 10 o “Miembro Tobas Rosadas” presenta cuatro estratos fosilíferos.

A partir del análisis de las primeras 8 paleocomunidades se pudo observar que presentan un patrón característico. Las paleocomunidades 1, 4, 5, 7 y 8 contienen una gran cantidad de elementos arbóreos representados en su mayoría por Ginkgoales, Umkomasiales y Gnetales, asociados a Osmundales, Gleicheniales, Marattitales, Peltaspermales y Equisetales como elementos

acompañantes del sotobosque (Figura 7.4.c). En contraposición, las paleocomunidades 2, 3 y 6 tienen como tipo fisionómico dominante matorrales de esfenofitas (*Equisetites* y *Neocalamites*) con algunos elementos aislados pertenecientes a Umkomasiales (paleocomunidad 6; Figura 7.4.d).

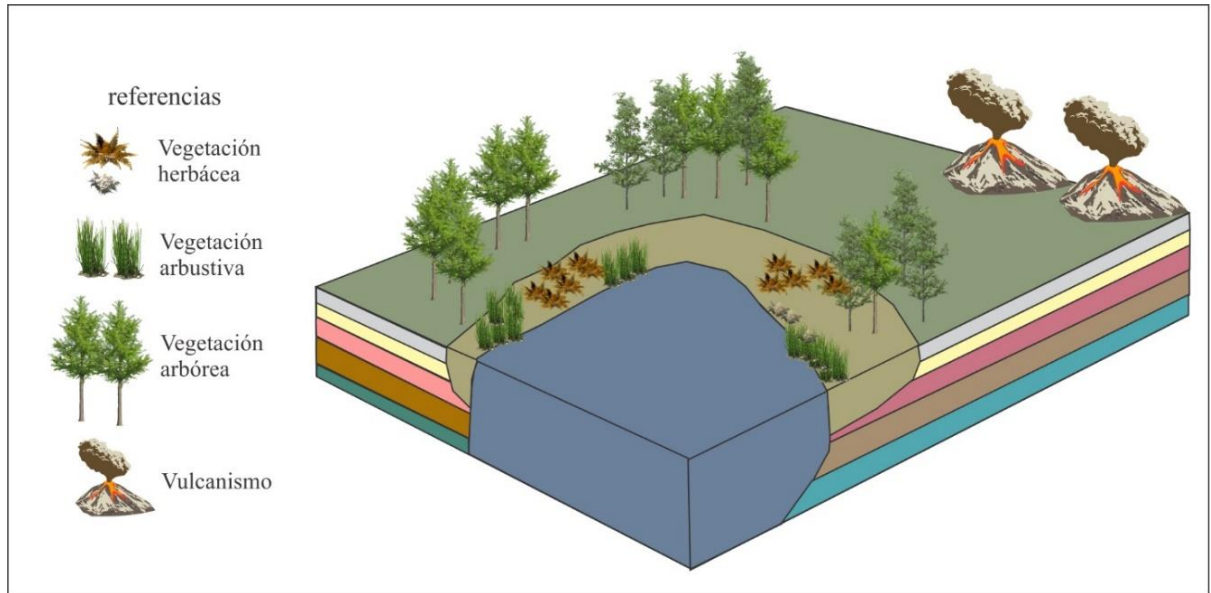


Figura 7.4.c. Reconstrucción esquemática adimensional de las Paleocomunidades 1, 4, 5, 7 y 8, Formación El Alcázar.

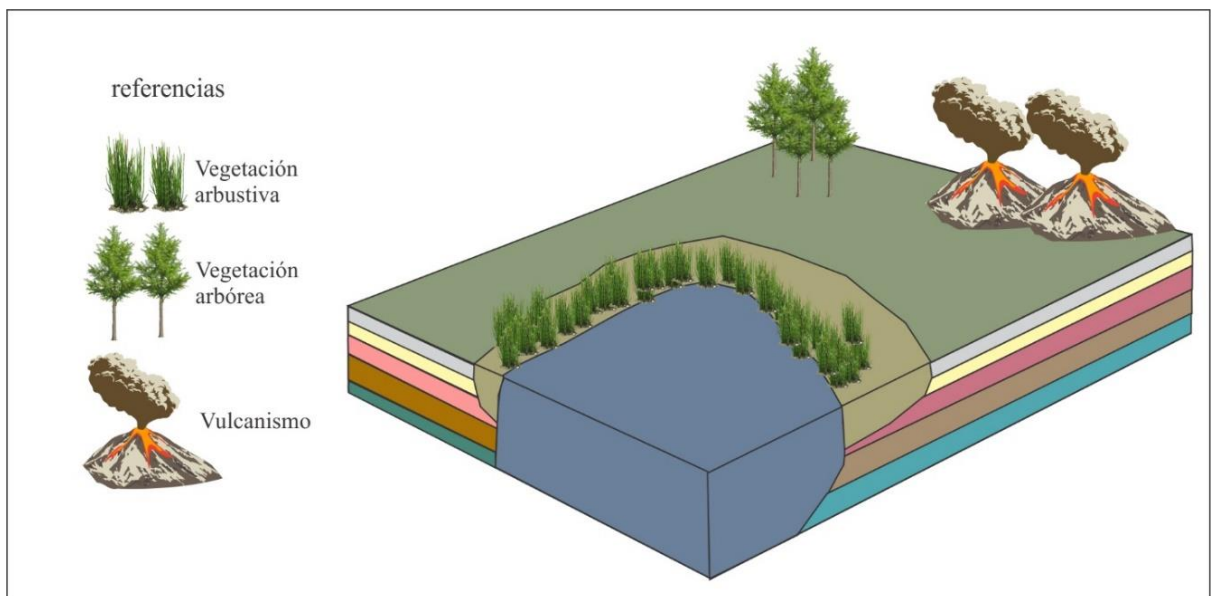


Figura 7.4.d. Reconstrucción esquemática adimensional de las Paleocomunidades 2, 3 y 6, Formación El Alcázar.

Teniendo en cuenta el contexto sedimentario, se puede inferir que habría ocurrido un proceso de sucesión ecológica en donde se observan bosques caducifolios bien establecidos, seguidos por comunidades monotípicas de esfenofitas. Esto sumado al desarrollo de grandes espesores de tobas producto de repetidas erupciones volcánicas, sepultaron tanto los bosques como los matorrales,

los que se han podido desarrollar una y otra vez a lo largo de la columna, en períodos intereruptivos.

Un ejemplo actual, sucedió en 1980 tras la explosión del Monte Santa Elena en el estado de Washington, Estados Unidos. Allí se ha observado que las primeras comunidades en volver a recolonizar los ambientes de llanura anegados por la caída de cenizas volcánicas es la especie *Equisetum arvense*, además constató que luego de 10 años pasado el evento eruptivo, hay un detrimento en la cantidad de *E. arvense* en comparación con especies más especialistas, aunque también se encuentran presentes en las comunidades menos disturbadas (Dale *et al.*, 2005). Teniendo en cuenta los depósitos de la AF 8 de la Formación El Alcázar, podemos decir que luego de un evento intereruptivo que permitió el desarrollo de bosques bien establecidos (paleocomunidades 1, 4, 5, 7 y 8), estos fueron disturbados y sepultados por material volcaniclastico de caída, lo que permitió en un momento posterior la recolonización de las tierras bajas por esfenofitas (paleocomunidades 2, 3, y 6). Estas dieron lugar al desarrollo de una nueva paleocomunidad en donde forman parte de los elementos acompañantes del sotobosque, hasta el momento de la siguiente erupción volcánica.

Las cuatro paleocomunidades restantes se encuentran ubicadas en los depósitos más finos de la AF 10 o “Miembro Tobas Rosadas”. La situación en esta sección de la Formación El Alcázar es distinta a lo ocurrido en la AF 9, debido a que el ambiente depositacional cambia drásticamente. Aquí, las paleocomunidades 9, 10, y 11 corresponden a matorrales de esfenofitas (*Equisetites* y *Neocalamites*), con elementos esporádicos de peltaspermales (*Dejerseya*) y voltziales (*Heidiphyllum*) (Figura 6.4.e). Por encima, la paleocomunidad 12, está representada por leños de *Rhexoxylon cf cortaderitaense* (Umkomasiales), dando como resultado un bosque siempreverde de clima subtropical estacional, cercanos a márgenes de cuerpos de agua canalizados (Artabe *et al.*, 1995, 2001; Bodnar, 2008; Figura 7.4.f).

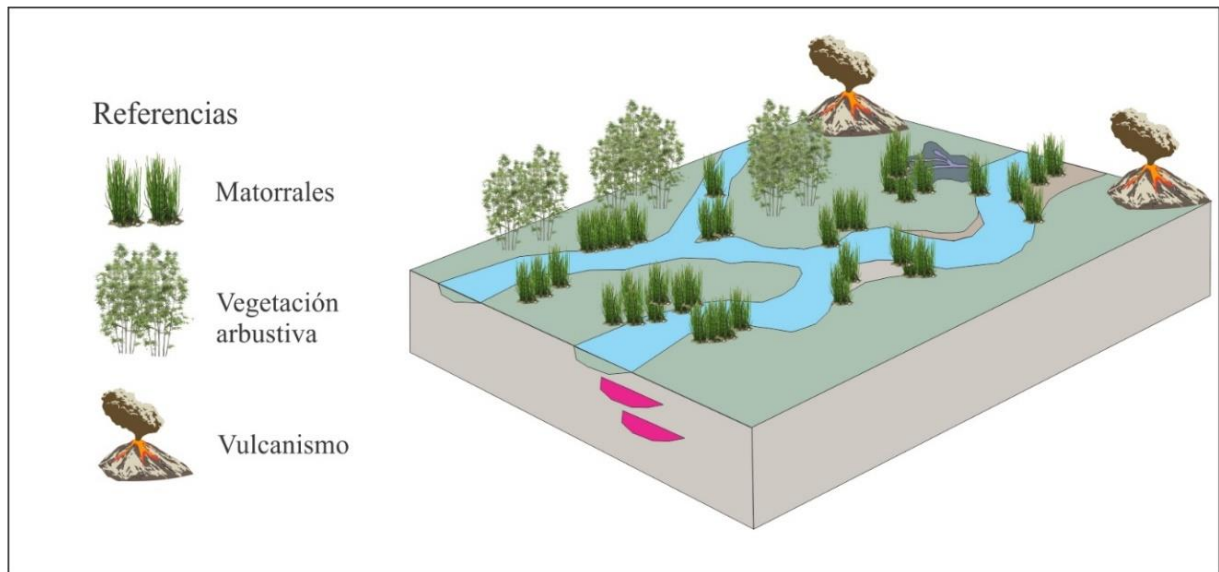


Figura 7.4.e. Reconstrucción esquemática adimensional de las Paleocomunidades 9, 10 y 11, Formación El Alcázar.

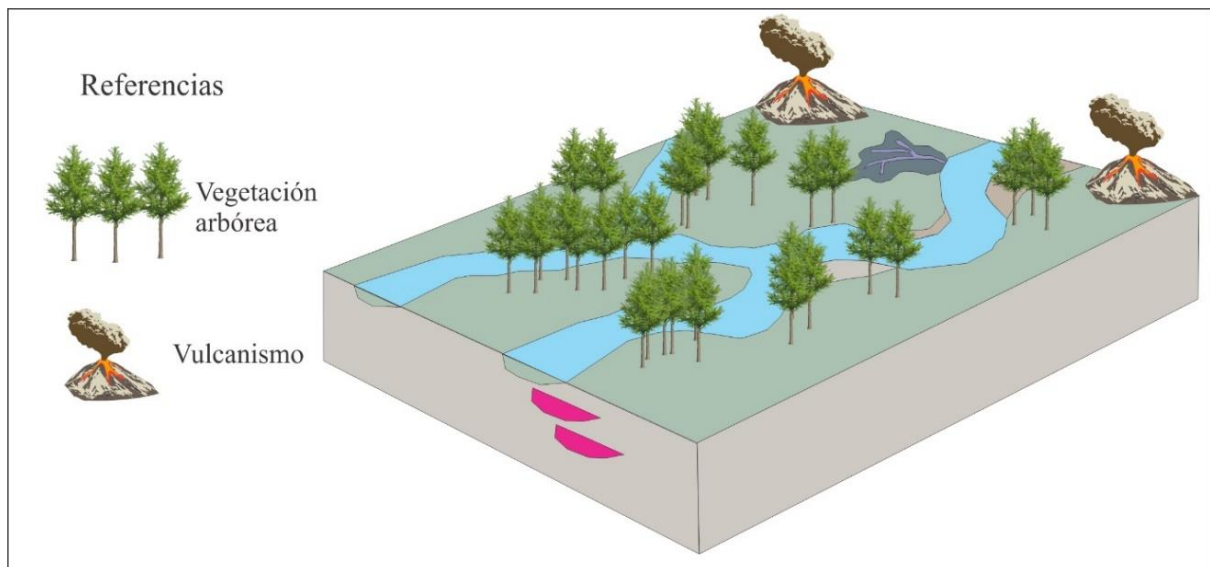


Figura 7.4.f. Reconstrucción esquemática adimensional de la Paleocomunidad 12, Formación El Alcázar.

6.4.1. Inferencias Paleoclimáticas

En zonas con estacionalidad marcada, las plantas desarrollan estrategias ecológicas para soportar la estación desfavorable. Las floras triásicas gondwánicas están caracterizadas en su mayoría por la Familia Umkomasiaceae (=Corystospermaceae). Éstas presentan estrategias para afrontar condiciones climáticas adversas de las que se pueden mencionar el hábito cicadofítico, la picnoxilia, esclerofilia, canales secretores, cutículas gruesas, estomas hundidos y numerosas papilas en la superficie foliar (Petriella, 1985; Artabe *et al.*, 1994).

Tomando como punto de partida los elementos más representativos de la Formación Monina en la paleocomunidad 1, se encuentra dominada por licofitas (*Lepacyclotes*), y un estrato arbustivo dominado por peltaspermales (*Scytophyllum* y *Matatiella* cf. *roseta*). Con lo cual podemos inferir que correspondieron a matorrales herbáceo-arbustivos.

En base a los componentes mayoritarios que presentan las paleocomunidades 1, 4, 5, 7 y 8 correspondientes a la Formación El Alcázar, compuestas en su mayoría por Umkomasiales, Gnetales, Osmundales y Equisetales, se puede inferir que estas comunidades correspondieron a bosques donde el régimen climático era subtropical estacional (Artabe *et al.*, 2001).

Como se dijo al principio del capítulo, el sudoeste de Gondwana estuvo dominado por un clima estacional megamonzónico (Artabe *et al.*, 2003). Una de las evidencias que sustenta esta hipótesis, es la distribución de la Familia Dipteridaceae la cual es un fuerte indicador climático tomando como comparación los géneros actuales *Dipteris* y *Cheiropleura* (Cantrill, 1995; Bodnar *et al.*, 2018). Además, la distribución paleogeográfica de la familia en el Triásico de Gondwana es congruente con los modelos paleoclimáticos propuestos por Robinson (1973), Parrish (1993), Scotese *et al.* (1999), Taylor (1989), Artabe *et al.* (2001), Cúneo *et al.* (2003), Spalletti *et al.*, (2003) entre otros. De acuerdo con este esquema, se infiere que las Formaciones Monina y El Alcázar estuvieron controladas por un régimen climático subtropical estacional con inviernos secos y veranos lluviosos (Ganuza *et al.*, 1998; Artabe *et al.*, 2001 y 2003; Stipanovic, 2002; Bodnar *et al.*, 2018).

Capítulo VIII

8. Correlación litoestratigráfica y bioestratigrafía del depocentro Agua de los Pajaritos.

8.1 Introducción

Durante el Triásico, las rocas sedimentarias se distribuyeron en numerosos depocentros. Las cubetas del centro-oeste de Argentina (cuencas Cuyana, Marayes-El Carrizal e Ischigualasto-Villa Unión) se disponen de manera oblicua al margen sudoeste del continente de Gondwana. El sustrato sobre el cual están apoyadas estas cubetas, corresponde en mayor medida a metamorfitas de alto

o bajo grado, rocas volcánicas paleozoicas y un complejo plutónico-volcánico correspondiente al magmatismo gondwánico que involucra los ciclos que van entre el Paleozoico Superior al Jurásico (Llambías *et al.*, 1993).

En este contexto, los distintos depocentros que forman parte de la Cuenca Cuyana, iniciaron su relleno con depósitos de *sinrift* de manera desconectada entre sí, por lo que las facies basales muestran variación litológica (Rolleri y Criado Roque, 1968; Yrigoyen y Stover, 1970; Stipanícic, 1972, 1979; Kokogian y Boggetti, 1986; Strelkov y Alvarez, 1984; Kokogian y Mansilla, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Barredo 2004 y 2005; Barredo *et al.*, 2012). Posteriormente, se sucedieron otras etapas de relleno correspondientes a *sinrift*, con los posteriores depósitos de *postrift*, lo que posibilitó el desarrollo de secuencias de gran extensión areal y mayor similitud litológica (Barredo 2012).

Generalmente, las columnas observadas en la Cuenca Cuyana, se inician con depósitos gruesos, sobre los cuales se apoyan espesas capas de lutitas, muchas veces bituminosas y en gran medida fosilíferas y que las sucesiones culminan con espesos conglomerados y areniscas de color rojo (Stipanícic, 2001).

En este capítulo se tratará, en primer lugar, la correlación litoestratigráfica de las unidades formacionales que integran el depocentro Agua de los Pajaritos con el resto de los depósitos de la Cuenca Cuyana Norte en la Provincia de San Juan. Para ello, la columna estratigráfica relevada de este depocentro, se comparará con las secuencias ya publicadas para los depocentros Rincón Blanco al oeste y noroeste y Barreal al sur. Además, se presentará el análisis bioestratigráfico, con la comparación de las floras halladas en las formaciones Monina y El Alcázar, con las floras publicadas en los depocentros Rincón Blanco, Barreal y las formaciones fosilíferas del sector Mendocino de la Cuenca Cuyana.

Finalmente, esta información se cotejará con las dataciones radimétricas publicadas, para así poder asignar un intervalo temporal a las sedimentitas triásicas que afloran en el depocentro bajo estudio.

8.2 Correlación litoestratigráfica

Para la correlación litoestratigráfica de los afloramientos triásicos del depocentro Agua de los Pajaritos (formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar; Baraldo y Guerstein 1984; Barredo *et al.*, 2012; Abarzúa, 2016), se tomó como referencia, la columna estratigráfica realizada en esta tesis, la cual tiene un espesor aproximado de 900 metros de potencia. De esta manera se compararon las formaciones con las columnas publicadas para los depocentros Barreal

(formaciones Cerro Colorado del Cementerio, Barreal, Cortaderita y Cepeda; Stipanivic, 1972, 1979; Bodnar *et al.*, 2019) y Rincón Blanco (formaciones Ciénaga Redonda, Cerro Amarillo, Panul, Corral de Piedra, Carrizalito, Casa de Piedra y Marachemill; Barredo, 2004; Barredo y Ramos 2010; Abarzúa, 2016).

Según Lopez Gamundí (1994), los terrenos triásicos septentrionales de la Cuenca Cuyana presentan una configuración tipo hemigraben fuertemente asimétrico, donde la rampa está ubicada hacia el suroeste y el margen activo hacia el noreste. En este marco, los terrenos correspondientes a los depocentros Barreal y Agua de los Pajaritos corresponden a la rampa del hemigraben, los cuales presentaron bajo relieve, una tasa baja de subsidencia y el espesor de las columnas que en el depocentro Barreal es de aproximadamente 600 m (Stipanivic, 1972 y 1979; Abarzúa, 2016) y en Agua de los Pajaritos 1200 m (Baraldo y Guerstein, 1984; Abarzúa, 2016). Mientras que en el depocentro Rincón Blanco, los espesores superan los 3000 m de potencia, mostrando una mayor tasa de subsidencia y constituyendo así el margen activo de la cubeta (Barredo, 2004; Barredo y Ramos 2010; Abarzúa, 2016).

Los tres depocentros se apoyan de manera discordante sobre rocas de edad paleozoica. Los depocentros Rincón Blanco y Agua de los Pajaritos lo hacen en contacto discordante sobre las formaciones Don Polo (Od) o Calingasta (Sil), mientras que el depocentro Barreal se apoya de manera discordante sobre sedimentitas del Grupo Pituil (Paleozoico Superior).

Las secuencias más antiguas de los depósitos triásicos solamente afloran en los depocentros Barreal, representados por la Formación Cerro Colorado del Cementerio (Bodnar *et al.*, 2019), y en el depocentro Rincón Banco, constituidos por la Formación Ciénaga Redonda (Stipanivic., 1972, Barredo *et al.*, 2012). De acuerdo con Bodnar *et al.* (2019) los sistemas de abanicos aluviales de la base de la Formación Cerro Colorado del Cementerio, se correlacionan con los sistemas de abanicos aluviales de la Formación Ciénaga Redonda, esta correlación está basada además en las propuestas de Barredo y Ramos (1997) y Barredo (2004). Mientras que la parte superior de la Formación Cerro Colorado del Cementerio, correspondiente a depósitos distales de barreal, se correlacionan con los niveles basales de la Formación Cerro Amarillo del depocentro Rincón Blanco (Bodnar *et al.*, 2019; Cuadro 1). Esta propuesta, difiere de la correlación hecha por Abarzúa (2016), que correlaciona los depósitos más basales del depocentro Barreal (incluyendo la Formación Barreal) con la Formación Panul del depocentro Rincón Blanco.

