

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO



TESIS DOCTORAL

**Análisis Paleoambiental de las Evaporitas Salinas de la Sección Superior
del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior),
Provincias de Mendoza y Neuquén, Argentina**

Norberto Adrián Gabriele

Director: Dr. Luis A. Spalletti

2024

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Luis A. Spalletti por todos estos años de apoyo y aprendizaje. Por su medio, hacer extensivo un agradecimiento al Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata - CONICET, por haber permitido la utilización de sus instalaciones, y al personal técnico y administrativo por toda la colaboración brindada.

Al Sr. Kevin Fox, quien fuese Gerente General de Potasio Río Colorado S.A., por permitir el acceso a los testigos de corona de PRC. Al Lic. Mario Balod Gerente de Geología de Potasio Río Colorado, por su asesoramiento en la revisión de los testigos de corona.

A la Secretaría de Energía de la Nación, a la Dirección Provincial de Energía e Hidrocarburos de la Provincia del Neuquén y a la Dirección de Hidrocarburos de la Provincia de Mendoza por brindar la autorización para la vista de información de empresas petroleras. A su vez, agradecer a las autoridades y personal de Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A., Chevron San Jorge S.A., Petrolera Santa Fe S.A., Trend Argentina S.A., Pluspetrol S.A., Petrolera Comodoro Rivadavia S.A. y Bidas S.A. por facilitar el acceso a información de subsuelo.

También deseo reconocer a numerosos colegas que tuvieron la gentileza de acercarme sus publicaciones o fueron aportando su grano de arena para la realización de esta tesis, destacando a los Dres Héctor De la Iglesia, Peter Sonnenfeld, Alberto Gutierrez Pleimling, S.L. Hogg, Raúl Gorroño y Adolfo E. Giusiano.

Análisis Paleoambiental de las Evaporitas Salinas de la Sección Superior del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincias de Mendoza y Neuquén, Argentina.

Agradecimientos	2
Índice	3
Resumen	9
Abstract	13
1. Introducción	17
1.1. Objetivos	17
1.2. Sobre el Origen y Significado de las Evaporitas	20
1.3. El Cretácico Inferior	26
1.4. El Agua de Mar Cretácica	32
2. Geología Regional	36
3. Estratigrafía de la Formación Huitrín	46
4. Metodología de Trabajo	57
4.1. Generalidades	57
4.2. Registro Diámetro del Pozo	59
4.3. Registro de Rayos Gamma	61
4.4. Registro Espectral de Rayos Gamma	62
4.5. Registros de Densidad (Litodensidad y Factor Fotoeléctrico)	63
4.6. Registro Acústico	65
4.7. Registro Neutrónico	67
4.8. Resistividad	68
4.9. Gráficas de Interrelación (<i>Crossplots</i>)	70
4.10. Difractometría de Rayos X	76

5. Caracterización de los Componentes Evaporíticos y Clásticos Asociados	77
5.1. Anhidrita	77
5.2. Halita	80
5.3. Silvita	88
5.4. Carnalita y Langbeinita	93
5.5. Hematita	93
5.6. Cuarzo y Feldespato Potásico	94
5.7. Piritita	94
5.8. Azufre Nativo	95
5.9. Dolomita	96
5.10. Material Siliciclástico Fino – Arcillas	97
6. Desarrollo Regional de las Evaporitas	100
6.1. Introducción y Definición de las Evapofacies	100
6.2. Sector Mendocino	103
6.2.1. Introducción	103
6.2.2. Formación Huitrín y Miembro Troncoso Superior	104
6.2.3. Zona Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC	105
6.2.3.1. Facies Anhidrita	106
6.2.3.2. Secuencia Salina	107
6.2.3.2.A. Facies Salina Concentradora	107
6.2.3.2.B. Facies de Sales Amargas	109
6.2.3.2.B.1. Nivel de Sales Amargas Inferior	110
6.2.3.2.B.2. Nivel Salino Interpotásico	111
6.2.3.2.B.3. Nivel de Sales Amargas Superior	112
6.2.3.2.C. Facies Salina Terminal	113

6.3. Sector Sierra Negra – Puesto Hernández	117
6.3.1. Introducción	117
6.3.2. Evapofacies	119
6.3.2.1. Facies Anhidrita	119
6.3.2.2. Secuencia Salina	120
6.3.2.2.1. Facies Salina Concentradora	121
6.3.2.2.2. Facies de Sales Amargas	123
6.3.2.2.3. Facies Salina Terminal	125
6.4. Sector Chos Malal - Filo Morado – Paso de las Bardas	127
6.4.1. Introducción	127
6.4.2. Formación Huitrín – Miembro Troncoso Superior	128
6.4.2.1. Facies Anhidrita	129
6.4.2.2. Secuencia Salina	129
6.4.2.2.1. Facies Salina Concentradora	130
6.4.2.2.2. Facies de Sales Amargas	130
6.4.2.2.3. Facies Salina Terminal	133
6.5. Sector Ranquiles	135
6.5.1. Introducción	135
6.5.1. Facies Anhidrita	136
6.5.2. Secuencia Salina	137
6.5.2.1. Facies Salina Concentradora	137
6.5.2.2. Facies de Sales Amargas	141
6.5.2.3. Facies Salina Terminal	142
6.6. Sector Cierre Sur de la Cuenca	145
6.6.1. Introducción	145

6.6.2. Evapofacies	147
6.6.2.1. Facies Anhidrita	148
6.6.2.2. Secuencia Salina	149
6.7. Distribución de las Facies Evapoquímicas del Miembro Troncoso Superior	152
7. Modelo Genético	156
7.1. Procesos y Evolución del Sistema Depositional	156
7.1.1. Facies Anhidrita	158
7.1.2. Secuencia Salina - Facies Salina Concentradora	163
7.1.3. Facies de Sales Amargas	171
7.1.3.1. Nivel de Sales Amargas Inferior	173
7.1.3.2. Nivel Salino Interpotásico	177
7.1.3.3. Nivel de Sales Amargas Superior	178
7.1.3.4. Presencia del Hierro en la Facies de Sales Amargas	180
7.1.3.5. La Cuestión del Magnesio en la Facies de Sales Amargas	182
7.1.4. Facies Salina Terminal	182
7.1.4.1. Sector Depocentral	183
7.1.4.2. Barreal Salino Litoral	189
7.2. Cambios sindeposicionales y transformación de arcillas	191
7.3. Síntesis de los ingresos y egresos de agua, solutos y terrígenos finos a la cuenca	193
7.4. Controles sobre la secuencia evaporítica	195
8. Conclusiones	200
9. Lista de trabajos citados en el texto	206