La correlación con los depósitos basales del depocentro Agua de los Pajaritos, se inicia con los niveles inferiores de la Formación Agua de los Pajaritos, que corresponde a sistemas entrelazados gravosos y abancos aluviales, se correlacionan con los niveles correspondientes a sistemas aluviales de la Formación Barreal, sección denominada como fanglomerado Barreal en el depocentro de Barreal, y con la Formación Panul (Borrello y Cuerda 1965, Barredo, 1999; Barredo y Stipanivic, 2002) del depocentro Rincón Blanco (Barredo, 1999, 2004 y 2012; Abarzúa, 2016; Bodnar *et al.*, 2019; Cuadro 1). Coronando la Formación Agua de los Pajaritos, aparecen niveles asociados a un sistema meandriforme areno-gravoso, el cual tiene sus equivalentes laterales en la parte alta de la Formación Barreal y con los sistemas fluviales de la Formación Corral de Piedra en Rincón Blanco (Barredo, 2012; Abarzúa, 2016; Bodnar *et al.*, 2019; Cuadro 1).

Por encima de la Formación Agua de los Pajaritos, se encuentran los depósitos de la Formación Monina. Si bien se la ha clasificado paleoambientalmente como un típico sistema lacustre, la arquitectura depositacional de la Formación Monina, en el área donde fue definida, presenta variaciones faciales que permiten identificar sistemas deltaicos en la base, un sistema meandriforme arenoso de poca duración en la parte media y un sistema lacustre poco profundo hacia el techo de la formación (Drovandi *et al.*, 2019; ver capítulo IV). Los equivalentes laterales de esta unidad en el depocentro Barreal serían los niveles palustres del techo de la Formación Barreal, ya que no se han descripto secuencias lacustres en sentido estricto para esta unidad (Bodnar *et al.*, 2019) y la Formación Carrizalito en el depocentro Rincón Blanco, interpretado como un sistema lacustre (Barredo, 2012; Abarzúa, 2016; Cuadro 1).

La Formación Hilario ha sido ubicada estratigráficamente por encima de la Formación El Alcázar (Stipanivic, 1972 y 1979) sin embargo luego del levantamiento de detalle realizado por Baraldo y Guerstein (1984) esta se ubica por encima de la Formación Monina (ver Capítulo III). Las descripciones paleoambientales de esta unidad coinciden con lo expuesto por Barredo (2012), en que se trata de un sistema de plataforma deltaica poco profundo con influencia volcanoclástica (Barredo, 2012; esta tesis Capítulo IV). La Formación Hilario se correlaciona con los niveles palustres de la Formación Barreal y con la base de la Formación Casa de Piedra en el depocentro Rincón Blanco (Abarzúa, 2016) o bien con la Formación Carrizalito (Bodnar *et al.*, 2019) (Cuadro 1).

Hacia el techo del depocentro Agua de los Pajaritos, se encuentra la Formación El Alcázar. Esta unidad está constituida por cuatro “miembros”, Chonítico, Tobas Blancas, Tobas Varicolores y Tobas Rosadas; (Baraldo y Guerstein, 1984). Esta sucesión fue puesta en duda en esta

contribución, ya que el miembro Chonítico, por su arreglo facial podría corresponder a otra unidad (ver capítulo III). En esta unidad se definieron cuatro asociaciones de facies donde las tres primeras coincidirían con los miembros Tobas Blancas, Tobas Varicolores y Tobas Rosadas, y se le agregó una asociación de facies más, la AF 11, que se encuentra coronando la secuencia (ver capítulo IV).

Según Abarzúa (2016), toda la Formación El Alcázar es un equivalente lateral de la Formación Cortaderita en el depocentro Barreal y de la Formación Casa de Piedra en el depocentro Rincón Blanco. Bodnar *et al.* (2019) dividen a la Formación Cortaderita en dos miembros bien definidos, el inferior o Miembro Don Raúl y el superior o Miembro La Emilia. Según estos autores, el primer miembro sería equivalente a la Formación Hilario, más la parte inferior y media (“miembros” Tobas Blancas y Tobas Varicolores) de la Formación El Alcázar, los que a su vez se correlacionarían con los depósitos lacustres de la Formación Carrizalito en el depocentro Rincón Blanco, a diferencia de lo que propuso Abarzúa, (2016). Mientras que la parte alta de la Formación El Alcázar (“miembro Tobas Rosadas”) estaría correlacionada con el Miembro La Emilia, y estos podrían llegar a ser equivalentes laterales de la Formación Casa de Piedra en Rincón Blanco, aunque hasta el momento no existen evidencias tectónicas que avalen una continuidad en los depocentros (Cuadro 1).

A partir del levantamiento de la columna sedimentaria de la Formación El Alcázar, se pudo caracterizar de forma detallada cada uno de sus miembros, y dividirlos en asociaciones de facies (ver capítulo IV). En este sentido, la AF 8 o “Miembro Tobas Blancas” presenta similitudes ambientales y de la arquitectura depositacional a los bancos tobáceos del techo la Formación Barreal (Bodnar *et al.*, 2019). Ambos corresponden a niveles de tobas de caída no retrabajados (primarias, Murcia *et al.*, 2013) con restos de troncos carbonizados, alternados con depósitos de planicie de inundación, bioturbadas y moteado, evidenciando pedogénesis incipiente. Sin embargo, los espesores que presentan los bancos tobáceos de la Formación Barreal, no superan el metro de potencia, en cambio, en el “Miembro Tobas Blancas”, estos bancos tienen entre 2 a 3 metros de potencia.

En base a estas evidencias, el equivalente lateral de la base de la Formación El Alcázar podrían ser los niveles superiores de la Formación Barreal. En el depocentro Rincón Blanco, podrían ser equivalentes a la Formación Casa de Piedra (Barredo y Ramos, 2010; Barredo, 2012; Abarzúa, 2016) o bien a la Formación Carrizalito (Bodnar *et al.*, 2019; Cuadro 1).

Por encima, se encuentra el “Miembro Tobas Varicolores”, que se correlaciona con el “Miembro Don Raúl” correspondiente a la Formación Cortaderita. Estas dos unidades presentan una arquitectura depositacional similar, dominada por niveles de tobas y cenizas finas, con presencia de paleosuelos y una abundante cantidad de paleoflora en los niveles de llanura de inundación. Además, tienen la particularidad que en ambas secciones (Formación El Alcázar y Formación Cortaderita), representan los niveles con mayor cantidad y diversidad de paleoflora y presentan bancos de bentonitas a lo largo de toda su sección, los que son explotados con fines mineros. Estos niveles se correlacionarían en el depocentro Rincón Blanco con la Formación Casa de Piedra, en coincidencia con lo que proponen Barredo *et al.* (2016) Abarzúa (2016) y Bodnar *et al.* (2019) (Cuadro 1).

Hacia el techo de la Formación El Alcázar, se definió la asociación de facies 10, o “Miembro Tobas Rosadas”. Esta unidad se correlaciona lateralmente con el Miembro La Emilia, correspondiente a la Formación Cortaderita (Bodnar *et al.*, 2019; Cuadro 1).

Coronando la Formación El Alcázar, se definió la asociación de facies 10 (AF10), que lateralmente se propone en esta contribución equivalente a los niveles inferiores de la Formación Cepeda, caracterizada en sus primeros metros por sistemas aluviales con presencia de flujos gravitacionales. Estos niveles también son correlacionables con la base de la Formación Marachemill, definida por Barredo (2004) en el depocentro Rincón Blanco (Barredo, 2012; Abarzúa, 2016; Cuadro 1).

Si bien las correlaciones planteadas en este apartado, difieren con las ya publicadas por diversos autores (Stipanovic 1972, 1979, 2002; Barredo y Ramos, 1997; Barredo 2005, 2012; Abarzúa, 2016; Bodnar *et al.*, 2019), la correlación es compleja debido a que los afloramientos en el depocentro Agua de los Pajaritos, han sufrido una fuerte deformación tectónica, y además, en muchos lugares, la secuencia se encuentra cubierta por depósitos de las Formaciones Loma del Inca o Villanueva (Neógeno) o bien por la cubierta cuaternaria.

Depocentro Agua de los Pajaritos (Esta contribución)		Depocentro Barreal (Abarzúa, 2016; Bodnar <i>et al.</i> , 2019)		Depocentro Rincón Blanco (Barredo y Ramos, 2010; Barredo <i>et al.</i> , 2012; Abarzúa, 2016)	
Fm. El Alcázar ?	A.F. 11 (Fluvial)	Fm. Cepeda (Fluvial)		Fm. Marachemill (Aluvial-Fluvial)	
	A.F. 10 (Fluvial)	Fm. Cortaderita	Mb. La Emilia (Fluvial)	Fm. Casa de Piedra (Deltaico-Fluvial)	
	A.F. 9 (Palustre)		Mb. Don Raúl (Palustre)		
	A.F. 8 (Volcaniclástico)	Fm. Barreal	Facies Volcanicas		Fm. Carrizalito (Lacustre) ?
	Fm. Hilario (Deltaico-Fluvial)		Facies Palustres		
Fm. Monina (Deltaico-Lacustre)	Facies Palustres				
Fm. Agua de los Pajaritos (Fluvial)	Facies Fluviales		Fm. Corral de Piedra (Fluvial)		
	Fanglomerado Barreal (Abanico Aluvial)		Fm. Panul (Aluvial-Fluvial)		
?		Fm. Cerro Colorado del Cementerio (Abanico Aluvial)		Fm. Cerro Amarillo (Fluvial) Fm. Ciénaga Redonda (Aluvial)	

Cuadro 1. Cuadro de correlación de todas las unidades litoestratigráficas del norte de la cuenca Cuyana en la Provincia de San Juan.

8.3 Bioestratigrafía y edad de la Formación El Alcázar

8.3.1 Introducción

Los cambios ambientales acontecidos durante el Triásico, determinaron un recambio florístico a nivel mundial, en la mayoría de los grupos vegetales, con extinción de ciertas líneas y el desarrollo de grupos nuevos más competitivos (Zamuner *et al.*, 2001).

En Gondwana, ocurre la sustitución de floras paleofíticas (flora de *Glossopteris*) de finales del Pérmico, por floras de características mesofíticas (flora de *Dicroidium*), las cuales se empiezan a desarrollar a finales del Pérmico y se asientan como dominantes a lo largo del Triásico hasta el Jurásico Temprano (Bomfleur *et al.*, 2007; Hamad *et al.*, 2008; Sagasti *et al.*, 2019).

El clima estacional megamonzónico que dominó gran parte del Triásico, favoreció el desarrollo y la dominancia de grupos adaptados a condiciones climáticas estacionales, con intermitentes períodos de humedad y aridez, como son las corystospermas, familia que dominó las comunidades gondwánicas durante el Triásico (Archangelsky, 1990, 1996; Zavattieri, 1995; Ottone, 2006; Artabe *et al.*, 2003 y 2007).

En la Argentina, las floras triásicas se caracterizan por presentar endemismos, con una distribución temporal acotada. Los grupos más importantes que formaron parte de las comunidades paleoflorísticas son: Pleuromeiaceae, Phyllothecaceae, Equisetaceae, Apocalamitaceae, Asterothecaceae, Osmundaceae, Gleicheniaceae, Dipteridaceae, Peltaspermaceae, Corystospermaceae, Zamiaceae, Stangeriaceae, Ginkgoales, Voltziaceae, Podocarpaceae, Araucariaceae (Zamuner *et al.*, 2001; Morel *et al.*, 2003).

8.3.2. Biozonación paleoflorística de Gondwana

Retallack, (1977), define cuatro zonas para las floras de Gondwana, denominadas “zonas de Oppel”, las cuales están dominadas por pteridospermas. El autor analizó las paleofloras del este de Australia y las comparó con las cuencas triásicas gondwánicas como son la cuenca del Karoo (Sudáfrica) y Cuyana (Argentina).

De acuerdo con Retallack (1977) los límites de cada biozona están determinados por cinco eventos: 1) la inmigración de *Lepidopteris callipteroides* a las floras gondwánicas, 2) la diferenciación de *Zuberia zuberi*, 3) la diferenciación de *Dicroidium odontopteroides*, 4) la aparición del género *Yabeiella*, y finalmente 5) la extinción del género *Dicroidium*. Además, la edad de las biozonas fue determinada mediante fósiles marinos asociados, principalmente ammonoideos (Furnish, 1973; Tozer, 1971; Retallack, 1977), y de la extrapolación de datos isotópicos de rocas extrusivas.

Las biozonas definidas por Retallack (1977) son de base a techo:

1. **Zona de Oppel** de *Lepidopteris callipteroides*: de edad eotriásica (=Chidruano a Smithiano), está dominada por *Lepidopteris callipteroides*, siendo también comunes algunas especies de *Voltziopsis*, *Dicroidium hughesi* y *Zuberia barrealensis*.
2. **Zona de Oppel** de *Zuberia zuberi* de edad mesotriásica temprana (=Smithiano a Anisiano temprano), está caracterizada por la abundancia de hojas de *Zuberia zuberi*, sus estructuras reproductivas *Pteruchus barrealensis* y órganos cupulados grandes comparables con *Umkomasia*. *Dicroidium dubium* subsp. *australe*, *Pleuromiea* spp. y sus conos *Cylostrobus* están aparentemente restringidos a esta zona.
3. **Zona de Oppel** de *Dicroidium odontopteroides*: de edad mesotriásica tardía (=Anisiano tardío a Ladiniano), se distingue por la presencia de *Dicroidium odontopteroides*, *Pteruchus johnstonii* y *Pilophorosperma* spp. Como así también son comunes *Dicroidium eskense*, *Johnstonia*, y *Linguifolium*.

4. **Zona de Oppel** de *Yabeiella*: de edad neotriásica (=Carniano a Retiano), definida por la presencia de *Yabeiella* y *Fraxinopsis*.

En la Argentina, se han reconocido la biozona 2 (de *Zuberia zuberi*) para la Formación Barreal, la biozona 3 (de *Dicroidium odontopteroides*) para la Formación Cortaderita y la biozona 4 (de *Yabeiella*) para la Formación Potrerillos, ambas en la cuenca Cuyana (Bodnar, 2010).

8.3.2. Biozonación paleoflorística para Argentina

Para el Triásico de la Argentina, Spalletti *et al.* (1999) definieron cinco biozonas de asociación a partir de megaflore, basándose en la abundancia de taxones a través del tiempo.

Esta biozonación, tuvo en consideración la presencia de elementos más abundantes y/o exclusivos, para lo cual se tomaron tres aspectos principales: la estirpe pérmica o jurásica de los taxones, el nivel evolutivo y el acmé. Además, para poder otorgarles una edad a los niveles portadores de paleoflora, los datos se cotejaron con las relaciones geológicas de los niveles fosilíferos, junto con dataciones absolutas ya publicadas (Spalletti *et al.*, 1999; Morel *et al.*, 2003).

Así, las biozonas para la Argentina son:

1. Biozona de *Dictyophyllum castellanosii*, *Johnstonia stelzneriana*, *Saportaea dichotoma* (**CSD**): de edad mesotriásica temprana, sus elementos diagnósticos son *Dictyophyllum castellanosii* y *D. barrealensis* (Dipteridaceae); *Zuberia feistmanteli*, *Z. barrealensis*, *Z. zuberi*, *Dicroidium dubium* y *Johnstonia stelzneriana* (Corystospermaceae); *Saportaea flabellata*, *S. dichotoma* y *S. intermedia* (Ginkgoales); y *Heidiphyllum elongatum* (Voltziaceae).
2. Biozona de *Yabeiella mareyesiaca*, *Scytophyllum bonettiae*, *Rhexoxylon* (= *Protophyllocladoxylon*) *cortaderitaense* (**MBC**): de edad mesotriásica tardía, sus taxones diagnósticos son *Zuberia feistmanteli*, *Z. papillata*, *Z. zuberi*, *Rhexoxylon cortaderitaense*, *Cuneumxylon spallettii* y *Tranquiloxydon* (Corystospermaceae); *Scytophyllum bonettiae* y *Pachydermophyllum praecordillerae* (Peltaspermaeae); *Kurtziana cacheutensis* (Cycadales); *Yabeiella mareyesiaca* (Gnetales); y *Araucarioxylon protoaraucana* (Araucariaceae).
3. Biozona de *Yabeiella brackebuschiana*, *Scytophyllum neuburgianum*, *Rhexoxylon piatnitzkyi* (**BNP**): de edad neotriásica temprana, sus elementos diagnósticos son *Zuberia papillata*, *Z. zuberi*, *Z. sahnii*, *Johnstonia coriacea*, *Rhexoxylon piatnitzkyi* (Corystospermaceae); *Scytophyllum neuburgianum* y *Pachydermophyllum praecordillerae*

- (Peltaspermeaceae); *Yabeiella brackebuschiana* (Gnetales); *Araucarioxylon* sp. y *Protojuniperoxylon ischigualastense* (Coniferales); y *Heidiphyllum elongatum* (Voltziaceae).
4. Biozona de *Dicroidium odontopteroides* y *Dicroidium lancifolium* (OL) de edad neotriásica, sus taxones diagnósticos son *Dicroidium* (Corystospermaceae); y *Yabeiella* (Gnetales).
 5. Biozona de *Dictyophyllum tenuiserratum*. *Linguifolium arctum*, *Protocircoporoxyton marianaensis* (DLM): de edad neotriásica tardía, sus elementos diagnósticos son *Cladophlebis grahami* y *C. denticulata* (Osmundaceae), *Dictyophyllum chihuihuensis*, *D. tenuiserratum* y *D. rothi* (Dipteridaceae); *Rhexoxylon brunoi*, *Dicroidium crassum*, *D. odontopteroides*, *D. lancifolium*, *Xylopteris argentina* y *X. elongata*, (Corystospermaceae). También son abundantes *Scleropters grandis*, *Linguifolium arctum*, *L. lillealum*, *L. steinmanii* y *L. tenison-woodsii*; y coniferofitas como *Fraxinopsis*, *Telemachus*, *Heidiphyllum* y *Protocircoporoxyton marianaensis*.

En el sector sanjuanino de la cuenca Cuyana, se reconocieron las biozonas CSD para la Formación Barreal, y la biozona MBC para el Miembro Don Raúl y para el Miembro La Emilia, en la Formación Cortaderita (Bodnar, 2010; Bodnar *et al.*, 2019).

8.3.3. Bioestratigrafía y edad de las formaciones Monina y El Alcázar

Debido a que solamente se hallaron restos de megaflore en estas dos unidades litoestratigráficas, las interpretaciones bioestratigráficas se evaluarán en las formaciones Monina y El Alcázar.

De acuerdo con Spanicic (1972, 1979), los depósitos de Barreal-Hilario, en base a la megaflore hallada, corresponden a una edad ladiniana-neotriásica. El autor, apoya este fechado en la asociación palinológica descrita por Yrigoyen y Stover (1968) para el Grupo Rincón Blanco, y las correlaciones hechas entre los depocentros ubicados al norte de la cuenca Cuyana en la provincia de San Juan, con el Grupo Uspallata, aflorante en la provincia de Mendoza.

Ganuza *et al.* (1998), basándose en las paleocomunidades halladas en la Formación El Alcázar, le asignaron una edad mesotriásica tardía-neotriásico temprana, correspondiente al Piso Cortaderitano, ya que presenta elementos diagnósticos de la biozona MBC como son *Yabeiella mareyesiaca*, *Scytophyllum bonettiae* y *Rhexoxylon* (= *Protophyllocladoxylon*) *cortaderitaensis*.

A partir del análisis de la composición taxonómica de los niveles fosilíferos relevados en las Formaciones Monina y El Alcázar, se pudo ver que, de los 23 taxones identificados, 8 (el 34%) tienen un biocrón que corresponde al intervalo de tiempo ubicado entre los pisos Anisiano-Rhaetiano. Además, 6 taxones (el 26%) se encuentran acotados al intervalo Ladiniano-Carniano (Cuadro 7.3.3a).

En la Formación El Alcázar, las especies *Yabeiella mareyesiaca*, *Scytophyllum bonettiae* y *Rhexoxylon cortaderitaense*, sumado a *Kurtziana cacheutensis*, son elementos diagnósticos de la biozona de asociación MBC, correspondiente al Mesotriásico Tardío. Por último, teniendo en cuenta la distribución de la especie *Rhexoxylon cortaderitaense*, la cual se encontró tanto en la AF8 o “Miembro Tobas Varicolores”, como en la AF9 o “Miembro Tobas Rosadas”, y es tomada como uno de los componentes de la biozona de asociación MBC, se podría considerar que, similar a lo planteado por Bodnar (2010) y Bodnar *et al.* (2019), no habría un hiatus temporal entre ambas secciones el cual fue planteado por Spalletti *et al.* (1999).