10. Anexos	
Anexo 1	Parámetros característicos en los registros eléctricos de los minerales usuales en secuencias evaporíticas
Anexo 2	Referencias de los Anexos
Anexo 3	Análisis de Rayos X (DRX)
Anexo 4	Unidades informales del Miembro Troncoso Superior
Anexo 5	Mapa de ubicación de sondeos en el Sector Mendocino
Anexo 6	Mapa de ubicación y sondeos en el Sector Cañadón Amarillo – Yacimiento Potasio Río Colorado (CA - YPRC)
Anexos 7 a 41	Sondeos en Mendoza
Anexo 42	Correlación Oeste-Este del Miembro Troncoso Superior en el Sector CA – YPRC
Anexo 43	Mapa de la Facies Anhidrita en el Sector CA –YPRC
Anexo 44	Mapa de la Secuencia Salina en el Sector CA –YPRC
Anexo 45	Mapa isopáquico de la Secuencia Salina en el Sector CA –YPRC
Anexo 46	Mapa del Nivel de Sales Amargas Inferior en el Sector CA –YPRC
Anexo 47	Mapa del Nivel de Sales Amargas Superior en el Sector CA –YPRC
Anexo 48	Mapa de ubicación y sondeos del sector Sierra Negra – Puesto Hernández, Neuquén - (SN – PH)
Anexos 49 a 101	Sondeos en la Sierra Negra – Puesto Hernández
Anexo 102	Correlación 1 del Miembro Troncoso Superior en SN – PH
Anexo 103	Correlación 2 del Miembro Troncoso Superior en SN – PH
Anexo 104	Mapa de la Facies Anhidrita en SN – PH
Anexo 105	Mapa de Distribución e Isopáquico de la Secuencia Salina en SN – PH
Anexo 106	Mapa del Nivel de Sales Amargas Inferior en SN – PH
Anexo 107	Mapa del Nivel de Sales Amargas Superior en SN – PH
Anexo 108	Mapa de las Evapofacies del Miembro Troncoso Superior en SN – PH
Anexo 109	Mapa de ubicación y sondeos de la zona Paso de las Bardas - Filo Morado, Neuquén
Anexo 110	Mapa de ubicación y sondeos de la zona Chos Malal, Neuquén
Anexos 111 – 123	Sondeos de la Zona Chos Malal – Filo Morado – Paso de las Bardas
Anexo 124	Correlación zona Paso de las Bardas – Viluco
Anexo 125	Mapa de Evapofacies de la zona Filo Morado – Paso de las Bardas
Anexo 126	Mapa de ubicación y sondeos del sector Ranquiles, Neuquén
Anexos 127 – 131	Sondeos del sector Ranquiles
Anexo 132	Correlación MTS Ranquiles – Salinas de Huitrín

Anexo 133	Mapa de Evapofacies del MTS sector Ranquiles
Anexo 134	Mapa de ubicación y sondeos del sector Cierre Sur de la Cuenca, Neuquén
Anexos 135 – 149	Sondeos del sector Cierre Sur de la Cuenca
Anexo 150	Correlación del MTS en la Faja Plegada y Corrida del Agrio
Anexo 151	Correlación del MTS en el Dorso de Chihuidos
Anexo 152	Mapa de distribución de las Evapofacies del Miembro Troncoso Superior en el sector Cierre Sur de la Cuenca
Anexo 153	Evolución Química de la Salmuera Marina Huitriniana
Anexo 154	Esbozo Paleogeográfico de la Facies Anhidrita
Anexo 155	Esbozo paleogeográfico de la Secuencia Salina
Anexo 156	Mapa Isopáquico Total de la Secuencia Salina
Anexo 157	Esbozo paleogeográfico del Nivel de Sales Amargas Inferior
Anexo 158	Esbozo paleogeográfico del Nivel de Sales Amargas Superior
Anexo 159	Esbozo paleogeográfico de las Facies Evapoquímicas integradas del Miembro Troncoso Superior
Anexo 160	Esbozo paleogeográfico de las Facies Evapoquímicas integradas del Miembro Troncoso Superior en el contexto de la Cuenca Neuquina
Anexo 161	Coordenadas Gaus Krüger de los sondeos

RESUMEN

La presente investigación de tesis trata de un evento marino evaporítico producto de la transgresión marina del Océano paleo-Pacífico que siguió al desecamiento generalizado que sufrió la cuenca en el Barremiano temprano. Un lapso roca que se manifiesta en un área importante del sector centro-occidental en una de las cuencas sedimentarias mejor investigadas de la Argentina, la Cuenca Neuquina.

Las evaporitas del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín constituyen un tema de investigación de gran importancia, tanto desde el punto de vista teórico (genético, estratigráfico, paleoclimático) como aplicado a la obtención de recursos naturales no renovables (celestina-baritina, anhidrita-yeso, sal de roca, sales de potasio e hidrocarburos).

Constituye un ejemplo único de cuenca evaporítica marina marginal, por su situación tectónica y paleogeográfica, vinculada a un margen continental activo, limitada al oeste por un arco magmático, que la separó del Océano paleo-Pacífico.

Forma parte de un conjunto de sedimentitas marinas, evaporíticas y continentales depositadas en el Cretácico inferior, la Formación Huitrín, aflorantes en forma casi continua por 500 kilómetros de longitud en toda la zona andina, precordillera y de pie de sierra, desde la latitud del Cerro Aconcagua en la provincia de Mendoza, hasta las cercanías de la ciudad de Zapala en la provincia del Neuquén.

Dada la amplitud del área abarcada en la tesis, la región de estudio se la ha subdividido en los siguientes sectores: Sudmendocino, Sierra Negra – Puesto Hernández, Chos Malal – Filo Morado – Paso de las Bardas, Ranquiles y Cierre Sur de la Cuenca.

Dadas las características de solubilidad e higroscopicidad de las sedimentitas estudiadas, sumado a la alta disturbación tectónica de los sectores donde aflora la Formación Huitrín, la metodología de trabajo se basó en información de subsuelo, proveniente de perforaciones con objetivos hidrocarburíferos y de exploración de sales de potasio.

La información petrolera es la clásica que usualmente se registra cuando se perfora un pozo exploratorio de hidrocarburos y que consta en el legajo de pozo. Perfilajes eléctricos permitieron conocer los parámetros eléctricos, la identificación de electrofacies y la realización de gráficas de interrelación para inferir la mineralogía. Con las descripciones litológicas de recortes de perforación y de los testigos corona, más la extracción de muestras

representativas de estos, se hicieron cortes delgados y análisis por difracción de rayos X (DRX), ya sea de roca total, como de argilominerales por muestra orientada, se realizaron columnas litológicas, ajustadas y correlacionadas.

Se confeccionaron mapas geológicos regionales donde se analizó la distribución areal actual de las sales evaporíticas en el subsuelo. Por medio de correlaciones geológicas, se pudo trazar la geometría de las facies evaporíticas involucradas, identificar sectores de adelgazamiento y engrosamientos, inferir la paleotopografía deposicional, la posible mineralogía predominante en la cuenca, entre otras cuestiones, con el objetivo de identificar el ambiente de sedimentación.

El sistema deposicional de la sucesión evaporítica del Miembro Troncoso Superior, se vincula a un ambiente marino restringido, un mar interior hipersalino somero, donde altas temperaturas generaron rangos de evaporación elevados, que excedieron al agua ingresada a la cuenca (flujo de agua superficial, subterránea y de precipitaciones atmosféricas), aumentaron las concentraciones salinas y provocaron la precipitación de sales acorde a su grado de solubilidad.

El arco magmático habría actuado como una barrera topográfica con el mar abierto paleo-Pacífico, lo cual generó una depresión parcialmente aislada hidrográficamente por debajo del nivel del mar del momento, en un contexto climático árido y ventoso local, y *greenhouse* Cretácico global. La continua evaporación del solvente en el cuerpo de agua interno, habría generado un desequilibrio con el nivel marino del momento, estimulando el ingreso continuo, aunque limitado, de aguas marinas a la cuenca. A su vez, el arco generó una retención parcial a total del refluo en la cuenca, y permitió que la salmuera se fuese concentrando con el paso del tiempo.

La depositación de sales siguió a un proceso de concentración y dilución evapoquímica de una salmuera marina, que permitió identificar distintas facies evaporíticas o evapofacies, como unidades informales del Miembro Troncoso Superior. Dejó un banco de anhidrita en la base que fue referido como facies anhidrita, al que le siguió una espesa secuencia salina. En ésta última se han diferenciado tres facies, la facies salina concentradora en la base, la facies de sales amargas intercalada en el tercio superior, y la facies salina terminal como tramo cuspidal del ciclo. Con la facies anhidrita la cuenca evaporítica huitriniana alcanzó su mayor expansión regional.

Se trata entonces de una extensiva cubeta salina, con un centro de cuenca dominado por evapofacies de salmuera perenne o libre, y una faja periférica que en el proceso evolutivo estuvo sujeta a contracciones e inundaciones periódicas de gran escala, donde se desarrollaron facies de sabkha con matas microbianas bentónicas durante la facies anhidrita, mientras que en las facies salinas, se habrían dado depósitos de barreal salino o de sabkha siliciclástico.

En la facies anhidrita, láminas microcristalinas de anhidrita/calcita en los sectores más profundos indican una sedimentación pelágica en condiciones de total tranquilidad dinámica del ambiente de depositación, registra un pasaje gradual hacia los sectores marginales someros a supramareales, a evaporitas con estructuras estromatolíticas de ambiente sabkha.

En la facies salina concentradora, se da una textura de cúmulos cristalinos de halita en la base, de salmuera de relativa profundidad, que pasa en sentido vertical a texturas competitivas vertical *chevron*, evidenciando una somerización de la salmuera. Ciclos de halita limpia primaria – halita reciclada – lámina de anhidrita, se dan repetitivamente en la columna salina.

La facies de sales amargas comienza a manifestarse en la secuencia salina con criptocristales *daughter* de silvita en las inclusiones fluidas de halita, seguidos de escasos cristales de silvita, que pasan a dos espesos bancos de silvinita. Estos alcanzan en total un desarrollo vertical de hasta 25 metros y cubren un área de 3.000 km², el menor desarrollo areal de las evapofacies. La silvinita (silvita + halita) se presenta de tonalidades rojizas en agregados cristalinos anhedrales a subhedrales. La presencia de hematita como finas dispersiones sólidas, señalaría que la silvita proviene de un proceso de recristalización, producto del lavado del cloruro de magnesio de una carnalita roja.

La facies salina terminal, que representa la dilución de la cuenca evaporítica, se dio a través de tres ciclos evaporíticos, producto de sendos eventos de refrescamientos por aluviones de aguas meteóricas desde zonas emergidas. Cada ciclo en el depocentro con salmuera perenne, dejó un delgado banco anhidrítico, seguido por sal de roca con predominio de textura *chevron*, donde se intercalan ciclos repetitivos con láminas de anhidrita.

Las facies salinas en los sectores periféricos, gradan a un ambiente de barreal salino ribereño o de sabkha siliciclástico. Con características de barreal salino húmedo en la parte inmediata, a barreal seco hacia topografías más altas. El material siliciclástico fino habría sido aportado a la cuenca evaporítica a través de aluviones de zonas emergidas desde el antepaís neuquino,

como vinculado a la actividad piroclástica, incluyendo flujos hiperdensos desde el ámbito del arco magmático. Los terrígenos con una relativa mayor presencia se dieron durante la fase de dilución de la salmuera evaporítica.

Cambios sindeposicionales o ligeramente posdeposicionales, se habrían dado tanto en el ambiente central, como periférico, donde la salmuera subterránea continuó activa modificando los sedimentos: precipitación de cemento pasivo intercrystalino en la halita limpia, recristalización intrasedimentaria de la halita en la sal fango caótica, reemplazos en la mineralogía evaporítica (deshidratación de yeso a anhidrita, transformación de la carnalita a silvita) y procesos de hiperhalmirólisis en el material siliciclástico fino, con la formación de clorita e illita y sus interestratificados con esmectitas.

La cuenca hidrológicamente habría sido abierta al agua de mar durante la facies anhidrita y la facies salina concentradora, cerrándose durante la facies de sales amargas y la facies salina terminal. El espacio de acomodación sedimentaria, mayor en el sector occidental de la cuenca, habría acompañado la vinculación con el ambiente marino paleo-Pacífico.