Taxones/Distribución Estratigráfica	M	E A	TRIASICO							Ju
			Induano/ Olenekiano		Anisiano/ Ladiniano		Carniano/ Noriano/RhaetianoRetiano			
<i>Equisetites fertilis</i>		X								
<i>Neocalamites carrerei</i>		X								
<i>Thaumatopteris barrealensis</i>		X								
<i>Cladophlebis mesozoica</i>		X								
<i>Dicroidium argenteum</i>		X								
<i>Dicroidium odontopteroides</i>		X								
<i>Zuberia feistmanteli</i>		X								
<i>Zuberia zuberi</i>		X								
<i>Johnstonia coriacea</i>		X								
<i>Umkomasia macleanii</i>		X								
<i>Rhexoxylon cortaderitaense</i>		X								
<i>Scytophyllum bonettiae</i>		X								
<i>Pachydermophyllum pinnatum</i>		X								
<i>Dejerseya lunensis</i>		X								
<i>Matatiella roseta</i>	X									
<i>Kurtziana cacheutensis</i>		X								
<i>Acevedoa rastroensis</i>	X									
<i>Sphenobaiera schenkii</i>		X								
<i>Sphenobaiera argentinae</i>		X								
<i>Sphenobaiera stormbergensis</i>		X								
<i>Heidiphyllum minutifolium</i>		X								
<i>Yabeiella brackebuschiana</i>		X								
<i>Yabeiella mareyesiaca</i>		X								

Cuadro 8.3.3a. Distribución temporal de los taxones hallados en las formaciones Monina (M) y El Alcázar (EA).

En segundo lugar, se compararon los 21 taxones hallados en la Formación El Alcázar, con las formaciones triásicas portadoras de flora más representativas de la Argentina (Cuadro 7.3.3b). Para este análisis se tuvieron en cuenta los taxones asignados a nivel de especie, ya que son los más representativos. Por este motivo, no se tuvo en consideración la Formación Monina, debido a que presenta solamente dos taxones asignados a nivel específico.

<i>Taxones/Formaciones</i>	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
<i>Equisetites fertilis</i>	X		X				X		X		
<i>Neocalamites carrerei</i>	X		X	X			X	X	X	X	
<i>Cladophlebis mesozoica</i>			X	X			X		X		
<i>Thaumatopteris barrealensis</i>		X									
<i>Dicroidium argenteum</i>	X								X		
<i>Dicroidium odontopteroides</i>	X	X	X	X		X	X	X	X	X	
<i>Johnstonia coriacea</i>		X	X				X		X		
<i>Zuberia feistmanteli</i>	X	X		X							
<i>Zuberia zuberi</i>	X	X	X	X	X	X	X	X		X	
<i>Umkomasia cf. macleani</i>	X										
<i>Rhexoxylon cortaderitaense</i>	X										
<i>Pachydermophyllum pinnatum</i>			X								
<i>Scytrophyllum bonettiae</i>	X										
<i>Dejersya cf. lunensis</i>											
<i>Kurtziana cacheutensis</i>				X		X			X		
<i>Sphenobaiera argentinae</i>	X	X	X	X					X		
<i>Sphenobaiera cf. schenkii</i>	X										
<i>Sphenobaiera stormbergensis</i>	X	X							X		
<i>Heidiphyllum minutifolium</i>	X										
<i>Yabeiella brackebuschiana</i>	X	X	X	X			X		X		
<i>Yabeiella mareysiaca</i>	X		X	X			X		X		

Cuadro 8.3.3b. Cuadro comparativo de presencia/ausencia de los taxones presentes en la Formación El Alcázar con otras unidades estratigráficas de la Argentina. **A.** Formación Cortaderita. **B.** Formación Barreal. **C.** Formación Potrerillos. **D.** Formación Cacheuta. **E.** Formación Río Blanco. **F.** Formación Paso Flores. **G.** Formación Los Rastros. **H.** Formación Ischigualasto. **I.** Formación Carrizal. **J.** Formación Casa de Piedra. **K.** Formación Corral de Piedra. En naranja se resaltan los taxones que no han sido citados para las formaciones triásicas utilizadas en el análisis

De los 21 taxones hallados en la Formación El Alcázar, solamente 1 (*Dejersya cf. lunensis*), no está presente en ninguna de las formaciones triásicas con las que se comparó. Además, se vio que dos taxones (*Rhexoxylon cortaderitaense* y *Scytrophyllum bonettiae*) no son endémicos de la Formación Cortaderita, ya que es compartido con la Formación El Alcázar. Por lo tanto, la Formación El Alcázar presenta los siguientes grados de similitud con las unidades comparadas:

- 1) Formación Cortaderita: 15 taxones en común, 71%.
- 2) Formación Barreal: 8 taxones en común, 38%.
- 3) Formación Potrerillos: 10 taxones en común, 47%.
- 4) Formación Cacheuta: 9 taxones en común, 42%.
- 5) Formación Río Blanco: 1 taxón en común, 4%.
- 6) Formación Paso Flores: 3 taxones en común, 14%.
- 7) Formación Los Rastros: 8 taxones en común, 38%
- 8) Formación Ischigualasto: 3 taxones en común, 14%.
- 9) Formación Carrizal: 11 taxones en común, 52%.
- 10) Formación Corral de Piedra: 3 taxones en común, 14%
- 11) Formación Casa de Piedra: 0 taxones en común.

Además, se realizó el análisis de clúster (UPGMA) con el índice de Dice, sobre la presencia/ausencia de taxones por formaciones para las formaciones con paleofloras más representativas del Triásico de Argentina (Tabla 8.3).

A partir del análisis de agrupamiento (Figura 8.3) se observó que: La Formación El Alcázar se encuentra agrupada con las formaciones Carrizal (cuenca Marayes- El Carrizal), Los Rastros (cuenca Ischigualasto-Villa Unión), la Potrerillos (cuenca Cuyana Provincia de Mendoza) y Cacheuta (cuenca Cuyana Provincia de Mendoza) con las que comparte la mayor cantidad de taxones en común. Todas las formaciones anteriormente citadas, conforman una única agrupación, que tiene como elemento más cercano a la Formación Cortaderita (cuenca Cuyana, depocentro Barreal, Provincia de San Juan). Por fuera de este agrupamiento, se encuentra la Formación Ischigualasto (cuenca Ischigualasto-Villa Unión), que probablemente se ubique en la base del agrupamiento debido a la falta de actualización en cuanto a su contenido paleoflorístico.

Finalmente, las formaciones Río Blanco (cuenca Cuyana Provincia de Mendoza) y Casa de Piedra (cuenca Cuyana, depocentro Rincón Blanco, Provincia de San Juan) se encuentran agrupadas, ya que comparten un solo taxón (*Zuberia zuberi*) y muy pocos taxones en relación a las demás formaciones analizadas. La Formación Corral de Piedra (cuenca Cuyana, depocentro Rincón Blanco, Provincia de San Juan) se encuentra sola en la base del gráfico, debido a que solo está registrada la especie *Lepidopteris madgascariensis* que, si bien presenta restos de megafloras asociadas a estructuras reproductivas, no se han podido identificar las especies.

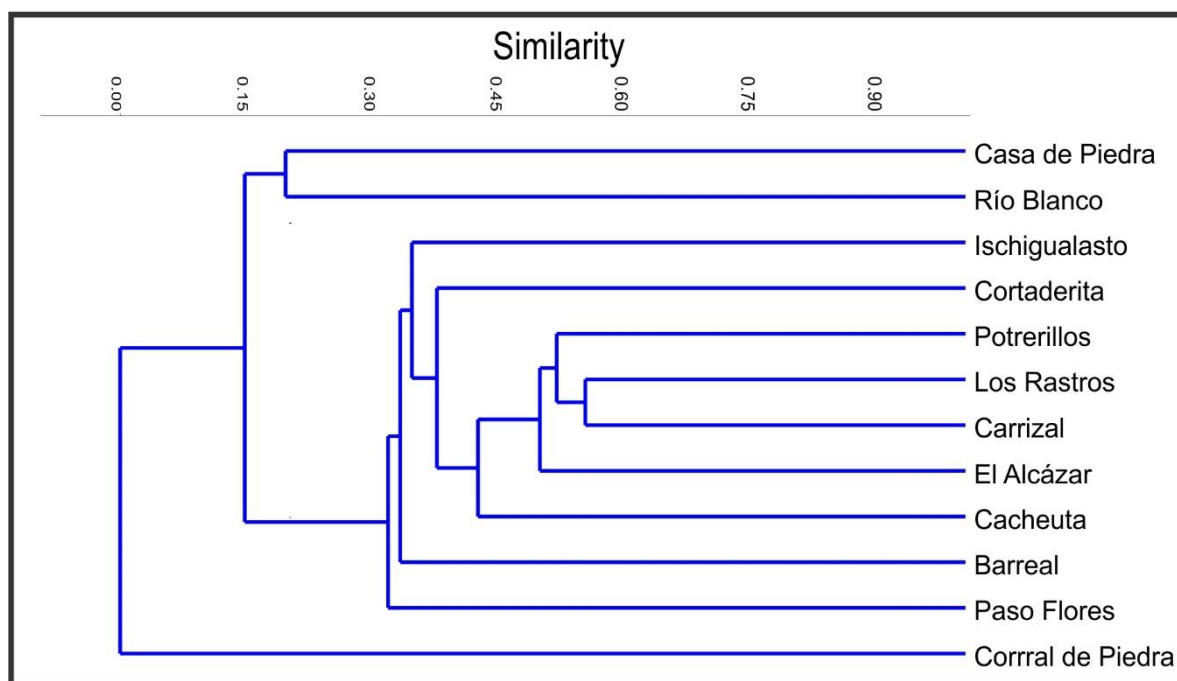


Figura 8.3. Fenograma obtenido a partir del análisis de agrupamiento (UPGMA), realizado en las unidades estratigráficas más representativas del Triásico de Argentina en cuanto a su contenido paleoflorístico.

Teniendo en consideración el análisis del contenido paleoflorístico y el análisis de agrupamiento, la Formación El Alcázar presenta mayor semejanza con las formaciones Cortaderita (71%), y Carrizal (52%). A partir de los taxones presentes en la Formación El Alcázar, correspondería a la biozona de Oppel n° 3, ya que se registró *Dicroidium odontopteroides* y el género *Jhonstonia*. Esto es compatible con la edad asignada a estas dos formaciones, las cuales se ubican en el Piso Cortaderitiano (Mesotriásico alto-Neotriásico bajo). Estos porcentajes, si bien un poco más bajos, se corresponden con las formaciones asignadas al Mesotriásico, como son Potrerillos, Cacheuta, Los Rastros y Barreal. También se puede observar las diferencias con las formaciones Paso Flores, Ischigualasto y Río Blanco, las cuales son asignadas al Neotriásico Medio-Alto.

Por último, si tenemos en cuenta las dataciones radimétricas disponibles en la literatura, podemos ver que Spalletti *et al.* (2008) acotan la edad absoluta de la Formación Potrerillos, en el cerro Bayo, a 239.2 ± 4.5 Ma, 239.7 ± 2.2 Ma y 230.3 ± 2.3 Ma, correspondiendo al Mesotriásico Tardío. Barredo *et al.* (2012) circunscriben la edad de la Formación Corral de Piedra a 239.5 ± 1.9 Ma, asignándola a una edad Mesotriásica tardía. En base a las correlaciones litoestratigráficas y paleoflorísticas, podemos decir entonces que la Formación El Alcázar corresponde al intervalo Mesotriásico Tardío-Neotriásico Temprano.

Taxones / Formaciones	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L
1. <i>Muscites guescelini</i>												
2. <i>Pleuromeia sternbergi</i>												
3. <i>Lepidanthium sporiferum</i>								1				
4. <i>Phyllothea australis</i>			1			1		1				
5. <i>Phyllothea gracilis</i>			1									
6. <i>Phyllothea griesbachii</i>												
7. <i>Equisetites fertilis</i>	1		1			1		1	1	1		
8. <i>Equisetites quimdecidentata</i>												
9. <i>Neocalamites carrerei</i>	1	1	1			1	1			1		
10. <i>Neocalamites ischigualasti</i>						1						
11. <i>Neocalamites ramaccionii</i>						1						
12. <i>Nododendron suberosum</i>												
13. <i>Asterotheca falcata</i>												
14. <i>Asterotheca hilariensis</i>												
15. <i>Asterotheca mendendezii</i>												
16. <i>Asterotheca rigbyana</i>					1							
17. <i>Asterotheca truempyi</i>												
18. <i>Rienitsia arrondiana</i>									1			
19. <i>Rienitsia colliveri</i>												
20. <i>Marattiopsis münsteri</i>					1							
21. <i>Danaeopsis fecunda</i>												
22. <i>Tranquilia jalfinii</i>												
23. <i>Todites baldonii</i>												
24. <i>Cladophlebis copiosa</i>												
25. <i>Cladophlebis grahami</i>					1							
26. <i>Cladophlebis kurtzi</i>					1	1				1		
27. <i>Cladophlebis mendozaensis</i>	1		1		1	1	1		1	1		
28. <i>Cladophlebis mesozoica</i>	1		1			1				1		
29. <i>Cladophlebis antarctica</i>								1				
30. <i>Cladophlebis denticulata</i>												
31. <i>Cladophlebis indica</i>					1							
32. <i>Cladophlebis oblonga</i>												
33. <i>Osmundopsis zunigai</i>												
34. <i>Korallipteris gallegoi</i>												
35. <i>Korallipteris potrerillensis</i>			1									
36. <i>Coniopteris harringtoni</i>					1			1				
37. <i>Coniopteris walkomi</i>								1				
38. <i>Nymbopteris dejerseyi</i>			1									
39. <i>Dictyophyllum castellanosii</i>								1				
40. <i>Dictyophyllum tenuifolium</i>					1				1			
41. <i>Thaumatopteris barrealensis</i>	1							1				
42. <i>Thaumatopteris chihuihuensis</i>												
43. <i>Thaumatopteris rothi</i>					1							
44. <i>Thaumatopteris tenuiserrata</i>												
45. <i>Dictyophyllum menendezii</i>									1			

46. <i>Goeppertella stipanicicii</i>					1								
47. <i>Hausmannia faltisiana</i>								1					
48. <i>Dicroidium argenteum</i>	1	1	1			1			1	1			
49. <i>Dicroidium lancifolium</i>		1			1	1	1	1	1	1			
50. <i>Dicroidium odontopteroides</i>	1	1	1		1	1	1	1	1	1			1
51. <i>Dicroidium pinnis-distantibus</i>		1											
52. <i>Dicroidium crassum</i>			1	1	1	1			1				
53. <i>Dicroidium dubium</i>			1			1			1	1			
54. <i>Dicroidium incisum</i>					1								1
55. <i>Dicroidium lineatum</i>						1							
56. <i>Dicroidium nondichotoma</i>						1							
57. <i>Dicroidium obtusifolium</i>						1							
58. <i>Dicroidium townrovii</i>													
59. <i>Dicroidium marayaensis</i>										1			
60. <i>Zuberia feistmanteli</i>	1	1	1						1				
61. <i>Zuberia barrealensis</i>								1	1				
62. <i>Zuberia brownii</i>													
63. <i>Zuberia papillata</i>							1	1	1				
64. <i>Zuberia sahani</i>					1	1				1			
65. <i>Zuberia zuberi</i>	1		1	1	1	1	1	1	1	1			1
66. <i>Johnstonia coriacea</i>	1	1	1			1	1	1		1			
67. <i>Johnstonia stelzneriana</i>		1	1		1	1	1	1	1	1			
68. <i>Johnstonia dutoiti</i>						1							
69. <i>Xylopteris argentina</i>		1				1	1	1	1	1			
70. <i>Xylopteris elongata</i>			1	1	1	1	1	1	1				
71. <i>Xylopteris densifolia</i>						1							1
72. <i>Xylopteris rigida</i>					1	1							1
73. <i>Lepidopteris madagascariensis</i>			1									1	
74. <i>Lepidopteris sternbergensis</i>							1						
75. <i>Lepidopteris stormbergensis</i>									1	1			
76. <i>Scytophyllum argentinum</i>									1	1			
77. <i>Scytophyllum bonnetiae</i>	1									1			
78. <i>Scytophyllum neuburgianum</i>							1						
79. <i>Pachydermophyllum dubium</i>													
80. <i>Pachydermophyllum pinnatum</i>	1												
81. <i>Pachydermophyllum praecordillerae</i>	1		1		1	1			1	1	1		
82. <i>Pachydermophyllum papillosum</i>						1				1			
83. cf. <i>Delnortea abbottiae</i>										1			
84. <i>Dejerseya lobata</i>						1							
85. <i>Dejerseya lunensis</i>	1					1							
86. <i>Rochipteris lacerata</i>											1		
87. <i>Rochipteris truncata</i>													
88. <i>Rochipteris cyclopteroides</i>									1				
89. <i>Rochipteris alexandriana</i>						1							
90. <i>Rochipteris copiapensis</i>									1				

91. <i>Rochipteris cuneata</i>								1				
92. <i>Rochipteris rolleri</i>												
93. <i>Ptilozamites longifolia</i>												
94. <i>Nilssonia taeniopteroides</i>		1			1							
95. <i>Kurtzia brandmayri</i>										1		
96. <i>Kurtzia cacheutensis</i>	1	1	1		1	1			1	1		
97. <i>Pseudoctenis falconeriana</i>		1			1				1			
98. <i>Pseudoctenis spectabilis</i>												
99. <i>Pseudoctenis anomozamoides</i>									1			
100. <i>Pseudoctenis capensis</i>												
101. <i>Pseudoctenis barrealensis</i>									1			
102. <i>Pseudoctenis carteriana</i>					1							
103. <i>Pseudoctenis ctenophylloides</i>									1			
104. <i>Pseudoctenis longipinnata</i>									1			
105. <i>Pseudoctenis fissa</i>								1				
106. <i>Pseudoctenis grandifolia</i>												
107. <i>Pseudoctenis groeberiana</i>								1				
108. <i>Pseudoctenis spatulata</i>					1							
109. <i>Pseudoctenis harringtoniana</i>								1				
110. <i>Moltenia wardii</i>												
111. <i>Ctenis japonica</i>												
112. <i>Ctenis takamiana</i>												
113. <i>Pterophyllum angustum</i>								1				
114. <i>Pterophyllum inconstans</i>												
115. <i>Pterophyllum multilineatum</i>												
116. <i>Pterophyllum propinquum</i>								1				
117. <i>Anomozamites aff. nilssoni</i>									1			
118. <i>Anomozamites gracilis</i>									1			
119. <i>Taeniopteris arctica</i>												
120. <i>Taeniopteris carruthersi</i>									1			
121. <i>Taeniopteris crassinervis</i>					1							
122. <i>Taeniopteris daintreei</i>												
123. <i>Taeniopteris densinervis</i>												
124. <i>Taeniopteris lata</i>												
125. <i>Taeniopteris lenticuliformis</i>					1							
126. <i>Taeniopteris magnifolia</i>												
127. <i>Taeniopteris mc'clellandi</i>									1			
128. <i>Taeniopteris plicatella</i>									1			
129. <i>Taeniopteris stenophylla</i>												
130. <i>Taeniopteris thomsoniana</i>												
131. <i>Taeniopteris vittata</i>												
132. <i>Taeniopteris wianamattae</i>												
133. <i>Baiera africana</i>			1		1	1						
134. <i>Baiera cuyana</i>			1	1				1	1	1		
135. <i>Baiera bidens</i>			1									
136. <i>Baiera furcata</i>					1							

137. <i>Baiera ginkgoides</i>													
138. <i>Baiera pontifolia</i>						1							
139. <i>Ginkgoites dutoitii</i>													
140. <i>Ginkgoites palmata</i>													
141. <i>Ginkgoites waldeckensis</i>									1				
142. <i>Ginkgo digitata</i>													
143. <i>Ginkgo matatiensis</i>					1						1		
144. <i>Ginkgoidium bifidum</i>													
145. <i>Ginkgoidium nathorstii</i>									1				
146. <i>Sphenobaiera argentinae</i>	1	1	1		1	1		1	1	1			
147. <i>Sphenobaiera coronata</i>													
148. <i>Sphenobaiera insecta</i>						1							
149. <i>Sphenobaiera robusta</i>	1				1								
150. <i>Sphenobaiera sectina</i>						1				1	1		
151. <i>Sphenobaiera schenkii</i>	1					1				1			
152. <i>Sphenobaiera stormbergensis</i>	1								1	1	1		
153. <i>Sphenobaiera taeniata</i>			1		1								
154. <i>Saportaea dichotoma</i>									1				
155. <i>Saportaea flabellata</i>									1				
156. <i>Saportaea intermedia</i>									1				
157. <i>Chiropteris zeilleri</i>									1	1			
158. <i>Chiropteris barrealensis</i>									1				
159. <i>Czekanowskia rigali</i>			1		1	1							
160. <i>Solenites vimineus</i>					1								
161. <i>Rhipidopsis densinervis</i>													
162. <i>Heidiphyllum elongatum</i>	1	1		1	1	1	1			1	1		
163. <i>Heidiphyllum cacheutense</i>		1											
164. <i>Heidiphyllum clarifolium</i>										1			
165. <i>Heidiphyllum minutifolium</i>	1									1			
166. <i>Podozamites lanceolatus</i>			1										
167. <i>Rissikia media</i>		1			1	1							
168. <i>Elatocladus australis</i>			1										
169. <i>Elatocladus planus</i>										1			
170. <i>Walkomia primula</i>													
171. <i>Yabeiella brackebuschiana</i>	1	1	1		1	1			1		1		
172. <i>Yabeiella mareyesiacae</i>	1	1	1			1			1		1		
173. <i>Yabeiella spathulata</i>			1			1			1				
174. <i>Yabeiella wielandi</i>		1							1		1		
175. <i>Yabeiella dutoiti</i>										1			
176. <i>Yabeiella crassa</i>											1		
177. <i>Linguifolium lilleanum</i>		1			1								
178. <i>Linguifolium steinmannii</i>		1											
179. <i>Linguifolium patagonicum</i>													
180. <i>Linguifolium tenison-woodsii</i>					1						1		
181. <i>Linguifolium arctum</i>	1				1								
182. <i>Gontriglossa longicaulis</i>			1										

[illegible]

Tabla 8.3. Matriz de presencia-ausencia de especies registradas en el Sistema Triásico de Argentina. **A.** Formación El Alcázar (Ganuza *et al.*, 1998; Esta contribución). **B.** Formación Cacheuta (Artabe *et al.*, 2007b; Morel *et al.*, 2010, 2011). **C.** Formación Potrillo (Spalletti *et al.*, 2005, Artabe *et al.*, 2007b). **D.** Formación Río Blanco (Spalletti *et al.*, 1995). **E.** Formación Paso Flores (Zamuner *et al.*, 2001; Gnaedinger y Zavattieri, 2017). **F.** Formación Los Rastros (Arce y Lutz, 2010; Lutz *et al.*, 2011). **G.** Formación Ischigualasto (Zamuner y Artabe, 1990; Zamuner *et al.*, 2001). **H.** Formación Barreal (Bodnar *et al.*, 2019). **I.** Formación Cortaderita (Bodnar *et al.*, 2019). **J.** Formación Carrizal (Lutz y Arce, 2013; Morel *et al.*, 2015). **K.** Corral de Piedra (Ottone, 2006). **L.** Formación Casa de Piedra (Ottone, 2006). (Matriz modificada de Bodnar *en prensa*).

Capítulo IX

9. Conclusiones Generales

De acuerdo al análisis efectuado en el depocentro Agua de los Pajaritos, se concluye:

El esquema estratigráfico de las sedimentitas triásicas que afloran en el depocentro estudiado, se ordenan de base a techo en cuatro formaciones, a saber, Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar, de acuerdo a lo propuesto por Baraldo y Guernstein (1984).

A partir del estudio de la bibliografía, y luego de exhaustivas observaciones de campo, se reconoce como unidad litoestratigráfica válida a la Formación Monina, en sentido de Baraldo y Guerstein (1984) en concordancia con lo expuesto por Barredo *et al.* (2016).

Se concluyó que la Formación Hilario presenta un nombre legítimo y está válidamente publicada. Las que las definiciones de la formación propuestas por varios autores (Pozzo, 1948; Stipanivic y Bonetti, 1952; Baraldo y Guerstein, 1984) coinciden entre sí. Finalmente se adhiere a la propuesta de Baraldo y Guerstein (1984) quienes la ubican a la Formación Hilario entre las formaciones Monina y El Alcázar.

Se reconoció un conflicto nomenclatural con respecto a los nombres de los miembros que integran la Formación El Alcázar. Del análisis del Código Argentino de Estratigrafía se concluyó que,

ninguno de los nombres propuestos por los autores originales (Baraldo y Guerstein, 1984) se ajustan a las normas del vigente código. (C.A.E., 1992). Finalmente, se propuso un reordenamiento de la estratigrafía de la Formación El Alcázar, debido a que se consideró, por las relaciones de campo observadas que el “Miembro Chonítico”, no representaría una sección dentro de la Formación El Alcázar, y que además por las características litofaciales podría corresponder a la parte más alta de la Formación Monina.

A partir del análisis sedimentológico efectuado en las formaciones que integran el depocentro Agua de los Pajaritos, se concluye que:

Se definieron cinco litofacies psefiticas (Btm; Gcm; Gci; Gch; y S(G)t); ocho litofacies pasamíticas, divididas en líticas (St, Sla Sh y Sm) y volcaniclásticas (Tt(P), Tl(P), Tt(S) y Tmq(S)) y siete litofacies pelíticas divididas en líticas (Fm, Fl Fsm y Frs) y volcaniclásticas (Fm(E), FTm(P) y FTm(S))

La relación entre las distintas litofacies, permitió definir cuatro grupos de facies, cada uno con características particulares, Las facies G, dominadas por litofacies de textura gruesa (brechas, conglomerados y sábulos). Las facies S, donde la textura dominante va desde arenas medias y finas en su mayoría, a arenas gruesas subordinadas. Las facies H que se caracterizan por ser depósitos heterolíticos psamo-pelíticos y las facies M, dominadas por litofacies de textura fina, que revisten gran importancia, ya que en su mayoría son portadores de restos paleoflorísticos.

El agrupamiento y distribución de las facies, en cada una de las formaciones, permitió dividir las en asociaciones de facies a partir de las cuales se infirió el ambiente depositacional de cada formación. Así la base de la Formación Agua de los Pajaritos corresponde a un ambiente entrelazado gravoso, mientras que la parte media y superior fue interpretada como un sistema meandriforme areno-gravoso.

La Formación Monina corresponde en su base a depósitos lacustres deltaicos tipo Gilbert, la parte media se caracteriza por un sistema meandriforme arenoso somero y el techo, a un ambiente lacustre somero con influencia volcánica.

La Formación Hilario, representa un ambiente de plataforma deltaica en un lago poco profundo.

La Formación El Alcázar está caracterizada por un sistema volcaniclástico con abundantes caídas de lluvias de cenizas en la base, la parte media corresponde a un ambiente lacustre somero con

amplias llanuras volcánicas y parte superior correspondería a un sistema anastomosado de agradación rápida.

Coronando la Formación El Alcázar se reconoció una nueva asociación de facies (AF11) en la que representa un sistema entrelazado gravoso.

Finalmente, a partir del reconocimiento de los distintos ambientes depositacionales de cada unidad litoestratigráfica se describió la evolución paleoambiental de todo el depocentro. La Formación Agua de los Pajaritos, representa la apertura del depocentro homónimo y el poco espacio de acomodación coincidente con el Rift II en concordancia con Barredo (2012) Barredo y Ramos (2012), Bonati *et al.* (2008), Abarzúa (2016) entre otros. Por encima, la Formación Monina representada por de sistemas depositacionales lacustres y deltaicos, se caracteriza por un incremento del espacio de acomodación del depocentro durante la apertura extensional, coincidiendo a nivel regional con un momento de equilibrio del Rift II. Esta situación se continúa con los depósitos de la Formación Hilario. Por encima, los depósitos de la Formación El Alcázar, corresponden con el estadio de *postrift* correspondiente al *Sinrift* II. La AF11, que corresponde a los niveles más cuspidales de la Formación El Alcázar, podría corresponder al inicio en la actividad tectónica que en la evolución tectosedimentaria de la Cuenca Cuyana se asocia con la apertura del *Rift* III.

El estudio sistemático de la paleoflora permitió reconocer dos estratos fosilíferos en la Formación Monina y doce en la Formación El Alcázar.

Se identificaron los 32 taxones en las formaciones estudiadas (siete en Monina y 25 en El Alcázar): *Lepacyclotes* sp., *Equisetites fertilis*, *Neocalamites carrerei* *Nododendron* sp., *Cladophlebis mesozoica*, *Pecopteris* sp., *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Dicroidium* sp., *Johnstonia coriacea*, *Zuberia feistmanteli*, *Zuberia zuberi*, *Zuberia* sp., *Umkomasia* cf. *macleanii*, *Rhexoxylon cortaderitaense*, *Tranquiloxyon* sp. nov., *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Scytophyllum* sp., *Dejerseya* cf. *lunensis*, *Matatiella* cf. *roseta*, *Kurtziana cacheutensis*, *Sphenobaiera argentinae*, *Sphenobaiera* cf. *schenkii*, *Sphenobaiera stormbergensis*, *Heidiphyllum minutifolium*, *Yabeiella brackebuschiana*, *Yabeiella mareyesiacae*, *Rissikianthus* sp., *Cordaicarpus* sp., *Acevedoa* cf. *rastroensis* y *Protocircoporoxylon* sp.

En primer lugar, los fósiles descriptos para la Formación Monina constituyen la primera mención de flora fósil en dicha unidad, sumado al hallazgo y descripción del género *Matatiela*, que constituye el primer registro de este taxón en Argentina.

También, los géneros *Acevedoa* y *Protocircoporoxylon*, amplían la distribución de estos taxones a la cuenca Cuyana, ya que se habían descripto para unidades de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión y el depocentro Paso Flores, respectivamente.

Para la Formación El Alcázar se citan por primera vez las especies *Equisetites fertilis*, *Thaumatopteris barrealensis*, *Dicroidium argenteum*, *Umkomasia* cf. *macleanii*, *Pachydermophyllum pinnatum*, *Scytophyllum bonettiae*, *Sphenobaiera* cf. *schenkii* y *Heidiphyllum minutifolium*; y los géneros *Zuberia* y *Nododendron*.

Respecto de las tafofloras descriptas para el depocentro Agua de los Pajaritos se encontraron cuatro estilos preservacionales en la Formación Monina y nueve estilos preservacionales para la Formación El Alcázar. Utilizando los atributos tafonómico diferenciados en los distintos estilos preservacionales de ambas formaciones, sumado a las litofacies que los contienen, se definieron las tafofacies correspondientes a cada unidad litoestratigráfica.

En relación a la distribución de tafofacies en la Formación Monina, se observó que, en primer lugar, la cantidad y abundancia de fósiles se da en los primeros metros de la formación con la presencia de dos tafofacies, las que preservan la mayor cantidad de flora (tafofacies M I y tafofacies M II). La tafofacies M III, en cambio, si bien, solo preserva materia orgánica en forma de bitumen (Zamora *et al.*, 2008; Abarzúa, 2016), ésta es mucho más extensa lateralmente y verticalmente. Se pudo observar un cambio en las condiciones geoquímicas a lo largo de la columna. En la AF3, las condiciones son levemente reductoras, inducidas por el aporte volcánico al sistema. En la AF5, las condiciones reductoras y de anoxia de los depósitos son mucho mayores.

En la Formación El Alcázar, se pudieron reconocer ocho tafofacies, distribuidas de manera desigual en cada una de las asociaciones de facies descriptas. En la base de la formación, ubicado en la AF8, se encontró una sola tafofacies (tafofacies EA VIII), distribuida lateralmente uniforme, aunque de pocos metros de espesor. En la AF9, se comprobó la presencia de la mayor cantidad de tafofacies (cinco: tafofacies EA I, EA II, EA III, EA IV y EA V). Esta sección de la Formación El Alcázar, es la que presenta además una mayor diversidad y abundancia fosilífera. En la AF10, se describieron cuatro tafofacies (tafofacies: EA II, EA V, EA VI y la EA VII), se pudo comprobar

mediante la descripción de las tafofacies que esta sección de la Formación tiene marcadas diferencias tafonómicas con la AF9. Se vio que, las condiciones geoquímicas variaron de una AF otra. La presencia de estilos preservacionales variados en la AF9, muestra condiciones reductoras, lo que permitió una buena preservación de los restos. En cambio, la AF10, los estilos preservacionales de las tafofacies presentes, indican un cambio a condiciones más oxidantes, lo que se denota en menos cantidad de restos preservados.

El análisis paleoecológico de las tafocenosis permitió definir doce paleocomunidades para el depocentro Agua de los Pajaritos.

Las paleocomunidades de la Formación Monina fueron definidas como bosques caducifolios de clima subtropical estacional con un sotobosque dominado por peltaspermales y bosques de coníferas monotípicos.

La Formación El Alcázar presenta dos grandes tipos de paleocomunidades: aquellos con una gran cantidad de elementos arbóreos representados en su mayoría por Ginkgoales, Umkomasiales y Gnetales, asociados a Osmundales, Gleicheniales, Marattiales, Peltaspermales y Equisetales como elementos del sotobosque, y matorrales de esfenofitas.

Se pudo inferir que habría ocurrido un proceso de sucesión ecológica en donde se observan bosques caducifolios bien establecidos, seguidos por comunidades monoespecíficas o monogenéricas monotípicas de esfenofitas. Esto sumado al desarrollo de grandes espesores de tobas producto de repetidas erupciones volcánicas, sepultaron tanto los bosques como los matorrales, los que se pudieron desarrollar una y otra vez a lo largo de la columna durante los períodos intereruptivos.

Finalmente, se realizó la correlación litoestratigráfica de las formaciones estudiadas, y el análisis bioestratigráfico de la flora circunscripto a las formaciones Monina y El Alcázar.

Del análisis litoestratigráfico se pudo establecer que, la base de la Formación Agua de los Pajaritos se correlaciona con los niveles basales de la Formación Barreal (Depocentro Barreal) y la Formación Panul (Depocentro Rincón Blanco). El techo de la Formación Agua de los Pajaritos, se correlaciona con los niveles medios de la Formación Barreal (Depocentro Barreal) y con la Formación Corral de Piedra (Depocentro Rincón Blanco).

La Formación Monina tendría sus equivalentes laterales en los depósitos palustres del techo de la Formación Barreal (Depocentro Barreal) y con la totalidad de la Formación Carrizalito

(Depocentro Rincón Blanco) aunque todavía la evidencia de correlación lateral entre estas unidades no pudo aseverarse.

La AF 8 (“Miembro Tobas Blancas”) de la Formación El Alcázar, se correspondería lateralmente con los depósitos cuspidales de la Formación Barreal

La AF 9 (“Miembro Tobas Varicolores”) se correlaciona con el Miembro Don Raúl de la Formación Cortaderita (Depocentro Barreal) y con la Formación Carrizalito o Casa de Piedra (Depocentro Rincón Blanco).

La AF 10 (“Miembro Tobas Rosadas”) se corresponde con el Miembro La Emilia (Depocentro Barreal) y con los niveles de la Formación Casa de Piedra (Depocentro Rincón Blanco).

La AF 11, se correlacionaría con la base de la Formación Cepeda (Depocentro Barreal) y la base de la Formación Marachemill (Depocentro Rincón Blanco).

Del análisis bioestratigráfico se desprende que, la paleoflora de las formaciones Monina y El Alcázar presentan elementos mayoritarios con un biocrón ubicado en el intervalo Anisiano-Retiano.

La paleoflora de la Formación El Alcázar contiene los elementos diagnósticos de la biozona MBC. La distribución de *Rhexoxylon cortaderitaense* en los “Miembros Tobas Varicolores” y “Tobas Rosadas” en la Formación El Alcázar constituye una distribución continua de este taxón en el tiempo por lo que apoya la hipótesis de Bodnar (2010), con respecto al *hiatus* temporal planteado por Spalletti *et al.*, (1999) entre los Miembros Don Raúl y La Emilia en la Formación Cortaderita. Bodnar (2010) utiliza la distribución de *R. cortaderitaense* en ambos Miembros de la Formación Cortaderita como sustento de la no existencia de dicho hiato temporal.

La flora hallada en la Formación El Alcázar sugiere una edad que corresponde al Piso Cortaderitiano (Mesotriásico Tardío-Neotriásico Temprano).

9.1 Perspectivas a futuro

Tomando en consideración la complejidad estructural que presentan los depósitos triásicos en el depocentro Agua de los Pajaritos, sería conveniente realizar estudios estructurales de detalle, que sumados a los ya publicados (e.g. Baraldo y Guerstein, 1984) ayudarían a comprender el accionar de la tectónica y por consiguiente la posición de los terrenos triásicos.

En relación a las comunidades paleoflorísticas, se realizará la nominación y descripción de las nuevas especies encontradas, ya que representan un aporte muy valioso para la comprensión de la evolución y distribución las floras triásicas gondwanicas.

Por otro lado, desde una perspectiva tafonómica, el análisis químico de la materia orgánica identificada en el estilo preservacional G (Materia orgánica alterada) en la Formación El Alcázar, ayudaría a entender el grado evolutivo en que se encuentra la materia orgánica kerogénica para comprender la geodinámica de los depósitos locales en este sector del depocentro. Además, al análisis tafonómico de los troncos preservados en el “Miembro Tobas Varicolores”, reforzaría las hipótesis propuestas por Drovandi *et al.*, (2016 y 2017).

Sería un aporte interesante, desde una perspectiva petrológica, comparar la química de los depósitos piroclásticos con las litologías volcánicas locales y regionales para poder vincular el origen de los depósitos piroclásticos.

X. Bibliografía

- Abarzúa, F. 2016. Estratigrafía, análisis de cuenca y aspectos exploratorios en el extremo norte de Cuenca Cuyana. Precordillera Occidental y Valle de Calingasta. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 187 p. Inédito.
- Abarzúa, F.; Banchig, A.; Camisay, H.; Banchig, G.; Barredo, S. 2016. Estratigrafía y análisis de procedencia de las sedimentitas litoralescosteras (¿Pérmico inferior?) de la quebrada de la Caída del Tigre, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Acta geológica lilloana 28 (Suplemento): III Jornadas de Geología de Precordillera, 8-13p.
- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., Guilford, C., San José, M. L., y Yagüe, E. A. 1997. Atlas de rocas sedimentarias. Masson.
- Agardh, C.A. 1825. Equisetopsida. En: Aphorismi Botanici. Literis Berlingianis, Lund, p. 7
- Allen J. R. L. 1963. The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. *Sedimentology*, 2(2), 93-114.
- Allen, J. R. L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33(4), 237-293.
- Anderson, J. M. y Anderson H. M. 1989. Palaeoflora of Southern Africa Molteno Formation (Triassic). Vol. 2: Gymnosperms (excluding *Dicroidium*). A. A. Balkema, *Rotterdam*, 567 pp.
- Anderson, J. M. y Anderson, H. M. 1983. Palaeoflora of Southern Africa Molteno Formation (Triassic). Vol. 1, Part 1-2. Introduction: *Dicroidium*. A.A. Balkema, *Rotterdam*, 227pp.
- Anderson, J. M. y Anderson, H.M. 2003. Heyday of gymnosperms: systematics and biodiversity of the Late Triassic Molteno fructifications. *Strelitzia* 15, 398 pp.
- Anderson, J. M., Anderson, H. M. y Cleal, C.J. 2007. Brief History of the Gymnosperms: classification, biodiversity, phytogeography and ecology. Pretoria: South African National Biodiversity Institute. *Strelitzia* 20.
- Arce, F.E., Lutz, A.I., 2010. Fructificaciones de la Formación Los Rastros, Triásico Superior, Provincia de San Juan, Argentina. *Revista mexicana de ciencias geológicas* 27, 31–42.
- Arce, F. E., y Lutz, A. I. 2014. *Acevedoa* nom. nov., nombre de reemplazo para *Andersonia* Arce y Lutz 2010 (Insertae sedis), preocupado por *Andersonia* R. Br. 1810 (Plantae, Magnoliophyta, Ericaceae). *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 31(1), 138-139.

- Archangelsky, S. 1962. Conceptos y métodos en Paleobotánica. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata. *Serie técnica y Didáctica* 9, 34 pp.
- Archangelsky, S. 1965. Taofloras paleozoicas y eomesozoicas de Argentina. *Boletín Sociedad Argentina de Botánica* 10: 247-291.
- Archangelsky, S. 1968. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. IV. The leaf genus *Dicroidium* and its possible relation to *Rhexoxylon* stems. *Palaeontology* 11: 500-512
- Archangelsky, S. 1970. Fundamentos de Paleobotánica. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata, *Serie técnica y Didáctica* 10, 347 pp.
- Archangelsky, S. 1990. Plant distribution in Gondwana during the late Paleozoic. En: Taylor, T.N y Taylor, E.L. (eds), *Antarctic Paleobiology*, Springer Verlag, Berlín, pp. 102-117.
- Archangelsky, S. 1996. Aspects of Gondwana paleobotany: gymnosperms of the Paleozoic – Mesozoic transition. *Review of Palaeobotany and Palynology* 90: 287-302.
- Archangelsky, S. y Brett, D. W. 1961. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. 1. *Rhexoxylon* from the Ischigualasto Formation. *Philosophical Transactions of the Royal Society London B* 706: 1-19.
- Arche, A. 2010. Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. En: “*Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*” (Ed. A. Arche). Servicio de Publicaciones del CSIC. Colección Textos Universitarios, Cp. II: 15-52. ISBN: 978-84-00-09145-3
- Arnold, C. A. 1947. *An Introduction to Paleobotany, 1st ed.* McGraw-Hill Book Co., Inc., New York, 433 pp.
- Arrondo, O. G. y Petriella, B. 1982. Revisión del género *Goeppertella* Oishi y Yamasita emend. (*Goeppertelloideae*-*Dipteridaceae*). *Ameghiniana* 19: 67-78.
- Artabe A. E. y Zamuner, A. B. 1986. Una *Calamitaceae* del Triásico de Cacheuta, Argentina, con estructura interna preservada. *Actas IV Congreso Argentino de Paleontología*, 3: 131-132.
- Artabe, A. E., Brea, M., Zamuner, A.B., Ganuza, D.G. y Spalletti, L.A. 1995. Paleoeología de la vegetación triásica asociada a un lago de la Formación Cortaderita, provincia de San Juan, Argentina. II Reunión del Triásico del Cono Sur (Bahía Blanca), *Actas* I: 4.
- Artabe, A. E. 1984. *Estudio de la flora triásica de Los Menucos (provincia de Río Negro) y sus vinculaciones con otras floras fósiles coetáneas*. Tesis Doctoral 426, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 144 pp. (Inédito).
- Artabe, A. E. 1985. Estudio sistemático de la Taoflora Triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. *Sphenophyta*, *Filicophyta*, *Pteridospermophyta*. *Ameghiniana* 22: 3-22.