Se ha intentado que la presente tesis se constituya en un piso de información para abrir las puertas a la continuidad de estudios sobre marcadores ambientales y trazadores geoquímicos, léase tenores de bromo en halita, el contenido electrolítico de las inclusiones primarias fluidas en halita y la composición isotópica de sulfatos y carbonatos, entre otros ítems. Que permita ampliar las ideas desarrolladas sobre las evaporitas y su reciclado, y a su vez que contribuya a distinguir la depositación de evaporitas marinas versus evaporitas continentales (Taberner *et al.* 2000, Schreiber & El Tabakh 2000). Que sea una puerta para el estudio de la actividad microbiana barremiana que se asoció al ámbito hipersalino. Que permita caracterizar la alta frecuencia climática de este tramo del Barremiano a partir de la variabilidad cíclica evaporítica señalada. En definitiva, que sea *“el principio de una investigación más amplia que se continúe en los años siguientes”* Umberto Eco (2009).

Palabras claves: evaporitas barremianas, paleoambientes, Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín), Cuenca Neuquina, Argentina.

ABSTRACT

This thesis research presents a characterization of Barremian evaporite facies of the Neuquén Basin (western Argentina) in order to discuss accumulation processes and depositional conditions. The evaporite accumulation is related to a proto-Pacific transgression that followed an Early Barremian widespread desiccation event. These evaporites are known as the Upper Troncoso Member of the Huitrín Formation. They constitute a research topic of great importance, both from the theoretical point of view (stratigraphy, origin, palaeoclimate) as well as from the knowledge of non-renewable natural resources (celestite - barite, anhydrite - gypsum, rock salt, potassium salts and hydrocarbons).

The Neuquén Basin is considered an ensialic backarc basin associated with the easterly oriented subduction along the proto-Pacific margin of Gondwana. A generalised extensional stress regime due to steep subduction angle occurred in the magmatic arc and in the backarc settings, although regional thermal subsidence was punctuated by several episodes of structural inversion. Thus, the Upper Troncoso evaporites represent an unique example of accumulation in a marginal marine basin linked to the active continental margin of western Gondwana.

The Lower Cretaceous deposits of the Huitrín Formation crop out almost continuously for more than 500 km along a north-south oriented belt, from the latitude of the Aconcagua Hill (Mendoza Province) up to the vicinity of the city of Zapala (Neuquén Province). Given the extent of the area covered in the thesis, the study region has been subdivided into five sectors (Southern Mendoza, Sierra Negra – Puesto Hernández, Chos Malal - Filo Morado - Paso de las Bardas, Ranquiles, and Southern Marginal Sector of the Basin).

Owing to the highest solubility and hygroscopic characteristics of the sediments, combined with the strong tectonic disturbance of the Huitrín Formation, the methodology for the study of the evaporites was largely based on subsurface information (geophysical well-log responses, cutting and cores) taken from oil and potassium salt exploration drill holes. In particular, electric logs allowed to identify electrofacies, and -based on the interpretation of cross-plots- to infer the mineralogy of the evaporites. Together with lithological descriptions of cutting and cores, representative samples of the rocks were studied in thin sections and by X-ray diffractometry. In the latter, both whole-rock composition and <2 μ clay mineral composition were defined. Lithological sections were elaborated, adjusted and correlated on the basis of this compositional information, and the areal distribution of evaporite salts was represented in

regional maps. Geological correlations of the sedimentological record allowed define the geometry of evaporite facies in order to identify the main sedimentary environments. The regional study also involved the quantification of thickness variations in the deposits as well the changes in evaporite mineralogy.

The marine brine associated with the Troncoso evaporites followed successive processes of concentration and dilution. As a result, different salts were accumulated. In this study, these compositional changes are represented by the definition of several evaporite facies. At the base of the Upper Troncoso Member the facies anhidrita was formed. This unit was covered by a thick salt succession composed of three facies: the lower facies salina concentradora, the middle facies de sales amargas, and the upper facies salina terminal.

During facies anhidrita deposition, the evaporite basin reached its maximum expansion. An extensive salt pan formed from perennial or free brine in the central sector of the basin. Besides, a sabkha setting subjected to periodic events of flooding and concentration of the brines characterized the marginal areas of the basin. In this marginal belt, sulphate and carbonate microbial mats and siliciclastic muds were accumulated. In the central sectors of the basin, the facies anhidrita is characterized by microcrystalline films (sheets) composed of anhydrite - calcite pairs, indicating a pelagic sedimentation under an almost stillness environment. A lateral transition from this central sector up to the coastal and supratidal sabkha sectors is recorded by regional correlation.

In the lower part of the Facies Salina Concentradora, halite with a crystalline cumulus texture occurs. It was precipitated from a relatively depth brine and passes upwards to halite with a *chevron* texture indicating a progressive shallowing of the brine. The stratigraphic record of this facies shows cycles of primary clean halite – recycled halite – anhydrite sheets that repetitively occur.

The facies de sales amargas starts with sylvite daughter crystals in halite fluid inclusions, followed by a few crystals of sylvite, passing upwards to two thick beds of sylvinite. This facies reaches a maximum thickness of 25 meters and represents the evaporite deposits of the Upper Troncoso Member with the smallest areal distribution. However, they cover a (preserved) area of 3,000 km². These deposits are dominated by sylvinite (sylvite plus halite), which appears as anhedral to subhedral reddish crystal aggregates. The presence of hematite as fine solid dispersions, suggests that sylvite would result from lixiviation of magnesium chloride from a red carnallite.

The facies salina terminal represents the dilution of the evaporite basin. Three successive evaporite cycles are recognized and they are interpreted as the result of flash floods that supplied rainwater from emerged areas. The mix of these waters with the perennial brines in the depocenter allowed precipitation of an anhydrite bed followed by a rhythmic laminated succession of halite with chevron texture alternating with anhydrite. At this time, fine-grained siliciclastics would have been supplied to the evaporite basin through flash floods from emerged areas, as well as from pyroclastic activity in the magmatic arc. This terrigenous material was preferentially accumulated during the dilution of the evaporite brine. The marginal sectors of the basin are represented by salty mudflat sediments or siliciclastic sabkha deposits, which are interpreted to represent the development of wet salt mudflats in coastal areas and relatively drier mudflats in the more proximal (continental) margins of the basin.