- Artabe, A. E. 1986. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cyadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana* 22: 159-180.
- Artabe, A. E. 1990. Revalidación del género triásico *Zuberia* Frenguelli 1943, Familia Corystospermaceae. *Revista del Museo de La Plata (n.s.) Paleontología* 9: 145-157.
- Artabe, A. E. y Brea, M. 2003. A New Approach to Corystospermales based on petrified stems from the Triassic of Argentina. *Alcheringa* 27: 209-229.
- Artabe, A. E. y Zamuner, A. B. 1991. Una nueva Equisetal del Triásico de Cacheuta, Argentina, con estructura interna preservada. *Ameghiniana* 28: 287-294.
- Artabe, A. E., Morel, E. M. y Spalletti, L. A. 2001. Paleoecología de las floras triásicas argentinas. En: Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B. (eds). El Sistema Triásico de Argentina. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, pp. 199-225.
- Artabe, A. E., Morel, E. M., Spalletti, L. A., y Brea, M. 1998. Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4), 526-548.
- Artabe, A. E., Morel, E.M. y Ganuza, D.G. 2007a. Las floras triásicas de la Argentina. Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 11, *Ameghiniana* 50º aniversario: 75-86.
- Artabe, A. E., Morel, E.M. y Spalletti, L.A. 2003. Caracterización de las provincias fitogeográficas triásicas del Gondwana Extratropical. *Ameghiniana* 40: 387-405.
- Artabe, A. E., Spalletti, L. A., Brea, M., Iglesias, A., Morel, E. M. y Ganuza, D. G. 2007b. Structure of a corystosperm fossil forest from the Late Triassic of Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243: 451-470.
- Artabe, A.E., Brea, M. y Zamuner, A.B. 1999. *Rhexoxylon brunoi* n. sp., a new Triassic Corystosperm from the Paramillo Uspallata, Mendoza, Argentina. *Review of Paleobotany and Palynology* 105:63-74.
- Artabe, A.E., Morel, E. y Zamuner, A.B. 1994. Estudio paleobotánico y tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico Superior), en el Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 31: 153-160.
- Artabe, A.E., Zamuner, A.B. y Archangelsky, S. 1991. Estudios cuticulares en cycadópsidas fósiles. El género *Kurtzia* Frenguelli. *Ameghiniana* 28: 365-374.
- Ash, S. R., y Creber, G. T. 1992. Palaeoclimatic interpretation of the wood structures of the trees in the Chinle Formation (Upper Triassic), Petrified Forest National Park, Arizona, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 96(3-4), 299-317.

- Avé-Lallemant, G. 1890. El Paramillo de Uspallata. *Memorias de la Sociedad Científica Argentina*, Buenos Aires, pp. 3-136.
- Axsmith, B. J., Taylor, E.L., Taylor, T.N. y Cúneo, N.R. 2000. New perspectives on the Mesozoic seed fern Order Corystospermales based on attached organs from the Triassic of Antarctica. *American Journal of Botany* 87: 757-768.
- Axsmith, B. J., Taylor, T. N., Fraser, N. C., y Olsen, P. E. 1997. An occurrence of the gondwanan plant Fraxinopsis in the Upper Triassic of Eastern North America. *Modern Geology*, 21(3), 299-308.
- Baldoni, A. M. 1980. Baiera africana, una nueva especie de Ginkgo del Triásico de Sudáfrica. *Ameghiniana* 17: 156-162.
- Baldwin, H. 1944. El yacimiento petrolífero de Tupungato. Boletín de Informaciones Petroleras, 237, 7-27, Buenos Aires.
- Ballhaus, C., Gee, C. T., Bockrath, C., Greef, K., Mansfeldt, T., y Rhede, D. 2012. The silicification of trees in volcanic ash-An experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 84, 62-74.
- Bamford, M. K., Philippe, M.; Thévenard, F. 2016. Long overdue extinction of the Protopinaceae, Review of Palaeobotany and Palynology, 234, 25-30.
- Bancroft, N. 1913. *Rhexoxylon africanum*, a new Medullosean stem. *Transactions of the Linnean Society of London, Series 2 (Botany)* 8: 87-103.
- Baraldo, J.A. y Guerstein, P.G. 1984. Nuevo ordenamiento estratigráfico para el Triásico de Hilario (Calingasta, San Juan). *IX Congreso Geológico Argentino* (San Carlos de Bariloche), *Actas* 1:79-94.
- Barboni, R., y Dutra, T. L. 2015. First record of Ginkgo-related fertile organs (Hamshawvia, Stachyopitys) and leaves (Baiera, Sphenobaiera) in the Triassic of Brazil, Santa Maria formation. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 417-435.
- Barredo, S. 2004. Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires 325 p., Buenos Aires. Inédita.
- Barredo, S. 2005. Implicancias estratigráficas de la evolución de las fallas normales del hemigraben Rincón Blanco, cierre norte de la cuenca Cuyana, provincia de San Juan. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas electrónicas, artículo: 9 p, Mar del Plata.
- Barredo, S. 2017. Unconventional shale and tight reservoirs of Argentina. Opportunities and challenges. Conference: 22nd World Petroleum Congress, Istanbul.

- Barredo, S. P. 2012. Geodynamic and Tectonostratigraphic study of a continental rift: The Triassic Cuyana Basin, Argentina. En: Evgenii Sharkov (Ed.), Tectonics. Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM), Russian Academy of Sciences (Moscow), Russia: 99-130. Rusia. ISBN 979-953-307-841-9
- Barredo, S. y Ramos, V. 2010. Características tectónicas y tectosedimentarias del hemigraben Rincón Blanco: una síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (1-2): 133-145.
- Barredo, S. y Stinco, L.P. 2010. Geodinámica de las cuencas sedimentarias: Su importancia en la localización de sistemas petroleros en Argentina. *Petrotecnia*. 2. 48-68.
- Barredo, S., Abarzúa, F. y Banchig, A. 2016. Nueva propuesta estratigráfica para el triásico del depocentro agua de los pajaritos, Precordillera Occidental. Provincia de San Juan. *Acta Geológica Lilloana* 28 (suplemento) *III Jornadas de Geología de Precordillera* 52-57p.
- Barredo, S., Chemale, F., Marsicano, C., Ávila, J. N., Ottone, E. G., y Ramos, V. A. 2012. Tectono-sequence stratigraphy and U-Pb zircon ages of the Rincón Blanco Depocenter, northern Cuyo Rift, Argentina. *Gondwana Research*, 21(2-3), 624-636.
- Barredo, S.; Sosa Massaro, A.; Fuenmayor, E.; Abalos, R.; Stinco, L. P. y Abarzúa, F. 2017. Depositional Controls over the Lacustrine Source Rocks of the Cuyana Basin. An Approach to Model a Mechanical Cyclicity Through an Integrated Analysis of Sequence Stratigraphy, Petrophysics and Rock Properties. 10.2118/185529-MS
- Barredo, S.P. y Ramos, V.A. 1997. Los depósitos de Rincón Blanco (Precordillera de San Juan): un rift Triásico. *II Jornadas sobre Geología de Precordillera* (San Juan), Actas 1: 130-135.
- Barredo, S.P. y Stipanovic, P.N. 2002. Grupo Rincón Blanco. En: P.N. Stipanovic y C.A. Marsicano (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen 8*. Triásico. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) 26: pp. 242-244.
- Bartlig, F. G. 1830. *Ordines Naturales Plantarum*. 498pp. Dieterich, Göttingen.
- Bateman, R. M., y Hilton, J. 2009. Palaeobotanical systematics for the phylogenetic age: applying organspecies, formspecies and phylogenetic species concepts in a framework of reconstructed fossil and extant wholeplants. *Taxon*, 58(4), 1254-1280.
- Batten, D. J. 1974. Wealden palaeoecology from the distribution of plant fossils. *Proceedings of the Geologists' Association*, 85(4), 433-458.
- Bauer, K., Kustatscher, E., Dutsch, G., Schmeißner, S., Krings, M., y van Cittert, J. H. A. 2015. *Lepacyclotes kirchneri* n. sp. (Isoetales, Isoetaceae) aus dem unteren Jura von Oberfranken, Deutschland. *Berichte der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Bayreuth*, 27, 429-443.

- Behrensmeyer, A. K. 1992. Paleoenvironments and taphonomy. *Terrestrial Ecosystem through Time, Evolutionary Paleoecology of Terrestrial Plants and Animals*, 15-136.
- Behrensmeyer, A. K., y Hill, A. P. (Eds.). (1988). *Fossils in the making: vertebrate taphonomy and paleoecology* (No. 69). University of Chicago Press.
- Behrensmeyer, A.K. 1991. Terrestrial Vertebrate Accumulations, p. 291-335. In Allison, P. and Briggs, D.E.G. (eds.), *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. Plenum, New York.
- Beltrán M., Bodnar J., Pipo M.L., Coturel E.P., Drovandi J.M. y Savoretti. A. 2019. Nuevo registro de *Tranquiloxydon*, tronco fósil de Umkomasiaceae (Gymnospermopsida), del Triásico medio de la provincia de San Juan, Argentina. *Jornadas Argentinas de Botánica. Tucuman* 9-13 de septiembre. Vol. 54.
- Benavente, C., Mancuso, A. y Cabaleri, N. 2012. First occurrence of charophyte algae from a Triassic paleolake in Argentina and their paleoenvironmental context. *Palaeogeography. Palaeoecology* 363–364: 172–183.
- Benavente, C.; D'angelo, J.; Crespo, E.; Mancuso, A. C. 2014. Chemometric approach to Charophyte preservation (Triassic Cerro Puntudo Formation, Argentina): paleolimnologic implications. *Palaaios*. 29. 449-459. 10.2110/palo.2014.060.
- Bodnar, J. 2008. *Rhexoxylon cortaderitaense* (Menéndez) comb. nov., a species of permineralized stems newly assigned to the Corystospermaceae, from the Triassic of Argentina. *Alcheringa* 32: 171- 190.
- Bodnar, J. 2010. La paleoflora triásica de la Formación Cortaderita en la quebrada homónima, cuenca de Barreal, Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata. Inédito.
- Bodnar, J. y Coturel, E. 2012. El origen y diversificación del crecimiento cambial atípico en plantas fósiles: procesos del desarrollo involucrados. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 37-70p.
- Bodnar, J., Drovandi, J. M., Morel, E. M., y Ganuza, D. G. 2018. Middle Triassic dipterid ferns from west-central Argentina and their relationship to palaeoclimatic changes. *Acta Palaeontologica Polonica*, 63(2), 397-416.
- Bodnar, J., Iglesias, A., Colombi, C. E., y Drovandi, J. 2019. Stratigraphical, sedimentological and palaeofloristic characterization of the Sorocayense Group (Triassic) in Barreal depocenter, San Juan Province, Argentina. *Andean geology*, 46(3), 567-603.
- Bodnar, J.; Ruiz, D.; Artabe, A.; Morel, E. y Ganuza, D. 2015. Voltziales y pinales (=coniferales) de la Formación Cortaderita (Triásico medio), Argentina, y su implicancia en la

- reconstrucción de las coníferas triásicas. *Revista Brasileira de Paleontologia*; vol. 18, 141 - 16p.
- Bodnar, J; Lutz, A.; Pipo, M. L.; Beltrán, M.; Drovandi, J. M.; Iglesias, A.; Colombi, C. 2016. Recent advances into whole-plant reconstruction of *Corystospermaceae*: new evidences from Middle Triassic of Argentina. XIV International Palynological Congress - X International Organisation of Palaeobotany Conference.
- Bodnar, J, Morel, E. M., Coturel, P. y Ganuza, D. 2020. New plant fossil records and biostratigraphic analysis 1 from the Uspallata Group (Triassic) at Cacheuta Hill, Cuyo Basin, west-central Argentina. *Geobios (in press)*.
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E., y Mankiewicz, P. J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. Lake basins through space and time. *American Association of Petroleum Geologists: Studies in Geology*, 46, 3-34.
- Bomfleur, B., Decombeix, A. L., Escapa, I. H., Schwendemann, A. B., y Axsmith, B. 2013. Whole-plant concept and environment reconstruction of a *Telemachus* conifer (Voltziales) from the Triassic of Antarctica. *International Journal of Plant Sciences*, 174(3), 425-444.
- Bomfleur, B., Decombeix, A. L., Escapa, I. H., Schwendemann, A. B., y Axsmith, B. 2013. Whole-plant concept and environment reconstruction of a *Telemachus* conifer (Voltziales) from the Triassic of Antarctica. *International Journal of Plant Sciences*, 174(3), 425-444.
- Bomfleur, B., Schneider, J., Schöner, R., Viereck-Götte, L., Kerp, H., Cooper, A. K., y Raymond, C. R. 2007. Exceptionally well-preserved Triassic and Early Jurassic floras from North Victoria Land, Antarctica. In *Antarctica: a keystone in a changing world. Proceedings of the 10th International Symposium on Antarctic Earth Sciences, US Geol. Surv., OF-2007-1047, extend. Abstract (Vol. 34)*.
- Bomfleur, B., Taylor, E. L., Taylor, T. N., Serbet, R., Krings, M., y Kerp, H. 2011. Systematics and paleoecology of a new peltaspermalean seed fern from the Triassic polar vegetation of Gondwana. *International Journal of Plant Sciences*, 172 (6), 807-835.
- Bomfleur, B., y Kerp, H. 2010. *Dicroidium* diversity in the Upper Triassic of north Victoria Land, East Antarctica. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 160(3-4), 67-101.
- Bonarelli G. 1913. Las Sierras Subandinas del Alto de Aguara Güe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, departamento de Orán, provincia de Salta. *Anales, Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 8(4): 1-50. Buenos Aires.
- Bonati, S., Barredo, S., Zamora, Balcarce, G., Cervera, M. y Kowloksky, E. 2008. Análisis tectosedimentario preliminar del Grupo Barreal, cierre norte de la Cuenca Cuyana, provincia de San Juan. *7º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos*: 409-420, Mar del Plata.

- Bonetti, M. I. R. 1963. Contribución al conocimiento de la flora fósil de Barreal, departamento de Calingasta (provincia de San Juan). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 260 pp. Inédito.
- Bonetti, M. I. R. 1968. Las especies del género *Pseudecten* en la flora triásica de Barreal (San Juan). *Ameghiniana* 5: 433-446.
- Bonetti, M. I. R. 1972. Las “Benettitales” de la flora Triásica de Barreal (San Juan). *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia* 1: 307- 322.
- Bornemann, J. 1856. *Über organische Reste aus der Lettenkohlengruppe Thüringens, Ein Beitrag zur Fauna und Flora dieser Formation besonders über fossile Cycadeen, nebst vergleichenden Untersuchungen über die Blattstruktur der jetztlebenden Cycadeengattungen*, Leipzig, 85 pp
- Bornemann, J. 1856. *Über organische Reste aus der Lettenkohlengruppe Thüringens, Ein Beitrag zur Fauna und Flora dieser Formation besonders über fossile Cycadeen, nebst vergleichenden Untersuchungen über die Blattstruktur der jetztlebenden Cycadeengattungen*, Leipzig, 85 pp.
- Borrello, A. y Cuerda, A. 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico - San Juan). Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, Notas 2(10): 3-20.
- Bureau, E. 1956. *Anatomie Végétale*. Tome 2. Presses Universitaires de France, París, pp. 333-503.
- Bown, T. M., y Kraus, M. J. 1987. Integration of channel and floodplain suites; I, Developmental sequence and lateral relations of alluvial Paleosols. *Journal of Sedimentary Research*, 57(4), 587-601.
- Brayard, A., Bucher, H., Escarguel, G., Fluteau, F., Bourquin, S. y Galfetti, T., 2006. The Early Triassic ammonoid recovery: paleoclimatic significance of diversity gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 374–395.
- Brea, M. 1995. *Estudio de la paleoflora de la secuencia triásica de Agua de la Zorra, provincia de Mendoza*. Tesis Doctoral N° 642, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 202 pp. Inédito.
- Brea, M. 2000. Paleoflora triásica de Agua de la Zorra, Uspallata, provincia de Mendoza, Argentina. *Lycophyta y Filicophyta*. *Ameghiniana* 37: 199-204.
- Brea, M., Artabe, A.E. y Spalletti, L.A. 2006. Estructura de un bosque mixto del Triásico Medio de Mendoza Argentina. *9º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía* (Córdoba), *Resúmenes*: 241.
- Brea, M., Artabe, A.E. y Spalletti, L.A. 2008. Ecological reconstruction of a mixed Middle Triassic forest from Argentina. *Alcheringa* 32: 365-393.

- Brea, M., Artabe, A.E. y Spalletti, L.A. 2009. Darwin forest at Agua de la Zorra: the first in situ forest discovered in South America by Darwin in 1835. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 21–31.
- Brett, C.E. y Speyer, S.E. 1990. Taphofacies. En: Briggs, D.E.G. y Crowther, P.R. (eds), *Paleobiology*: 19: 226-286
- Brett, D.W. 1968. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. III. The trunk of *Rhexoxylon*. *Palaeontology* 11: 236-245.
- Brierley, G. J., Ferguson, R. J., y Woolfe, K. J. 1997. What is a fluvial levee?. *Sedimentary Geology*, 114(1-4), 1-9.
- Briggs, D. E., y McMahon, S. 2016. The role of experiments in investigating the taphonomy of exceptional preservation. *Palaeontology*, 59(1), 1-11.
- Briggs, D.E.G. y Crowther, P.R. (eds) 2001. *Paleobiology II: A Synthesis*, Blackwell Science, Oxford, 583 pp
- Bristow, C., Skelly, R. L., y Ethridge, F. G. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base level rise. *Sedimentology*, 46(6), 1029-1047.
- Brongniart, A. 1849. *Tableau des genres de végétaux fossiles considérés sous le point de vue de leur classification botanique et de leur distribution géologique*. Dictionnaire Universel de Histoire Naturelle 13, París: 1-127. *Synthesis*, Blackwell Science, Oxford, pp. 258–263.
- Burnham, R. J. 1993. Reconstructing richness in the plant fossil record. *Palaaios*, 376-384.
- Cairncross, B. 1995. Karoo Sedimentology and Palaeontology: Centennial Geocongress 1995: Geological Excursion B3, 8th April-12th April 1995. Geological Society of South Africa.
- Campbell, I.D. 1999. Quaternary pollen taphonomy: Examples of differential redeposition and differential preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 149: 245–256.
- Cantrill, D. J., y Webb, J. A. 1998. Permineralized pleuromeid lycopsid remains from the early Triassic Arcadia formation, Queensland, Australia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 102(3-4), 189-211.
- Cantrill, D.J. 1995. The occurrence of the fern *Hausmannia* Dunker (Dipteridaceae) in the Cretaceous of Alexander Island, Antarctica. *Alcheringa* 19: 243–254.
- Cariglino, B., Monti, M., y Zavattieri, A. M. 2018. A Middle Triassic macroflora from southwestern Gondwana (Mendoza, Argentina) with typical Northern Hemisphere elements:

- Biostratigraphic, palaeogeographic and palaeoenvironmental implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 257, 1-18.
- Cas, R. A. F., y Wright, J. V. 1987. Volcanic successions: Ancient and modern. *Allen and Unwin, London* 528pp.
- Cavallier-Smith, T. 1998. A revised six kingdom system of life. *Biological Reviews* 73: 203-266.
- Channing, A., y Edwards, D. 2009. Yellowstone hot spring environments and the palaeoecophysiology of Rhynie chert plants: towards a synthesis. *Plant Ecology & Diversity*, 2(2), 111-143.
- Channing, A., Zamuner, A., Edwards, D., y Guido, D. 2011. *Equisetum thermale* sp. nov. (Equisetales) from the Jurassic San Agustín hot spring deposit, Patagonia: anatomy, paleoecology, and inferred paleoecophysiology. *American Journal of Botany*, 98(4), 680-697.
- Chase, M. W., y Reveal, J. L. 2009. A phylogenetic classification of the land plants to accompany APG III. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 161(2), 122-127.
- Christenhusz, M.J.M., Reveal, J.L., Farjon, A., Gardner, M.F., Mill, R.R. y Chase, M.W. 2011. A new classification and linear sequence of extant gymnosperms. *Phytotaxa* 19: 55–70.
- Ciccioli, P. L., Limarino, C. O., Marensi, S. A., Tedesco, A. M., y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de la cuenca de vinchina (terciario), sierras pampeanas, provincia de la Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66 (1), 146-155.
- Ciccioli, P. L., y Marensi, S. A. 2012. Paleoambientes sedimentarios de la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino. *Andean geology*, 39(3), 407-441.
- Coleman, J. M. 1969. Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary geology*, 3(2-3), 129-239.
- Colombi, C. E., Limarino, C. O., y Alcober, O. A. 2017. Allogenic controls on the fluvial architecture and fossil preservation of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, NW Argentina. *Sedimentary geology*, 362, 1-16
- Colombi, C.E. 2007. *Historia tafonómica de las comunidades fósiles de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior, Carniano), San Juan, Argentina*. Tesis doctoral, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina, 290 p. Inédito.
- Colombi, C.E. y Parrish, J.T. 2008. Late Triassic environmental evolution in Southwestern Pangea: plant taphonomy of the Ischigualasto Formation. *PALAOIS* 23: 778-795.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 20: 1-64

- Crane P.R. 1988. Major clades and relationships in the "higher" gymnosperms'. C.B. Beck (Ed.), *Origin and Evolution of Gymnosperms*, Columbia Univ. Press, N.Y (1988), pp. 218-272.
- Criado Roqué, P. 1979. Subcuenca de Alvear (Provincia de Mendoza). En: Turner, J.C.M. (ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias Córdoba, Actas I*: 811-836.
- Cúneo, N. R., Taylor, E. L., Taylor, T. N. y Krings, M., 2003. In situ fossil forest from the upper Fremouw Formation (Triassic) of Antarctica: paleoenvironmental setting and paleoclimate analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 197, 239–261.
- Dale, V. H., Delgado-Acevedo, J. y MacMahon, J. 2005. Effects of modern volcanic eruptions on vegetation. In: Marti, J. & Ernst, G.G.J. (eds.): *Volcanoes and the Environment. Cambridge University Press*, Cambridge: 227-249.
- Dalrymple, M., Prosser, J. y Williams, B. 1998. A dynamic systems approach to the regional controls on deposition and architecture of alluvial sequences, illustrated in the Stratford Formation (United Kingdom, Northern North Sea). In: Shanley, K.W. and McCabe, P.J. (eds), *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, SEPM Spec. Publ. 59, SEPM, Tulsa, 65–81.
- de Candolle, A.P. 1804. Essai sur les propriétés médicales des plantes, comparées avec leurs formes extérieures et leur classification naturelle. Didot Jeune, Paris, 424 pp.
- De la Sota, E. R., y Archangelsky, S. 1962. Dos nuevas especies de *asterotheca* de la serie triásica "El Tranquilo", prov. de Santa Cruz. *Ameghiniana*, 2(7), 113-119
- Del Tredici, P. 1992. Natural regeneration of *Ginkgo biloba* from down ward growing cotyledonary buds (basal chichi). *American Journal of Botany* 79:522–530.
- Dellape', D., y A. Hegedus. 1995. Structural inversion and oil occurrence in the Cuyo basin of Argentina, in *Petroleum Basins of South America*, edited by A. J. Tankard, R. Suarez, and H. J. Welsink, *American Association of Petroleum Geologists Mem.*, 62, 359 - 367.
- Demko, T.M. 1995. Taphonomy of fossil plants in the Upper Triassic Chinle Formation. Tesis Doctoral, University of Arizona, Tucson, 274 pp. Inédito.
- Demko, T.M., Dubiel, R.F. y Parrish, J.T. 1998. Plant taphonomy in incised valleys: Implications for interpreting paleoclimate from fossil plants. *Geology* 26: 1119–1122.
- Di Michele, W. A. 2013. Wetland-dryland vegetational dynamics in the Pennsylvanian ice age tropics. *International Journal of Plant Sciences*, 175(2), 123-164.
- Dickins, J.M. 1993. Climate of the Late Devonian to Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100, 89–94.

- Ding, Q., Fu, X., Li, Y., y Zhang, W. 2011. New species of Late Mesozoic wood fossils from south eastern Mongolia. *Global Geology*, 14 (2), 59-66.
- Dobruskina, I. A. 1969. Genus *Scytophyllum* (the morphology, epidermic texture and systematic position). *Transactions of the Academy of Sciences of the USSR*, 190, 35-58.
- Dobruskina, I. A. 1975. The role of peltaspermeacean pteridosperms in Late Permian and Triassic floras. *Paleontology Journal*, 9, 536-548.
- Dobruskina, I. A. 1995. Keuper (Triassic) Flora from Middle Asia (Madygen, Southern Fergana): Bulletin 5 (Vol. 5). New Mexico Museum of Natural History and Science. Dodd, J.R. y Stanton, R. 1990. *Paleoecology: concepts and applications*. Wiley & Sons, 2nd. Ed., New Jersey, 502 pp.
- Dodd, J.R. y Stanton, R. 1990. *Paleoecology: concepts and applications*. Wiley & Sons, 2nd. Ed., New Jersey, 502 pp.
- Doubinger, J. 1995. *La flore fossile du bassin houiller de Saint-Étienne* (Vol. 164). Muséum National d'Histoire Naturelle.
- Drovandi J.M., Correa G. A., Colombi C.E. y Césari S.N. 2017. Cutículas de la Formación Ischigualasto (Triásico Superior): Una herramienta para estudios taxonómicos y paleoambientales. *Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina* (RCAPA). Universidad Nacional de San Luis.
- Drovandi, J., Colombi, C., Bodar, J., Ejarque, Y., Garia, G., Santi Malnis, P., Morel, E. y Alcober O. 2016. Evidencias preliminares de un bosque destruido por un evento volcánico-clástico en el triásico de la Formación El Alcázar, Cuenca Cuyana, San Juan Argentina. *Acta Geológica Lilloana* 28 (suplemento): III Jornadas de Geología de Precordillera, 94-100.
- Du Toit, A. L. 1927a. A geological comparison of South America with South Africa. *Carnegie Institution, Publication* 381: 1-150.
- Du Toit, A. L. 1927b. The fossil flora of the Upper Karroo Beds. *Annals of the South African Museum* 22: 289-418.
- Dubiel, R.F., Parrish, J.T., Parrish, J.M. y Good, S.C. 1991. The Pagaean megamonsoon - evidence from the Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau. *Palaio* 6: 347-370.
- Dumortier, B. C. J. 1829. Analyse des familles des plantes, avec l'indication des principaux genres qui s'y rattachent. J. Casterman aîné, Tournay, 104 pp.
- Efremov, I. 1940. Taphonomy: a new branch of Paleontology. *Pan-American Geologist* 74: 81-93.

- Ellwood, B. B., Chrzanowski, T. H., Hrouda, F., Long, G. J., y Buhl, M. L. 1988. Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: A synergetic bacteria controlled process with important implications in paleomagnetism. *Geology*, 16(11), 980-982.
- Emmons, E. 1856. Geological report of the midland counties of North Carolina.
- Engler, A. 1897. Coniferales. En: Engler, A. y Prantl, K. (eds), *Die Natürlichen Pflanzenfamilien*. II.-IV: 144-149.
- Engler, A., Prantl, K. A. E., Pilger, R. K. F., y Krause, K. 1897. *Die Natürlichen pflanzenfamilien nebst ihren gattungen und wichtigeren arten, insbesondere den nutzpflanzen, unter mitwirkung zahlreicher hervorragender fachgelehrten begründet* (Vol. 4).
- Escapa, I. H., Taylor, E. L., Cúneo, R., Bomfleur, B., Bergene, J., Serbet, R., y Taylor, T. N. 2011. Triassic floras of Antarctica: plant diversity and distribution in high paleolatitude communities. *Palaios*, 26(9), 522-544.
- Fahn, A. 1990. *Plant anatomy*. Pergamon Press, Oxford, 588 pp.
- Falcon-Lang, H. J. 2000. The relationship between leaf longevity and growth ring markedness in modern conifer woods and its implications for palaeoclimatic studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160(3-4), 317-328.
- Ferguson, D. K. 1985. The origin of leaf-assemblages—new light on an old problem. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 46(1-2), 117-188.
- Fisher, R. V. 1979. Models for pyroclastic surges and pyroclastic flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 6(3-4), 305-318.
- Fisher, R.V. y Smith, G.A., 1991: Volcanism, tectonics and sedimentation. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (eds.): *Sedimentation in Volcanic Settings*. - Soc. Sediment. Geol., Spec. Publ.: 1-5
- Fisk, H.N. 1944. Geological investigations of the alluvial valley of the lower Mississippi River: Vicksburg, Mississippi, U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, 78p.
- Fisk, H.N. 1947. Fine-grained alluvial deposits and their effect on Mississippi River activity: Vicksburg, Mississippi, U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, 82p.
- Florin, R. 1936. Die fossilen Ginkgophyten von Franz -Joseph-Land. Nebst erörterungen über vermeintliche Cordaitales Mesozoischen Alters. 1. Spezieller Teil. *Palaeontographica Abteilung B* 81: 71-173.
- Font Quer, P. 1982. *Diccionario de Botánica*. 8ª reimpresión. Ed. Labor, S.A, Barcelona, 1244 pp.

- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la Terminología Estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 171: 31-95.
- Frenguelli J. 1949. Addenda a la flora del Gondwana superior de la Argentina. III *Neocalamites carrerei*. *Physis*, 20 (57): 150-158. Buenos Aires.
- Frenguelli, J. 1942a. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana Superior en la Argentina. V. *Baiera cuyana* n. sp. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología* 7: 297-302.
- Frenguelli, J. 1942b. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana Superior en la Argentina. IX. *Kurtziana cacheutensis* Kurtz sp. n., gen. et n. comb. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología* 7: 331-339.
- Frenguelli, J. 1943. Reseña crítica de los géneros atribuidos a la "Serie de Thinnfeldia". *Revista del Museo de La Plata (n.s.)*, *Paleontología* 2: 225-342.
- Frenguelli, J. 1944a. Las especies del género *Zuberia* en la Argentina. *Anales del Museo de La Plata. Paleontología, sección B; Paleobotánica* 1: 1-30.
- Frenguelli, J. 1944b. Contribución al conocimiento de la flora del Gondwana Superior en la Argentina, XXVII, *Lepidanthium sporiferum* Feist. sp.?. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología* 9: 531-537.
- Frenguelli, J. 1944c. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana Superior en la Argentina. XXIV, *Equisetites fertilis* n. comb. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología* 9: 501-509.
- Frenguelli, J. 1946. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana Superior en la Argentina, XXXIII, Ginkgoales de los estratos de Potrerillos en la Precordillera de Mendoza. *Notas del Museo de La Plata, Paleontología* 11: 101-127.
- Frenguelli, J. 1947. El género *Cladophlebis* y sus representantes en la Argentina. *Anales del Museo de La Plata (nueva serie)*, *Paleontología* 2: 1-74.
- Frenguelli, J. 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*, *GAEA* 8: 159-309.
- Furnish, W. M. 1973. Permian stage names. En: Logan, A y Hills, L.V. (eds.), *The Permian and Triassic Systems and their Mutual Boundary*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 522-548pp.
- Ganuza, D. G., Zamuner, A. B., Artabe, A. E. y Spalletti, L. A. 1998. Sistemática y Paleoecología de la Flora Triásica de Hilario-Agua de Los Pajaritos (Formación El Alcázar), Provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana* 35: 271-283.

- Gastaldo, R. A., y Demko, T. M. 2011. The relationship between continental landscape evolution and the plant-fossil record: long term hydrologic controls on preservation. In *Taphonomy* (pp. 249-285). Springer, Dordrecht.
- Gastaldo, R. A., y Ferguson, D. K. 1998. Reconstructing Tertiary plant communities: introductory remarks. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 101(1-4), 3-6.
- Gawthorpe, R. L., y Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12 (3-4), 195-218.
- Gee, C. T. 2005. The genesis of mass carpological deposits (bedload carpod deposits) in the Tertiary of the Lower Rhine Basin, Germany. *Palaaios*, 20(5), 463-478.
- Geinitz, H.B. 1862. *Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende, II, Die Pflanzen der Dyas und Geologisches*. W. Engelmann, Leipzig, 342 pp.
- Ghose, N. C.; Chatterjee, N. y Windley, B. 2017. F. Subaqueous early eruptive phase of the late Aptian Rajmahal volcanism, India: Evidence from volcanoclastic rocks, bentonite, black shales, and oolite. *Geoscience Frontiers*, vol. 8, no 4, p. 809-822.
- Giambiagi, Laura, Spagnotto, Silvana, Moreiras, S., Gómez, G., Stahlschmidt, E., y Mescua, J. 2015. Three-dimensional approach to understanding the relationship between the Plio-Quaternary stress field and tectonic inversion in the Triassic Cuyo basin, Argentina. *Solid Earth* vol. 6, 1 - 17p.
- Gilbert, G. K. 1890. Lake Bonneville. US Geological Survey Monograph, vol 1. US Government Printing Office, Washington DC 438pp.
- Gilbert, J. S., y Lane, S. J. 1994. The origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56 (5), 398-411.
- Gnaedinger, S. 2007. Planoxylon Stopes, Protelicoxylon Philippe y Herbstioxylon nov. gen. (Coniferales) de la Formación La Matilde (Jurásico Medio), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 44(2), 321-335.
- Gnaedinger, S. 2010. Estructuras reproductivas en el Grupo El Tranquilo (Triásico tardío), provincia de Santa Cruz, Argentina. In *X Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía-VII Congreso Latinoamericano de Paleontología*.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R. 1998. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). Parte IV. Pteridospermae. *Ameghiniana* 35: 33-52.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R. 1999. La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). Parte VI. Ginkgoales. *Ameghiniana* 36: 275-296.

- Gnaedinger, S. y Herbst, R. 2001. Pteridospermas triásicas del Norte Chico de Chile. *Ameghiniana* 38: 281-298.
- Gnaedinger, S., y Herbst, R. 2004. Pteridophylla triasicas del Norte de Chile. II. Géneros *Dejerseya* Herbst, *Linguifolium* (Arber) Retallack y *Yabeiellu* Oishi. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, 6(1), 49-59.
- Gnaedinger, S., Zavattieri, A.M., 2017. First Record of Voltzialean Male Cone (*Lutanthus*) and Podocarpacean Female Cone (*Rissikistrobus*) from the Late Triassic of Argentina, Including New Plant Remains from the Paso Flores Formation. *Ameghiniana* 54, 224–246.
- Göppert, H. R. 1841. *Die Gattungen der fossilen Pflanzen: verglichen mit denen der Jetztwelt und durch Abbildungen erläutert*. 151 pp.
- Gothan, W. 1912. Über die Gattung *Thinnfeldia* Ettingshausen. *Abhandlung der Naturhistorische Gesellschaft zu Nürnberg* 19: 67-80.
- Grambast, L. 1952. Sur la signification des structures généralisées chez les Coniférales et la valeur des Protopinacées en tant que groupe. *Comptes rendus hebdomadaires des seances de l'academie des sciences*, 235(23), 1533-1535.
- Grauvogel-Stamm, L. 1993. *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda from the Lower Triassic of Germany-further observations and comparative morphology of its rooting organ. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 77(3-4), 185-212.
- Grauvogel-Stamm, L. 1999. *Pleuromeia sternbergii* (Münster) Corda, eine charakteristische Pflanze des deutschen Buntsandsteins. *Trias, eine ganz andere Welt, Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*. Pfeil: Munich, 271-282.
- Grauvogel-Stamm, L. y Ash, S.R., 2005. Recovery of Triassic land flora from the end-Permian life crisis. *Comptes Rendus Palevol* 4, 593–608.
- Greguss, P. 1955. Identification of living gymnosperms on the basis of xylotomy. *Akadémiai Kiado*, Budapest, 263 pp.
- Greguss, P. 1968. Xylotomy of the living cycads, with a description of their leaves and epidermis. *Akadémiai Kiadó*, Budapest, Hungary.
- Groeber, P. y Stipanovic, P.N. 1953. Triásico. En: Geografía de la República Argentina, II. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, pp. 13-131.
- Guerstein, P.G., 1982. Estudio geológico del Triásico aflorante entre las quebradas de Hilario y del Carrizal (Departamento de Calingasta, San Juan). Trabajo final de Licenciatura, Universidad de San Juan, Facultad de Ciencias Naturales (Inédito), San Juan.

- Hallam, A. y Wignall, P.B., 1997. Mass extinctions and their aftermath. Oxford University Press, Oxford.
- Hallam, A., 1991. Why was there a delayed radiation after the end-Permian mass extinction? *Historical Biology* 5, 257–262.
- Halle, T.G. 1908. Zur Kenntnis der Mesozoischen equisetales Schwedens. *Kungliga Svenska Vetenskapsademiens Handlingar* 43: 3-42.
- Hammer, Ø., Harper, D. A., y Ryan, P. D. 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia electronica*, 4(1), 9.
- Harris, T. M., y Millington, W. 1974. *Ginkgoales*. Trustees of the British Museum (Natural History). London.
- Haughton, P. D. W. 1993. Simultaneous Dispersal of Volcaniclastic and Non-Volcanic Sediment in Fluvial Basins: Examples from the Lower Old Red Sandstone, East-Central Scotland. *Alluvial sedimentation*, 451-471.
- He, S.-A., Yin, G. y Pang, Z.-J. 1997. Resources and prospects of *Ginkgo biloba* in China. Pp. 373–383.
- Heim, C., Nowaczyk, N. R., Negendank, J. F., Leroy, S. A., y Ben-Avraham, Z. 1997. Near East desertification: evidence from the Dead Sea. *Naturwissenschaften*, 84 (9), 398-401.
- Hein, F. J., y Walker, R. G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(4), 562-570.
- Herbst, R. 1971. Palaeophytología Kurtziana III. 7. Revisión de las especies argentinas del género *Cladophlebis*. *Ameghiniana* 8: 265-281.
- Herbst, R. 1977. Sobre Marattiales (Filicopsidae) triásicas de Argentina y Australia. Parte II. Los generos *Danaeopsis* y *Rienitsia*. *Ameghiniana*, 14(1-4), 19-32.
- Herbst, R. y Lutz, A. I. 1988. *Rhexoxylon brasiliensis* n. sp. (Corytospermaceae, Pteridospermales) from the Upper Triassic Caturrita Formation, Brazil, with comments on biology and environment. *Mededelingen rriks Geologische Dienst* 42: 21-28
- Herbst, R. y Lutz, A.I. 1995. *Tranquiloxydon petriellai* nov. gen. et sp. (Pteridospermales) from the Upper Triassic Laguna Colorada Formation, Santa Cruz province, Argentina. *Ameghiniana* 32: 231-236.
- Herbst, R., y Gnaedinger, S. 2002. *Kurtziana Frenguelli* (Pteridospermae? incertae sedis) y *Aiicurana* nov. gen. (Cycadopsida) del Triásico y Jurásico Temprano de Argentina y Chile. *Ameghiniana*, 39(3), 331-341.

- Hirmer, M. 1933. Zur Kenntnis der strukturbietenden Pflanzenreste des jüngeren Paläozoikums. *Palaeontographica (1846-1933)*, 121-140.
- Hoblitt, R. P. 1996. The preclimactic eruptions of Mount Pinatubo, June 1991. Fire and Mud: eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines, 457-511.
- Holmes, W. 2001. Equisetalean plants remains from the Early to Middle Triassic of New South Wales, Australia. *Records of the Australian Museum*, 53: 9-20.
- Holmes, W. B. K. 2000. The Middle Triassic megafossil flora of the Basin Creek Formation, Nymboida Coal Measures, NSW, Australia. Part 1: Bryophyta, Sphenophyta. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales* 122, 43-68.
- Holmes, W. B. K. y Anderson, H. M. 2005. The Middle Triassic megafossil flora of the Basin Creek Formation, Nymboida Coal Measures, New South Wales, Australia. Part 5. The Genera *Lepidopteris*, *Kurtzia*, *Rochipteris* and *Walkomiopteris*. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales* 126: 39-79.
- Holmes, W. K., y Anderson, H. M. 2013. A synthesis of the rich Gondwana Triassic megafossil flora from Nymboida, Australia. *The Triassic System. New Mexico. Museum of Natural History and Science, Bulletin*, 61, 296-305.
- Holz, M., y Simões, M. G. 2005. Taphonomy—Overview of main concepts and applications to sequence stratigraphic analysis. In *Applied stratigraphy* (pp. 249-278). Springer, Dordrecht.
- Husby, C. 2013. Biology and functional ecology of Equisetum with emphasis on the giant horsetails. *The Botanical Review*, 79 (2), 147-177.
- IAWA Committee. 2004. International Association of Wood Anatomists list of microscopic features for softwood identification. *IAWA Journal* 25: 1-70.
- Impiccini, A. 1995. Mineralogía de la fracción no arcillosa de las bentonitas del Cretácico superior de la región Norpatagónica. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Inedito.
- Impiccini, A., y Valles, J. M. 2002. Los depósitos de bentonita de Barda Negra y cerro Bandera, departamento Zapala, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3), 305-314.
- Jain, R. y Delevoryas, T. 1967. A Middle Triassic Flora from the Cacheuta Formation, Minas de Petróleo, Argentina. *Palaeontology* 10: 564-589.
- Jefferson, T. H. 1987. The preservation of conifer wood: examples from the Lower Cretaceous of Antarctica. *Palaeontology*, 30(2), 233-249.

- Johnson C. y Graham S. 2004. Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia. (pp. 770-785). Vol. 74. Journal of Sedimentary Research. Published, 11/01/2004.
- Johnson, C. L., y Graham, S. A. 2004. Sedimentology and reservoir architecture of a synrift lacustrine delta, southeastern Mongolia. *Journal of Sedimentary Research*, 74(6), 770-785.
- Johnston 1894 Further contributions to the fossil flora of Tasmania. I. Pap Proc R Soc Tasman 1893:170–178.
- Jopling, A. V. 1963. Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, 2 (2), 115-121.
- Jorgensen, P. J., y Fielding, C. R. 1996. Facies architecture of alluvial floodbasin deposits: three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. *Sedimentology*, 43(3), 479-495.
- Kenrick, P. y Crane, P.R. 1997. *The origin and early diversification of land plants*. Smithsonian Institution Press, Washington D.C., 441 pp.
- Kerp, H. 1990. The study of fossil gymnosperms by means of cuticular analysis. *Palaaios*, 548-569.
- Kerp, H., Hass, H., y Mosbrugger, V. 2001. New data on *Nothia aphylla* Lyon 1964 ex El-Saadawy et Lacey 1979, a poorly known plant from the Lower Devonian Rhynie Chert. *Plants invade the land: evolutionary and environmental perspectives*, 52-82.
- Kidder, D.L., y Worsley, T.R. 2004. Causes and consequences of extreme Permo–Triassic warming to globally equable climate and relation to Permo–Triassic extinction and recovery. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 207–237.
- Kidwell, S.M., Rothfus T.A., y Best M. R., 2001, Sensitivity of taphonomic signatures to sample size, sieve size, damage scoring system, and target taxa: *Palaaios*, 16(1), 26-52.
- Klavins, S. D., Taylor, T. N. y Taylor, E. L. 2002. Anatomy of Umkomasia (Corystospermales) from the Triassic of Antarctica. *American Journal of Botany* 89: 664–676.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Payne, J.L., Pruss, S. y Fischer, W.W., 2007. Paleophysiology and end-Permian mass-extinction. *Earth and Planetary Science Letters* 256, 295–313.
- Kokogian, D. A., y Mansilla O. H. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana, in Cuencas Sedimentarias Argentinas, *Serie de Correlación Geológica* vol. 6, editado por G. Chebli y L. Spalletti, pp. 169 – 201, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán, Argentina.
- Kokogian, D., Boggetti, D. y Rebay, G. 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. *1º Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, Actas 2: 649-674, Mar del Plata.

- Kokogián, D.A.; Boggetti, D.A. 1986. Estratigrafía y ambientes sedimentarios de los depósitos triásicos de la localidad de Potrerillos en la provincia de Mendoza. Reunión Argentina de Sedimentología, No. 1, Resúmenes Expandidos: 161-164. La Plata.
- Kraus, M. J. 1996. Avulsion deposits in lower Eocene alluvial rocks, Bighorn Basin, Wyoming. *Journal of Sedimentary Research*, 66(2), 354-363.
- Kräusel, R. 1949. Die fossilen Koniferen-Hölzer (Unter Ausschluß von Araucarioxylon Kraus) II. Teil. Kritische Untersuchungen zur Diagnostik lebender und fossiler Koniferen-Hölzer. *Palaeontographica B* 89: 83-203.
- Kurtz, F. 1894. Contribuciones a la palaeophytologia Argentina. *Revista del Museo La Plata* 6 117-139.
- Kurtz, F. 1921. Atlas de las plantas fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias* 7: 129-153.
- Lausberg, S., y Kerp, H. 2000. Conifer-dominated flora from the Lower Rotliegend near Alsenz, Saar-Nahe-Basin (Germany). *Feddes Repertorium*, 111 (7/8), 399-426.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A.; Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. In Congreso Geológico Argentino, No. 12, y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 2, Vol. 1, *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, No. 9, p. 87-114. Mendoza
- Legarreta, L.; Kokogian, D.A. y Dellapé, D. A., 1992. Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿cuánto de inversión tectónica? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (1): 83-86.
- Leppe Cartes, M. A. L. 2005. *Paleobotánica del triásico del valle inferior del río Biobío, región del Biobío, Chile. Tesis doctora*, Universidad de Concepción.
- Leppe, M. y Moisan, P. 2003. Nuevos registros de Cycadales y Cycadeoidales del Triásico Superior del río Biobío, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 76: 475-484.
- Li, G., Jin, M., Chen, X., Wen, L., Zhang, J., Madsen, D.; Zhao, H.; Wang, X.; Fan, T.; Duan, Y.; Liu, X.; Wu, D.; Li, F. y Chen, F. 2015. Environmental changes in the Ulan Buh Desert, southern Inner Mongolia, China since the middle Pleistocene based on sedimentology, chronology and proxy indexes. *Quaternary Science Reviews*, 128, 69-80.
- Li, X., Yang, D., y Lu, H. 1999. Oxide-geochemistry features and paleoclimatic record of the aeolian-dust depositional sequence in southern Anhui. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 19, 75-82.

- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L., Re, G., y Caselli, A. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(7), 751-762.
- Lin X. 2007. Natural populations and plantation areas of Ginkgo biloba. F.L. Cao (Ed.), A Monograph of Chinese Ginkgos, China Forestry Publishing House, Beijing (2007), pp. 37-52.
- Link, 1833. Marattiales. *Hort Berol* 2: 148.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E., y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo gondwánico. In Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V.; editor). *Congreso Geológico Argentino*, N°. 12, 53-64pp.
- Looy, C. V., Brugman, W. A., Dilcher, D. L., y Visscher, H. 1999. The delayed resurgence of equatorial forests after the Permian–Triassic ecologic crisis. *Proceedings of the national Academy of Sciences*, 96 (24), 13857-13862.
- Looy, C.V., Twitchett, R.J., Dilcher, D.L., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Visscher, H. 2001. Life in the end-Permian dead zone. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 98, 7879–7883.
- López Gamundí, O. 1994. Facies distribution in an asymmetric half-graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. XIV International Sedimentological Congress (Recife). Abstracts: 6-7.
- López Gamundi, O. R. y Astini, R. 1992. Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar-Agua de los Pajaritos, provincia de San Juan, Argentina. 4° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 3: 97-104, La Plata.
- Ludvigson, G. A., González, L. A., Fowle, D. A., Roberts, J. A., Driese, S. G., Villarreal, M. A., Smith, J. y Suarez, M. 2013. Paleoclimatic applications and modern process studies of pedogenic siderite. New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology, SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Lutz, A., Gnaedinger, S., Mancuso, A., and Crisafulli, A. 2011. Paleoflora de la Formación Los Rastros (Triásico Medio), provincia de San Juan, Argentina. Consideraciones taxonómicas y tafonómicas. *Ameghiniana* 48: 568–588.
- Lutz, A.I., Arce, F.E., 2013. Paleoflora de la Formación Carrizal (Triásico Medio-Superior), provincia de San Juan, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30, 453–462.
- Mack, G. H., y James, W. C. 1994. Paleoclimate and the global distribution of paleosols. *The Journal of Geology* 102, 360-366.
- Mack, G.H., James, W.C. y Monger, H.C. 1993. Classification of paleosoils. *Geological Society of America, Bulletin* 105: 129-136.

- MacKenzie, W. S., y Guilford, C. 2014. *Atlas of the Rock-Forming Minerals in Thin Section*. Routledge.
- Mägdefrau, K. 1931. *Zur morphologie und phylogenetischen Bedeutung der fossilen Pflanzengattung Pleuromeia*.
- Major, J. J., Pierson, T. C., Hoblitt, P. y Moreno, H. 2013. Pyroclastic density currents associated with the 2008-2009 eruption of Chaitén Volcano (Chile): Forest disturbances, deposits and dynamics. *Andean Geology* 40 (2): 324-358.
- Makaske, B., 2001. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews*, 53(3-4), 149-196.
- Mancuso, A. C. y Marsicano, C. 2008. Paleoenvironments and Taphonomy of a Triassic Lacustrine System (Los Rastros Formation, Central-Western Argentina). *Palaios*; 23, 235 - 547p.
- Mancuso, A. C., Chemale, F., Barredo, S., Ávila, J. N., Ottone, E. G., y Marsicano, C. 2010. Age constraints for the northernmost outcrops of the Triassic Cuyana Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(2), 97-103.
- Martinov, I. 1820. Osmundaceae. *Tekhno-Bot. Slovar*: 445
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., y De Min, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. *Science* 284, 616–618.
- Mc Loughlin, S., Lindström, S. y Drinnan, A. N. 1997. Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian-Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica. *Antarctic Science* 9: 281-298.
- Mc Phie, J., Doyle, M., y Allen, R. 1993. Volcanic textures. *A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmanian Government Printing Office, Tasmania, 196.
- Melchor, R. N. 2004. Trace fossil distribution in lacustrine deltas: examples from the Triassic rift lakes of the Ischigualasto-Villa Unión basin, Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 228(1), 335-354.
- Melchor, R. N. 2007. Changing lake dynamics and sequence stratigraphy of synrift lacustrine strata in a half-graben: an example from the Triassic Ischigualasto–Villa Unión Basin, Argentina. *Sedimentology*, 54(6), 1417-1446.
- Menéndez C.A. 1957. Flórula Jurásica del Bajo de Los Baguales en Plaza Huincul, Neuquén. *Acta Geologica Lilloana*, 1, pp. 315-338p.

- Menéndez, C.A. 1956. *Protophyllocladoxylon cortaderitaensis* sp. nov. Tronco fósil del Triásico de Barreal (provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 11: 273-280.
- Menéndez, C.A. 1957. *Asterotheca hilariensis* sp. nov. del Triásico superior de Hilario, San Juan. *Ameghiniana* 1 (1-2): 25-32.
- Mésigos, M.G. 1953. El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8: 65-109.
- Mésigos, M.G. 1953. El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8: 65-109.
- Meyen, S.V. 1987. *Fundamentals of Palaeobotany*. Chapman and Hall, Londres, 432 pp.
- Meyer-Berthaud, B., y Taylor, T.N., 1991. A probable conifer with podocarpacean affinities from the Triassic of Antarctica. *Review of Palaeobotanic and Palynology* 67, 179–198.
- Miall, A. D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261-308.
- Miall, A. D. 2006. How do we identify big rivers? And how big is big?. *Sedimentary Geology*, 186 (1-2), 39-50.
- Miall, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary. En: Miall, A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 5: 597-604.
- Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer eds., New York, 582 pp.
- Milligan, M. R., y Chan, M. A. 1998. Coarse-grained Gilbert Deltas: facies, sequence stratigraphy and relationships to Pleistocene climate at the eastern margin of Lake Bonneville, northern Utah.
- Mohrig, D., Heller, P. L., Paola, C., y Lyons, W. J. 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation 124 (western Colorado). *Geological Society of America Bulletin*, 112(12), 1787-1803.
- Morel, E. M. 1994. El Triásico del Cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I: Geología, contenido paleoflorístico y Cronoestratigrafía. *Ameghiniana*. 31: 161-176.
- Morel, E. M., Artabe, A. E. y Spalletti, L. A. 2003. The Triassic floras of Argentina: Biostratigraphy, Floristic events and comparison with other areas of Gondwana and Laurasia. *Alcheringa* 27: 231-243.

- Morel, E. M., Artabe, A. E., Ganuza, D. G., Bodnar, J., Correa, G., y Spalletti, L. A. 2015. El Triásico de la Formación Carrizal en el depocentro de Marayes (San Juan, Argentina): paleobotánica, tafonomía y bioestratigrafía. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(4), 456-469.
- Morel, E. M., Artabe, A. E., Ganuza, D. y Zúñiga, A. 2010. La paleoflora triásica del cerro Cacheuta, provincia de Mendoza, Argentina. Bryopsida, Lycopsidea, Sphenopsida, Filicopsida y Gymnospermopsida (Corystospermales y Peltaspermales). *Ameghiniana* 47: 3-23.
- Morel, E.M.; Artabe, A.E.; Ganuza, D.G. y Zúñiga, A. 2011. La paleoflora triásica del cerro Cacheuta, provincia de Mendoza, Argentina. Petriellales, Cycadales, Ginkgoales, Voltziales, Coniferales, Gnetales y Gimnospermas incertae sedis. *Ameghiniana* 48 (4): 520-541.
- Murcia, H. F., Borrero, C. A., Pardo, N., Alvarado, G. E., Arnosio, M., y Scolamacchia, T. 2013. Depósitos volcanoclásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central*, 48 (48), 15-39.
- Mustoe, G. 2017. Wood petrification: A new view of permineralization and replacement. *Geosciences*, 7(4), 119.
- Mutti, M., y Weissert, H. 1995. Triassic Monsoonal Climate and its signature in Ladinian–Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Journal of Sedimentary Research* B65, 357–367.
- Nanson, G. C., y Croke, J. C. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology*, 4(6), 459-486.
- Nathorst, A. G. 1878. *Bidrag till Sveriges fossila flora: Floran vid höganäs och Helsingborg*. Norstedt.
- Naugolnykh, S. V. 2009. A new fertile Neocalamites from the Upper Permian of Russia and equisetophyte evolution. *Geobios*, 42(4), 513-523.
- Newell, K. D., y Hatch, J. R. 1999. Petroleum geology and geochemistry of a production trend along the McPherson anticline in central Kansas, with implications for long-and short-distance oil migration. *American Association of Petroleum Geologists Mid-Continent Section meeting*, abstracts v.83, n 7, 1202-1203.
- Nixon K.C., Crepet, W.L., Stevenson, D. y Friis, E.M. 1994. A reevaluation of seed plant phylogeny. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 81: 484-533.
- Norstog, K., y Nicholls, T. J. 1997. *The biology of the cycads*. Cornell University Press, Ithaca, New York 363p.
- Oishi, S. 1931. On *Fraxinopsis* Wieland and *Yabeiella* Ôishi gen. nov. *Japan Journal of Geology and Geography*, 8, 259-267.

- Ôishi, S., y Yamasita, K. 1936. On the fossil Dipteridaceae. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Imperial University. Ser. 4, Geology and mineralogy*, 3(2), 135-184.
- Olsen, P.E. y Kent, D.V., 2000. High resolution early Mesozoic Pangean climatic transect in lacustrine environments. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 11–12, 1475–1496.
- Ottone, E. G. 2006. Plantas triásicas del Grupo Rincón Blanco, provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*. 43 (2): 477-486.
- Ottone, E. G.; Avellaneda, D. y Koukharsky, M. 2011. Plantas triásicas y su relación con el volcanismo en la Formación Agua de la Zorra, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 48 (2): 177-188.
- Parrish, J. T. y Peterson, F. 1988. Wind directions predicted from global circulation models and wind directions determined from eolian sandstones of the western United States—a comparison. *Sedimentary Geology* 56, 261–282.
- Parrish, J.T. 1993. Climate of the Supercontinent Pangea. *Journal of Geology* 101: 215-233.
- Parrish, J.T., Peterson, F. y Turner, C.E. 2004. Jurassic “savannah”—Plant taphonomy and climate of the Morrison Formation (Jurassic, Western U.S.A.). *Sedimentary Geology* 167: 137–162.
- Pérez-López, A. 1996. Sequence model for coastal-plain depositional systems of the Upper Triassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Sedimentary Geology*, 101 (1-2), 99-117.
- Petriella, B. T. 1979. Sinopsis de las Corystospermaceae (Corystospermales, Pteridospermophyta) de Argentina. 1. Hojas. *Ameghiniana* 16: 81-102.
- Petriella, B. T. 1980. Sinopsis de las Corystospermaceae (Corystospermales, Pteridospermophyta) de Argentina. 2. Estructuras fértiles. *Ameghiniana* 17: 168-180.
- Petriella, B. T. 1981. Sistemática y vinculaciones de las Corystospermaceae H. Thomas. *Ameghiniana* 18: 221-234.
- Petriella, B. T. 1985. Caracteres adaptativos y autoecología de las Corystospermaceae. In *Congreso Latinoamericano de Paleontología* (Vol. 3, No. 1984, pp. 53-57).
- Petriella, B. T. y Arrondo, O. G. 1982. El género Kurtziana Frenguelli: su morfología y vinculaciones. *Ameghiniana* 19: 209-215.
- Philippe, M., Barbacka, M., Gradinaru, E., Iamandei, E., Iamandei, S., Kázmér, M., Popa, M., Szakmány, G., Tchoumatchenco, P., y Zatoń, M. 2006. Fossil wood and Mid-Eastern Europe terrestrial palaeobiogeography during the Jurassic–Early Cretaceous interval. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 142 (1-2), 15-32.

- Philippe, M., y Bamford, M. K. 2008. A key to morphogenera used for Mesozoic conifer-like woods. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 148 (2-4), 184-207.
- Pozzo, A. 1948. Estudio geológico, estratigráfico y tectónico de la Precordillera, al este del río de los Patos y al sud de Calingasta (Provincia de San Juan). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 101 pp., 12 láms, 3 perf., mapa. Inédito.
- Prantl, K. 1874. Lehrbuch der Botanik. Engelmann, Leipzig, 240 pp.
- Preto, N., Kustatscher, E., y Wignall, P. B. 2010. Triassic climates-state of the art and perspectives. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290(1-4), 1-10.
- Radchenko, G. P. 1957. Particularités morphologiques et anatomiques de certain types de végétaux du Carbonifère ancien de la Kuznetsk. Sborn. Pamjati A. N. Kryshstofovich. Institut Bot. Komarov. Akad. Nauk. SSSR: 33-54.
- Ramos, V. y Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.), Andean Magmatism and its Tectonic Setting. *Geological Society of America*, Special Paper 265: 79-91.
- Retallack, G. 1975. The life and times of a Triassic lycopod. *Alcheringa*. 1. 3-29.
- Retallack, G. J. 1977. Reconstructing Triassic vegetation of eastern Australasia: a new approach for the biostratigraphy of Gondwanaland. *Alcheringa* 1: 253-283. (Microfiche supplement).
- Retallack, G. J. 1981. Middle Triassic megafossil plants from Long Gully, near Otematata, north Otago, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 1: 167-200.
- Retallack, G. J. 1985. Fossil soils as grounds for interpreting the advent of large plants and animals on land. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*, 309, 105-142.
- Retallack, G. J. 1986. The fossil record of soils. *Paleosols: their recognition and interpretation*, 1-57.
- Retallack, G. J. 1988. Field recognition of paleosols. En: Reinhardt, J. y Sigles, W.R. (eds) *Paleosols and Weathering Through Geologic Time: Principles and Applications*, Special Paper, *Geological Society of America* 216: 1-20.
- Retallack, G. J. 1995. Permian–Triassic life crisis on land. *Science* 267, 77–80.
- Retallack, G. J. 1997. Earliest Triassic origin of *Isoetes* and quillwort evolutionary radiation. *Journal of Paleontology* 71: 500–521.
- Retallack, G. J. 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by Earliest Triassic Paleosols in the Sydney Basin, Australia. *GSA Bulletin* 111, 52–70.

- Retallack, G. J. y Dilcher, D. L. 1988. Reconstructions of selected seed ferns. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 75: 1010-1057.
- Retallack, G. J., Veevers, J. J., y Morante, R. 1996. Global coal gap between Permian–Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants. *Geological Society of America Bulletin*, 108(2), 195-207.
- Retallack, G.J. y Alonso-Zarza, A. M. 1998. Middle Triassic Paleosols and paleoclimate of Antarctica. *Journal of Sedimentary Research* 68: 169-184.
- Rich, T. H., Rich, P. V., Wagstaff, B., McEwen-Mason, J., Douthitt, C. B., y Gregory, R. T 1989. Early Cretaceous biota from the northern side of the Australo-Antarctic rift valley. *Geological Society, London, Special Publications*, 47(1), 121-130.
- Ritter, M. D. N., De Francesco, C. G., Erthal, F., Hassan, G. S., Tietze, E., y Martinez, S. A. 2016. Manifesto of the South American School of (actualistic) taphonomy. *Palaaios*, 31(2), 20-24.
- Roberts, E. M., y Hendrix, M. S. 2000. Taphonomy of a petrified forest in the Two Medicine formation (Campanian), northwest Montana: Implications for palinspastic restoration of the Boulder batholith and Elkhorn Mountains volcanics. *Palaaios*, 15(5), 476-482.
- Robinson P. L. 1973. Palaeoclimatology and continental drift. In: Tarling DH, Runcorn SK (eds) *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, vol 1. Academic Press, New York London, pp 449–476.
- Rolleri E. O. y Criado Roqué P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969), 2: 1-60. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. y Criado Roqué, P. 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *III Jornadas Geológicas Argentinas* (Comodoro Rivadavia), *Actas* 1: 1-76.
- Rolleri, E.O. y Fernández Garrasino, C. 1979. Comarca septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina* (Córdoba) Academia Nacional de Ciencias, I: 771-809.
- Rothfus, T.A., 2004, How Many Taphonomists Spoil the Data? Multiple Operators in Taphofacies Studies: *Palaaios*, 19 (5), 514–519.
- Rust, B. R. 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18 (3-4), 221-245.
- Rust, B. R. 1982. Sedimentation in fluvial and lacustrine environments. *Hydrobiologia*, 91, 59-70.
- Sadovnikov, G. N. 1986. Microstructure of some late Triassic Arthrostems of Iran. *Paleontologicheskii Zhurnal*, (3), 94-102.