Syn-depositional to slightly post-depositional changes occurred in both the central and marginal settings, where underground brines produced precipitation of inter-crystalline passive cement in clean halite, and dissolution – reprecipitation of halite in the chaotic mud salt. Early diagenetic processes also involved neof ormation of evaporitic minerals (anhydrite by dehydration of gypsum and autigenous sylvite from carnallite). By hyperhalmyrolysis, smectite in fine-grained siliciclastic deposits was transformed in mixed layer clay minerals, namely chlorite and illite.

Under the global Cretaceous greenhouse context, the Neuquén Basin supported a dry and windy climate. The magmatic arc would have acted as a topographic barrier to the open proto-Pacific, and the basin behaved as a partially isolated hydrographically depression below sea level at that time. Therefore, the evaporites of the upper Troncoso Member are linked to a restricted marine environment; this is an inland hypersaline shallow sea. High temperatures generated strong evaporation rates, which exceeded water supply (runoff, ground water discharge and atmospheric precipitations). These conditions increased salt concentration and caused the precipitation of salts according to their degree of solubility. Moreover, the continuous evaporation would have created an imbalance in sea level currently stimulating continuous income, although limited, of sea water into the basin. In turn, the arc produced partial to total reflux retention in the basin, allowing brine concentration over time. A larger positive accommodation space towards the western sector of the depression favored the connection between the proto-Pacific with the backarc Neuquén Basin during the facies anhidrita and the facies salina Concentradora. In the Facies Sales Amargas and in the Facies

Salina Terminal, the evaporitic basin was assimilable to a hydrologically closed basin, with continental recharge of recycled marginal evaporites.

This thesis research attempted to provide original information on the Cretaceous evaporites of the Neuquén Basin and to answer some questions on the origin, the depositional system, the controls and the evolution of the evaporitic record. However several studies are still needed to improve the sedimentological and geochemical knowledge on these rocks. Further studies on environmental markers and geochemical tracers such as the content of bromine in halite, the electrolyte content of the fluids in halite, and the isotopic composition of sulphates and carbonates will allow to develop new ideas on the processes of salt formation and recycling, as well as to discriminate between marine and continental evaporites. We do hope that this basic research would be the starting point to investigate the microbial activity related to the saline environment and its influence on evaporite concentration, as well as to better understand evaporitic cycles in terms of high frequency climatic changes during the Barremian. In short, it is *"the beginning of a broader investigation to be continued in the following years"* Umberto Eco (2009).

Key words: Barremian evaporites, depositional system, Upper Troncoso Member (Huitrín Formation), Neuquén Basin, Argentina.

Análisis Paleambiental de las Evaporitas Salinas de la Sección Superior del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincias de Mendoza y Neuquén, Argentina.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivos

La presente tesis trata de un lapso roca en una de las cuencas sedimentarias mejor investigadas de la Argentina, la Cuenca Neuquina. La existencia de importantes recursos naturales no renovables, como ser yacimientos minerales y en particular de hidrocarburos, al ser una de las cuencas hidrocarburíferas más importantes de Argentina (Yrigoyen 1985, 1991a,b) ha permitido contar con información bibliográfica, tanto de superficie, como de subsuelo.

El trabajo que se presenta abarca un área importante del sector centro-occidental de la Cuenca Neuquina, ubicada desde 34°20' hasta 38°40' de latitud sur, y entre 68°45' y 70°30' de longitud oeste. Se ha intentado brindar una idea del evento marino evaporítico que siguió al desecamiento generalizado que sufrió la cuenca en el Barremiano temprano, preanunciando la transgresión que le siguió, y que constituyó la última conexión de la cuenca con el Océano paleo-Pacífico.

Las evaporitas del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín constituyen un tema de investigación de gran importancia, tanto desde el punto de vista teórico (genético, estratigráfico) como aplicado a la obtención de recursos naturales no renovables.

Constituye un ejemplo único de cuenca evaporítica marina marginal, por su situación tectónica y paleogeográfica, vinculada a un margen continental activo y limitada al oeste por un arco magmático (Figura 1).

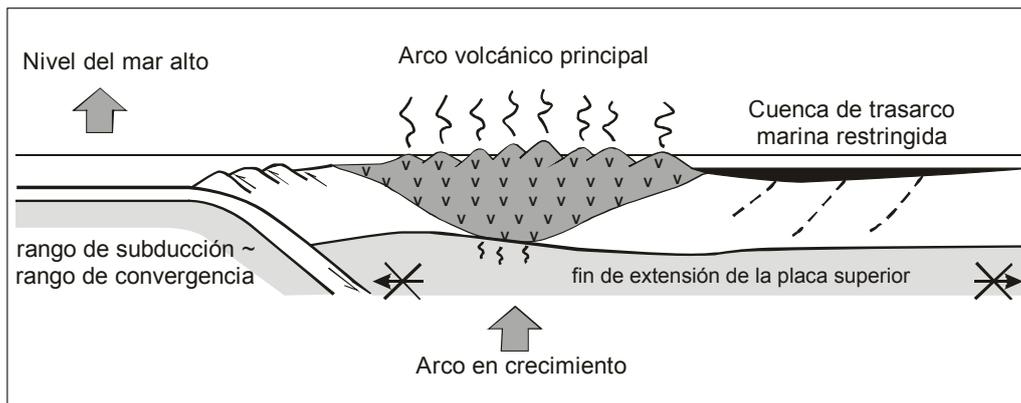


Figura 1. Situación geotectónica de la cuenca evaporítica durante la deposición del Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín (de Veiga et al. 2005 modificado).

Alberga sedimentos químicos que son de trascendental importancia en el mercado mineral, como ser, celestina (baritina), anhidrita-yeso, halita (sal de roca o de mesa) y sales de potasio. Algunas, con importantes potenciales reservas, pero de escaso valor económico, como ser el yeso, ya sea por carencia de una demanda que justifique su explotación, o por ejemplo, en el caso de la sal de roca, por las explotaciones de salinas por “cosechas”, abundantes en nuestro país, que son económicas y que se encuentran localizadas en cercanía a los centros consumidores de mayor demanda.

Las sales de potasio por su parte, se encuentran con un mercado ascendente a nivel mundial por su utilidad como fertilizante, que agrupa más del 90-95% del consumo, quedando un 5-10% en el uso de la industria química, para la fabricación de jabones y detergentes, vidrio, cerámicos, caucho sintético, entre otros productos químicos industriales (Warren 2010).