- Sagasti, A. J., Morel, E. M., Ganuza, D., y Knight, P. A. 2019. New paleofloristic elements and stratigraphic considerations for the Nestares Formation (Lower Jurassic, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 102245.
- Sawada, Y., Sampei, Y., Hyodo, M., Yagami, T., y Fukue, M. 2000. Estimation of emplacement temperatures of pyroclastic flows using H/C ratios of carbonized wood. *Journal of volcanology and geothermal research*, 104(1-4), 1-20.
- Schencman, L. J., Marensi, S. A., y Díaz, M. X. 2018. Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina (Mioceno) en la sierra de Los Colorados, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(1), 17-38.
- Schimper, W. P. 1869. *Traité de paléontologie végétale ou la flore du monde primitif dans ses rapports avec les formations géologiques et la flore du monde actuel*, Vols. 1– 3, atlas. Baillière et fils, París, 740 pp
- Schlager, W. y Schöllnberger, W., 1974. Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. *Mitteilungen. Österreichische Geologische Gesellschaft* 66–67, 165–193.
- Schumacher, R., y Schmincke, H. U. 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56(8), 626-639.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J. y McKerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences* 28: 99-114.
- Scott, S., n, B., Crosdale, P., Dingwall, J., y Leblang, G. 2004. Revised geology and coal seam gas characteristics of the Walloon Subgroup-Surat Basin, Queensland. Scotese, C.R., Boucot, A.J. y McKerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of African Earth Sciences* 28: 99-114.
- Serbet, R. y Rothwell, G.W. 1995. Functional morphology and homologies of gymnospermous ovules: Evidence from a new species of *Stephanospermum* (Medullosales). *Canadian Journal of Botany* 73: 650-661.
- Seward, A. C. 1903. Fossil Floras of Cape Colony. (Vol. 4). trustees of the South African Museum and the Geological Commission of the Colony of the Cape of Good Hope.
- Seward, A. C. 1933. An Antarctic Pollen-Grain; Fact of Fancy? *New Phytologist*, 32(4), 311-313.
- Seward, A. C. y Dale, E. 1901. On the structure and affinities of *Dipteris*, with notes on the geological history of the Dipteridinae. *Philosophical Transactions of Royal Society of London* 194: 1-187.
- Seward, A.C. 1917. *Fossil Plants, Volumen III*. Cambridge University Press. 656 pp.

- Sheldon, N. D. 2006. Abrupt chemical weathering increase across the Permian-Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231, 315–321.
- Shepherd, A., Harvey, P. K., y Leake, R. C. 1987. The geochemistry of residual soils as an aid to geological mapping: a statistical approach. *Journal of geochemical exploration*, 29 (1-3), 317-331.
- Sigleo, A. C. 1979. Geochemistry of silicified wood and associated sediments, Petrified Forest National Park, Arizona. *Chemical Geology*, 26(1-2), 151-163.
- Sigurdsson, H., Carey, S. N., y Espindola, J. M. 1984. The 1982 eruptions of El Chichón volcano, Mexico: stratigraphy of pyroclastic deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 11-37.
- Simms, M. J., y Ruffell, A. H. 1989. Synchronicity of climatic change and extinctions in the Late Triassic. *Geology*, 17(3), 265-268.
- Slingerland, R., y Smith, N. D. 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 257-285.
- Smith, A.R., Pryer, K.M., Schuettpelz, E., Korall, P., Schneider, H. y Wolf, P.G. 2006. A classification for extant ferns. *Taxon* 55: 705-731.
- Smith, G. A. 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. *Sedimentology*, 35 (6), 953-977.
- Smith, G. A., Campbell, N. P., Deacon, M. W., y Shafiqullah, M. 1988. Eruptive style and location of volcanic centers in the Miocene Washington Cascade Range: Reconstruction from the sedimentary record. *Geology*, 16 (4), 337-340.
- Smith, G. A., y Katzman, D. 1991. Discrimination of eolian and pyroclastic-surge processes in the generation of cross-bedded tuffs, Jemez Mountains volcanic field, New Mexico. *Geology*, 19(5), 465-468.
- Smith, N. D. 1970. The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks. North Central Appalachians. *Geological Society of American Bulletin* 81: 2993-3014.
- Spalletti L. A. 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): Análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1(2): 125-142. Buenos Aires

- Spalletti, L. 1995. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental en la Precordillera sanjuanina, República Argentina. II Reunión sobre el Triásico del Cono Sur (Bahía Blanca), Actas: 27-28.
- Spalletti, L. 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica* 32(1-2) (1997): 29-50.
- Spalletti, L. A. 2001. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56: 189-210.
- Spalletti, L. A., Artabe, A.E. y Morel, E.M. 2003. Geological factors and evolution of southwestern Gondwana Triassic plants. *Gondwana Research* 6: 119–134.
- Spalletti, L. A., Franzese, J. R., Matheos, S. D., y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate–siliciclastic ramp; the Tithonian–Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 157 (2), 433-446.
- Spalletti, L. A.; Merodio, J.C. y Matheos, S.D. 1992. Composición, procedencia y marco tectónico de sedimentitas eojurásicas (Formación Nestares) del sudeste de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 277 - 286p.
- Spalletti, L., y Gazzera, C. E. 1994. Eventos eólicos en capas rojas Cretácicas (Formación Rio Limay, Grupo Neuquén), sector sudeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. En contribuciones de los Simposios sobre Cretácico de América Latina (Spalletti, L.; editor). Parte A: Eventos y Registro Sedimentario, Actas: 89-100.
- Spalletti, L.; Artabe, A.; Morel, E.; y Brea, M. 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico argentino. *Ameghiniana*; vol. 36 p. 49 – 45.
- Spalletti, L.A., Artabe, A.E., Brea, M., Ganuza, D.G., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50, 175–188.
- Spalletti, L.A., Morel, E.M., Artabe, A.E., Zavattieri, A.M., Ganuza, D., 2005. Estratigrafía, facies y paleoflora de la sucesión triásica de Potrerillos, Mendoza, República Argentina. *Revista Geológica de Chile* 32, 249–272.
- Sparks, R. S. J. 1986. The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, 48(1), 3-15.
- Sparks, R. S. J., Barclay, J., Calder, E. S., Herd, R. A., Komorowski, J. C., Luckett, R., y Woods, A. W. 2002. Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current on 26 December (Boxing Day) 1997 at Soufriere Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs*, 21(1), 409-434.

- Sparks, R. S. J., Self, S., y Walker, G. P. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115-118.
- Speyer S. E., y Brett C. E. 1991. Taphofacies controls. Background and episodic processes in fossil assemblage preservation. Allison P., Briggs E.G. (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*, Plenum Press, Madrid (1991), pp. 501-545
- Spicer, R. A. 1989. The formation and interpretation of plant fossil assemblages. *Advances in Botanical Research* 16: 96–191.
- Spicer, R. A. 1990. Reconstructing high-latitude Cretaceous vegetation and climate: Arctic and Antarctic compared. In *Antarctic Paleobiology* (pp. 27-36). Springer, New York, NY.
- Spicer, R. A., y Parrish, J. T. 1986. Paleobotanical evidence for cool north polar climates in middle Cretaceous (Albian-Cenomanian) time. *Geology*, 14(8), 703-706.
- Spicer, R.A. y Greer, A.G. 1986, Plant taphonomy in fluvial and lacustrine systems. En: Gastaldo, R.A. y Broadhead, T.W. (eds), *Land Plants: Notes for a Short Course*, University of Tennessee, Department of Geological Sciences, Studies in Geology 15, Knoxville, pp. 10–26.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 4: 3-187
- Stappenbeck, R. 1911. Umrisse des geologischen Aufbaues der Vorkordillere zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal. *Geologische und peletonologische Abhandlung. Neue Folge* 9:271-414.
- Stear, W. M. 1985. Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sedimentary Geology*, 45(3-4), 209-230.
- Stein, C. L. 1982. Silica recrystallization in petrified wood. *Journal of Sedimentary Research*, 52(4), 1277-1282.
- Sternberg, W. P. 1833. Versuch einer geognostischen botanischen. Darstellung der flora der Vorwelt 2: 1-80.
- Stewart, W.R. y Rothwell, G.W. 1993. *Paleobotany and the evolution of plants*. Cambridge University Press, Cambridge, 521 pp.
- Stipanovic P. y Mingramm A. 1952. Mesozoico. *Geografía de la Republica Argentina*, 2 541p.
- Stipanovic, P. N. 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. *20º Congreso Geológico Internacional (México), Sección II: El Mesozoico en el Hemisferio Occidental y sus correlaciones mundiales*: 77-112.

- Stipanivic, P. N. 1969. Las sucesiones triásicas argentinas. Gondwana Stratigraphy, Proceedings of the 1st International Union of Geological Sciences (UNESCO, París), Gondwana Symposium: 1121-1149.
- Stipanivic, P. N. 1972. Cuenca triásica de Barreal. En: Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 537- 566.
- Stipanivic, P. N. 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 695-744.
- Stipanivic, P. N. 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairim, A.E.M. (eds), The Phanerozoic geology of the World. II, The Mesozoic, Elsevier, Amsterdam, pp. 181-199.
- Stipanivic, P. N. 2001. Antecedentes geológicos y paleontológicos. En: Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B. (eds.), El Sistema Triásico de Argentina. Fundación Museo de La Plata. "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, pp. 1-21.
- Stipanivic, P. N. y Menéndez, C. A. 1949. Contribución al conocimiento de la flora fósil de Barreal (provincia de San Juan). I. Dipteridaceae. *Boletín de Informaciones Petroleras, Buenos Aires* 24: 44-73.
- Stipanivic, P. N., Herbst, R. y Bonetti, M. I. R. 1996. Floras Triásicas. En: Stipanivic, P.N. y Hünicken, M.A. (eds), Revisión y actualización de la obra paleobotánica de Kurtz en la República Argentina, *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 11, Córdoba: 127-184.
- Stipanivic, P. N., y Zavattieri, A. M. 2002. Grupo Uspallata. *Léxico estratigráfico de la Argentina*, 8, 290-294.
- Stipanivic, P.N. 2002. El Triásico en la Argentina. En Stipanivic, P.N.y Marsicano, C.A. (eds.), *Léxico Estratigráfico de La Argentina*, Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 370 p.
- Stockey, R. A., Rothwell, G. W., y Little, S. A. 2006. Relationships among fossil and living Dipteridaceae: Anatomically preserved *Hausmannia* from the Lower Cretaceous of Vancouver Island. *International Journal of Plant Sciences*, 167 (3), 649-663.
- Strelkov, E. y Alvarez, L. 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina- sanjuanina. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), *Actas* 3: 115-130.
- Strelkov, E. y Alvarez, L. 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocinasanjuanina. 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), *Actas* 3: 115-130.

- Tabor, N.J., Montañez, I.P., Kelso, K.A., Currie, B.S., Shipman, T.A. y Colombi, C.E. 2006. Late Triassic soil catena: Landscape and climate controls on paleosol morphology and chemistry across the Carnian-age Ischigualasto–Villa Union basin, northwestern Argentina. En: Alonso-Zarza, A.M. y Tanner, L.H. (eds), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*, Geological Society of America Special Paper 416: 17–42.
- Takhtajan, A., y Zimmermann, W. 1966. On the higher taxa of Embryobionta. *Taxon*, 15 (129), 34.
- Taylor, E. L. 1989. Tree-ring structure in woody axes from the central Transantarctic Mountains, Antarctica. Proceedings of the International Symposium on Antarctic Research (Hangzhou, P.R. China, May, 1989). China Ocean Press, Tianjin, pp. 109–113.
- Taylor, E. L., Taylor, T. N., y Collinson, J. W. 1989. Depositional setting and paleobotany of Permian and Triassic permineralized peat from the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *International Journal of Coal Geology*, 12 (1-4), 657-679.
- Taylor, T. N. y Taylor, E. L. 1993. *The Biology and Evolution of Fossil Plants*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 981 pp.
- Taylor, T.N., Taylor, E.L. y Krings, M. 2009. *Paleobotany, The Biology and Evolution of Fossil Plants, Second Edition*, Academic Press, Amsterdam, 1230 pp.
- Taylor, W. C., y Hickey, R. J. 1992. Habitat, evolution, and speciation in Isoetes. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 613-622.
- Thomas, H. H. 1933. On some Pteridospermous plants from the Mesozoic rocks of South Africa. *Philosophical Transactions of the Royal Society London B* 222: 193-254.
- Thomas, H.H. y Bose, M.N. 1955. *Pachydermophyllum papillosum*, (gen. et sp. nov.) from the Yorkshire Jurassic. *Annals and Magazine of Natural History* 12: 335-543.
- Tooth, S. 2005. Splay formation along the lower reaches of ephemeral rivers on the Northern Plains of arid central Australia. *Journal of Sedimentary Research*, 75(4), 636-649.
- Torres, T., Barale, G., Thévernard, F., Philippe, M., y Galleguillos, H. 1997. Morfología y sistemática de la flora del Cretácico Inferior de President Head, isla Snow, archipiélago de las Shetland del Sur, Antártica. Serie Científica INACH (Chile), 2, 15-50.
- Townrow, J. A. 1957. On *Dicroidium* probably a Pteridospermous leaf, and other leaves now removed from this genus. *Transactions Geological Society South Africa* 60: 21-56.
- Tozer, E. T. 1971. Triassic time and ammonoids: problems and proposals. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 8, 989–1031.

- Treo, C.H., Baraldo, J.A. y Merino, A. M. 1985. Estratigrafía y estructura del Triásico de la zona El Alcázar-Colón. Departamento Calingasta. *I Jornadas de Geología de Precordillera*. Actas 1: 59-64, San Juan.
- Tripaldi, A. 2001. Análisis sedimentológico de depósitos eólicos de valles intermontanos: su aplicación al estudio de secuencias terciarias del noroeste argentino. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires pp. Inédito
- Troncoso, A. y Herbst, R. 1999. Ginkgoales del Triásico del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 26: 255-273.
- Troncoso, A., y Herbst, R. 2007. Cuatro flóculas del Triásico Superior del centro sur de Chile (Cerro Ranguilí, Cerro Quilvo, Cerro Gupo y Río Quillén). *Ameghiniana*, 44(4), 661-672.
- Trueman, C. N., Behrensmeyer, A. K., Tuross, N., y Weiner, S. 2004. Mineralogical and compositional changes in bones exposed on soil surfaces in Amboseli National Park, Kenya: diagenetic mechanisms and the role of sediment pore fluids. *Journal of Archaeological Science*, 31(6), 721-739.
- Truempy, E., y Lhez, R. 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 223, 39-42.
- Turland, N. J., Wiersema, J. H., Barrie, F. R., Greuter, W., Hawksworth, D. L., Herendeen, P. S., y May, T. W. 2018. International code of nomenclature for algae, fungi, and plants (Shenzhen Code) adopted by the Nineteenth International Botanical Congress Shenzhen, China, July 2017.
- Uliana, M. y Biddle, K. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South América. *Revista Brasileira de Geociencias* 48: 172-190.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Tankard, A. y Balkwill, H. (eds.) *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613.
- Umazano, A. M., Krause, J. M., Bellosi, E. S., Perez, M., Visconti, G., y Melchor, R. N. 2017. Changing fluvial styles in volcanoclastic successions: A cretaceous example from the Cerro Barcino Formation, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 185-205.
- Van Konijnenburg-van Cittert, J. H. A. 2002. Ecology of some late Triassic to early Cretaceous ferns in Eurasia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119(1-2), 113-124.
- Vladimirovich, V. P. 1958. Découverts des restes de Neocalamites avec les strobiles conservés. In *Doklady Akademii Nauk SSSR* Vol. 122, pp. 695-698.

- Vogellehner, D. 1967. Zur anatomie und phylogenie mesozoischer Gymnospermenhölzer, 5: Prodomus zu einer Monographie der Protopinaceae. 1. Die protopinoiden Hölzer der Trias. *Palaeontographica B* 124: 125-162.
- Walkom, A.B. 1925. Notes on some Tasmanian Mesozoic plants. *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania* 1: 73-89.
- Walter, H., y Mueller-Dombois, D. 1971. *Ecology of tropical and subtropical vegetation* (No. 581.5264 W3). Edinburgh: Oliver & Boyd.
- Walton, J. 1923. On *Rhexoxylon* Bancroft, a Triassic genus of plants exhibiting a liana-type of vascular organization. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B* 212: 79–109.
- Wang, P. X. 2009. Global monsoon in a geological perspective. *Chinese Science Bulletin* 54, 1113–1136.
- Wang, X., y Zheng, S. 2010. Whole fossil plants of Ephedra and their implications on the morphology, ecology and evolution of Ephedraceae (Gnetales). *Chinese Science Bulletin*, 55 (15), 1511-1519.
- Webb, J.A. 2001. A new marattialean fern from the Middle Triassic of Eastern Australia. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales* 123: 215-224.
- Wesley, A. 1973. Jurassic plants. In: Hallam, A. (Ed.), *Atlas of Palaeobiogeography*. Elsevier, Amsterdam, pp. 329–338.
- White, J. D. L., y Houghton, B. F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34(8), 677-680.
- Wignall, P.B., y Twitchett, R.J., 1996. Oceanic anoxia and the end-Permian mass extinction. *Science* 272, 1155–1158.
- Wing, S. y Sues, H.D. 1992. Mesozoic and Early Cenozoic Terrestrial Ecosystems. En: Behrensmeyer, A., Damuth, J., DiMichele, W., Potts, R., Sues, H.D. y Wing, S. (eds) *Terrestrial ecosystems through time: evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals*. The University of Chicago Press, pp. 327-416.
- Wright, V. P., y Marriott, S. B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary geology*, 86 (3-4), 203-210.
- Xiang, B. X, Z. H. Xiang y Y. H. Xiang. 2006. Investigation of wild Ginkgo biloba in Whchuan County of Guizhou, China. *Guizhou Sci.* 24: 56–67.
- Xiang, B.X., Xiang, Z. y. Xiang, Y.H. 2007. Report on wild Ginkgo biloba in Qianzhong Altiplano—Guizhou ancient Ginkgo biloba germplasm resources investigation VIII Guizhou Science, 25 (4), pp. 47-55.

- Xiang, Z., Zhang, Z. y. Zhang Y.H. 2001. Investigation of natural Ginkgo biloba population on the Golden Buddha Mountains of Nanchuan, Chongqing. *Guizhou Science*, 19, pp. 37-52.
- Zamora, G., Cervera, M. y Barredo, S. 2008. Geología y potencial Petrolero de un bolsón intermontano: Bloque Lamberías, Provincia de San Juan. *VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Actas: 397-408. Mar de Plata.
- Zamuner, A. B. 1991. *Estudio de una tafoflora de la localidad tipo de la Formación Ischigualasto (Neotrias)*, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral N° 583, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 97 pp., 25 láms. Inédito.
- Zamuner, A. B. y Artabe, A.E. 1994. Estudio de un leño fósil, *Protocircoporoylon marianaensis* n.sp., proveniente de las sedimentitas triásicas de la Formación Paso Flores, Provincia del Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 31: 203-207.
- Zamuner, A. B., Artabe, A.E. y Ganuza, D.G. 1999. A new Peltasperm (Gymnospermopsida) from the Middle Triassic of Argentina. *Alcheringa*, 23: 185-191.
- Zamuner, A. B., y Artabe, A. E. 1990. El género *Scytophyllum* Bornemann 1856 (Familia Peltaspermaceae Thomas), un nuevo representante de la flora Triásica de Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, 9(54), 131-141.
- Zamuner, A. B., Zavattieri, A.M., Artabe, A.E. y Morel, E.M. 2001. Paleobotánica. En: Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B. (eds), *El Sistema Triásico de Argentina*. Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascasio Moreno", La Plata, pp. 143-184.
- Zhang, W. y Grant-Mackie, J.A., 2001. Late Triassic–Early Jurassic palynofloral assemblages from Murihiku strata of New Zealand and comparisons with China. *Journal of the Royal society of New Zealand* 31, 575–683.
- Zi-Qiang, W. 1996. Recovery of vegetation from the terminal Permian mass extinction in North China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 91(1-4), 121-142.