La presencia predominante de silvinita como roca portadora de las sales de potasio, término que engloba la mezcla mecánica de halita mas silvita, coloca al yacimiento como uno de los más importantes del mundo, ya que silvita es el mineral preferido por la industria, dado su mayor contenido en potasio en este tipo de menas salinas (Searls 1985).

Asimismo, las evaporitas, ya sea por su conductividad termal como por su condición de impermeabilidad, son sumamente importantes en los sistemas petroleros (Warren 1991, 2006). La sal posee una conductividad termal de dos a cuatro veces mayor que la mayoría de las restantes rocas, por lo cual se constituyen en importantes conductos horizontales y verticales de transporte de calor, generando anomalías de temperaturas en los sedimentos circundantes, constituyéndose en un factor relevante en la maduración termal de los hidrocarburos (Warren 2006; Magri et al. 2008 y bibliografía citada allí), aunque dicho efecto en la Cuenca Neuquina, se considera que sería de características netamente locales

(Sigismondi & Ramos 2009; Sigismondi 2012). Su condición de impermeabilidad, le permitió ser una excelente roca sello de hidrocarburos en el subsuelo de la Cuenca Neuquina, donde se han hallado los yacimientos más importantes en cuanto a sus reservas, como ser: Chihuido de la Sierra Negra, Lomitas, El Trapial, Puesto Hernández, Filo Morado, etc., donde la Arenisca Troncoso almacena el 70% de las reservas de petróleo en el complejo ChSN – Lomitas – El Trapial (Valenzuela *et al.* 2011), y generó el 35% de la producción total de hidrocarburos de la cuenca (Masarik 2002).

El estudio de un tramo de rocas del Cretácico, es además de importancia, dado que es uno de los períodos, que ha suscitado el mayor interés en las investigaciones geológicas (Chen *et al.* 2006). El haber sido uno de los períodos *greenhouse* más importantes de la historia geológica de la tierra, que le valió el término “Mundo Cretácico” (*Cretaceous World*, Skelton 2003) puede servir como un relevante modelo para entender la evolución del clima *greenhouse* actual (Hu *et al.* 2012). Como señalara Hay (2008:726) le imparte “*ser un laboratorio para comprobar ideas acerca de las causas y efectos del cambio climático global*”.

La sensibilidad de las evaporitas a las variables climáticas interanuales (ver más adelante), puede llegar a permitir la interpretación de los inusuales eventos climáticos extremos (temperaturas extremas, sequías, inundaciones, etc.) que se han observado en las últimas décadas (Martínez & Fernández 2005; McElroy & Baker 2012; Coumou & Robinson 2013), incluso impactos de corto término (menor a una década) y que pueden llegar a afectar la seguridad en el suministro de agua, energía, alimentos, y en la infraestructura crítica de un país (McElroy & Baker 2012).

Los Miembros Troncoso Inferior y Troncoso Superior de la Formación Huitrín, se hallan compuestos por minerales y/o componentes siliciclásticos que se han generado cerca o sobre la superficie de la Tierra, en contacto con la atmósfera y la hidrosfera, que nos provee de trascendental información acerca del clima que los originó (Gornitz 2004, 2005). Tanto los minerales detríticos de las eolianitas del Miembro Troncoso Inferior, como las evaporitas del Miembro Troncoso Superior, dan indicios de un ambiente árido a semiárido, cálido (Gornitz 2004, 2005), el cual se contextualiza con el extremo climático “*greenhouse*” del período Cretácico (ver más adelante).

Asimismo, constituye un piso de información, que permite abrir las puertas a la continuidad de estudios sobre marcadores ambientales y trazadores geoquímicos, léase tenores de bromo en halita, el contenido electrolítico de las inclusiones primarias fluidas en halita y la composición

isotópica de sulfatos y carbonatos, entre otros ítems, que permitirán ampliar ideas desarrolladas sobre las evaporitas, marinas y continentales, el reciclado de evaporitas, etc., y a su vez distinguir la depositación de evaporitas marinas versus evaporitas continentales (Taberner *et al.* 2000; Schreiber & El Tabakh 2000).

1.2. Sobre el origen y significado de las evaporitas

Las evaporitas son rocas precipitadas desde salmueras saturadas superficiales o ligeramente subterráneas, en sistemas hidrológicos manejados por la evaporación solar (Warren 1996). Se dan en una gran variedad de ambientes, desde supramareal a subácueos (Schreiber *et al.* 1986; Kendall & Harwood 1996; Sarg 2001; Warren 2006, 2010; Schreiber & Lomando 2008, entre otros) y deben su existencia a una combinación concurrente de condiciones tectónicas, paleogeográficas y del nivel del mar (Mackenzie & Andersson 2013).

Las cuencas salinas gigantes (Hsü 1972) como la aquí estudiada, que no tienen análogos modernos (Schreiber *et al.* 1986; Kendall & Harwood 1996; Schreiber & El Tabakh 2000; Warren 2006, 2010, 2014; Babel & Schreiber 2014, entre otros), se asume que se forman cuando cuencas alimentadas por agua de mar, parcialmente restringidas hidrológicamente, quedan por debajo del nivel marino del momento, en ámbitos áridos a semiáridos, donde la evaporación anual excede el flujo de agua ingresante, lo que genera un desbalance que favorece la concentración de las salmueras marinas (Stewart 1963; Braitsch 1971; Sonnenfeld 1979, 1989, 1992a,b; Schreiber *et al.* 1986; Kendall & Harwood 1996; Schreiber & El Tabakh 2000; Warren 2006, 2010, 2014; Nichols 2009, entre otros). Un balance de agua negativo es un requerimiento crucial para la existencia de una cuenca evaporítica (Babel & Schreiber 2014).

Un egreso de salmuera concentrada del sistema hipersalino (“reflujo de salmuera” King 1947) ya sea como corriente de fondo hacia el ámbito marino (King 1947; Scruton 1953; Braitsch 1971; Sonnenfeld 1979, 1989, 1992a,b; Schreiber *et al.* 1986; Kendall & Harwood 1996, entre otros), como por infiltración en el sustrato de la cuenca (Brantley & Donovan 1990; Wood & Sanford 1990; Sanford & Wood 1991), es un componente que se anexa a las cuencas evaporíticas cuando hay ausencia de las sales más solubles (véase Warren 2006).

Un modelo conceptual de flujos de ingreso y egreso en una cuenca evaporítica, extraído de Ayora *et al.* (2001), se ha esquematizado en la Figura 2.

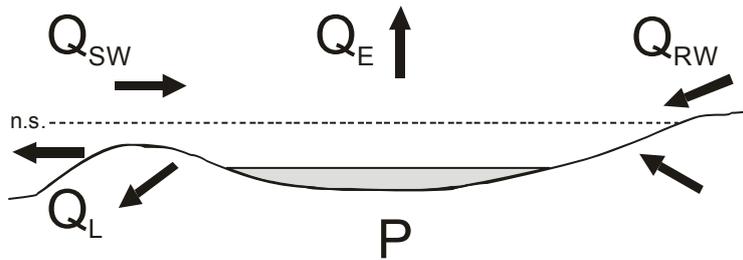


Figura 2. Modelo conceptual de flujos de ingreso y egreso en una cuenca evaporítica abierta hidrológicamente. Q_{SW} = Influjo de agua de mar, Q_{RW} = Influjo de agua continental (escurrimiento superficial y subterráneo), Q_L = Egreso por reflujos al mar abierto e infiltración al acuífero, Q_E = Egreso por evaporación, P = Minerales precipitados, n.s. nivel de la salmuera (mod. de Ayora et al. 2001).

Hay varios factores críticos que controlan la formación y la acumulación de los minerales evaporíticos (Schreiber & El Tabakh 2000). Por una parte, aquellos inherentes al medio o sustrato deposicional, como ser el contenido y la relación iónica inicial del agua de mar. Por otra, aquellos vinculados al clima, como ser la temperatura y la humedad relativa ambiental (Figura 3).

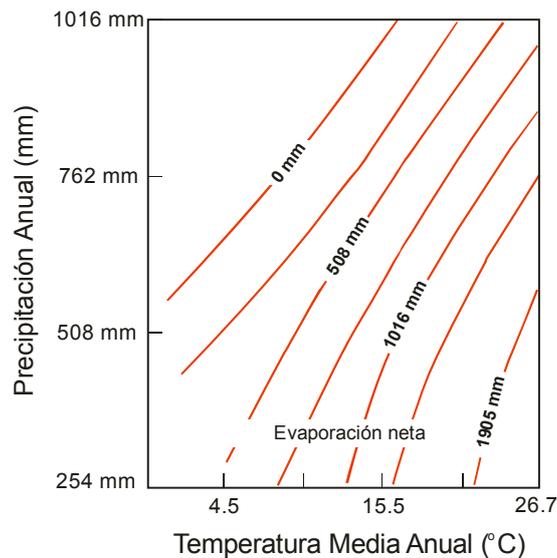


Figura 3. Correlación para un lago cerrado (closed-basin lakes) entre la precipitación anual, la temperatura media anual y la evaporación media anual (Eugster 1982, modificado de Langbein 1981).

Debido a que la evaporación baja el nivel del agua marina en la cuenca evaporítica, se genera un drenaje por gravedad de agua de mar desde el ámbito marino del momento, que le aporta un ingreso continuo de solutos (Stewart 1963; Braitsch 1971; Sonnenfeld 1992b, entre otros). En un lapso de tiempo lo suficientemente largo, el agua de mar confinada se va concentrando progresivamente debido al proceso de evaporación, hasta que no hay suficientes moléculas de agua libre para actuar como solvente de alguna fase mineral particular, es decir que se supersatura y éste precipita. De acuerdo a sus grados de solubilidad (o constante de equilibrio,

KPS), a grandes rasgos precipitan en orden mayor de concentración de la salmuera, según la secuencia de Usiglio o Van't Hoff (Stewart 1963; Braitsch 1971; Harvie *et al.* 1980; Babel & Schreiber 2014), carbonato de calcio, sulfato de calcio, cloruro de sodio y por último las sales amargas (cloruros y sulfatos de magnesio y potasio) (Figura 4).

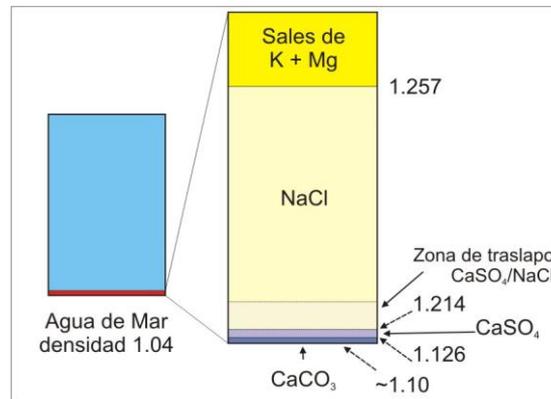


Figura 4. Contenido salino actual en el agua de mar (a la izquierda, Stewart 1963), con los componentes evaporíticos en el agua de mar que precipitan acorde a su grado de solubilidad (a la derecha), con la densidad de la salmuera limitante de las fracciones precipitadas (Kendall & Harwood 1996, modif. de Borchert & Muir 1964).

La evolución de la precipitación de los minerales evaporíticos marinos más comunes, se ha esquematizado en la Figura 5, acorde a la densidad de una salmuera marina actual y en relación con el porcentaje de agua de mar evaporada (Sonnenfeld 1992b). Durante el proceso, pueden darse regresiones a minerales de menor solubilidad, al producirse la dilución momentánea de la salmuera por el incremento en el influjo de aguas marinas, como ser, a causa de mareas extraordinarias de tormentas (Sonnenfeld 1992a,b; Kendall & Hardwood 1996; Schreiber & El Tabakh 2000), o crecientes repentinas de aguas meteóricas por lluvias estacionales (Magaritz 1987; Sonnenfeld 1992a,b), entre otros causales. Esto es debido a la propensión que caracteriza a las evaporitas a disolverse en los refrescamientos y/o durante una exposición subaérea (Warren 2010).

La oscilación cíclica del estado de saturación de la salmuera evaporítica, puede dejar un registro en los minerales evaporíticos precipitados de bandeamientos rítmicos característicos, carbonato de calcio-anhidrita, anhidrita-halita, halita-sales amargas, etc. Eventuales estadios de desecación o de anegamientos repentinos desde áreas positivas, dejarán bancos de siliciclásticos finos interestratificados con evaporitas.

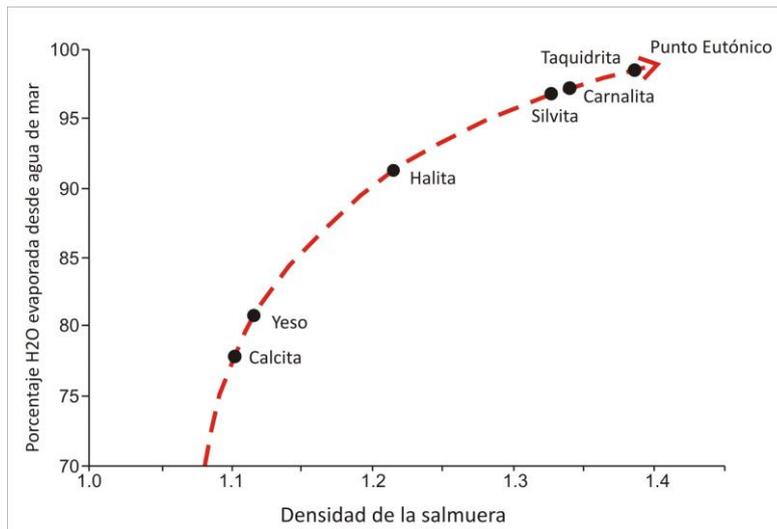


Figura 5. Curva de saturación de una salmuera marina actual (Sonnenfeld 1992b, mod.).

En contraste con otros ámbitos deposicionales siliciclásticos y/o carbonáticos terrestres, además de la dependencia climática en la depositación evaporítica, las texturas minerales e incluso los propios minerales, son fuertemente dependientes de la química del fluido poral (salmuera madre) durante el soterramiento (diagénesis) (Warren 2010).

A su vez, se ha puesto atención últimamente a la actividad microbiana que suele asociarse en ámbitos de alta salinidad, generalmente litorales a supratidales (Schreiber *et al.* 1986; Oren *et al.* 1995; Dupraz *et al.* 2004, 2009; Dupraz & Visscher 2005; Wright & Oren 2005; Warren 2006; Schieber *et al.* 2007; Brigmon *et al.* 2008, 2010; Riding 2008, 2011a,b, 2012; Vogel *et al.* 2009, 2010; Lowenstein *et al.* 2011; Farías *et al.* 2014, entre otros). A través de matas microbianas vivientes y de microbialitas o matas litificadas antiguas, se ha observado que se dan procesos de organomineralización, es decir procesos de mineralización inducidos o influenciados biológicamente (Dupraz *et al.* 2004, 2009; Dupraz & Visscher 2005); como asimismo en inducir estructuras por bioestabilización o en la preservación de estructuras sedimentarias clásticas (Gerdes *et al.* 2000; Noffke *et al.* 2001; Schieber *et al.* 2007; Noffke 2008; Noffke & Awramik 2013).

En ambientes de más alta salinidad, hipersalinos, se dan comunidades de microorganismos extremófilos, que son de suma importancia para las salinas marinas costaneras donde se produce sal de mar (Sammy 1983; López Cortés *et al.* 1991; Madigan & Oren 1999; Schreiber & El Tabakh 2000; Satyanarayana *et al.* 2005; Oren 2006, 2009, 2010a,b, 2012; Schreiber *et al.* 2007; DasSarma & DasSarma, 2012, entre otros). La alta densidad de microorganismos halofílicos que tiñen el agua con coloraciones rojas por su alto contenido en el caroteno- β ,

colaboran con una mayor absorción solar, aumentando la temperatura de la salmuera, que contrarresta la disminución de la evaporación por el aumento en la densidad y la tensión superficial de la salmuera. A su vez, se ha sugerido que las células de los microorganismos podrían actuar como núcleos iniciadores de cristales de halita, o de influenciar su rango de crecimiento y su hábito cristalino (López Cortés *et al.* 1991; López Cortés & Ochoa 1998).

Incluso en ambientes hiperáridos, se han descrito microorganismos que se desarrollan dentro de los milímetros superficiales del yeso y la halita (Rothschild *et al.* 1994; Warren-Rhodes *et al.* 2006; Wierzchos *et al.* 2006, 2012; Davila *et al.* 2008, 2013; Azua-Bustos *et al.* 2012; Ziolkowski *et al.* 2013, entre otros), que han merecido el nombre de matas endoevaporíticas (Rothschild *et al.* 1994), que adecua el término endolítico (*endolithic – within-rock - cryptoendolithic* de Bell 1993 en Rothschild *et al.* 1994) a las evaporitas.

Recientemente, en la Laguna Socompa (Puna Salteña, Argentina) se han descubierto estromatolitos conformes compuestos básicamente de halita, lo cual abre “*una nueva línea de investigación y obliga a reinterpretar muchos de los paradigmas existentes sobre estromatolitos*” como señalan Poiré *et al.* 2014: 220.

Las sales amargas son abundantes en el registro geológico antiguo, pero poco se sabe acerca de su origen vinculado a aguas marinas someras, incluso, si realmente dicha génesis existió (Kendall & Harwood 1996). Los ejemplos actuales de cristalización de sales de potasio y magnesio en ambientes evaporíticos, se vinculan a ámbitos continentales y son de reducido desarrollo (Warren 2006, 2010, 2014), como son la cuenca Qaidam en China (Jianqi *et al.* 1983; Spencer *et al.* 1990; Schubel & Lowenstein 1997; Duan & Hu 2001), o la efímera cristalización en el sabkha o Chott el Djerid en Túnez (Bryant *et al.* 1994). Por lo cual, el análisis de las paragénesis antiguas, son inferencias que se basan en las secuencias minerales que se han obtenido de la evaporación del agua de mar actual (ver Stewart 1963; Garrett 1969; Braitsh 1971; Harvie *et al.* 1980; Eugster *et al.* 1980; Lowenstein & Spencer 1990; Hardie 1991, entre otros), o que utilizan minerales que suelen asociarse con las sales de magnesio y potasio, por ejemplo halita, que aún preserva rasgos primarios de depositación (Hardie *et al.* 1983; Lowenstein & Spencer 1990; Kendall & Harwood 1996), entre otras concepciones.

La paragénesis silvita más halita en una mezcla sólida (‘silvinita’), es la que predomina en las evaporitas marinas antiguas (Stewart 1963; Lowenstein & Spencer 1990), y en general, se la ha vinculado a la descomposición diagenética o postdeposicional de la carnalita como primordial factor desencadenante (Stewart 1963; Searls 1985). La descomposición o precipitación

secundaria de las sales amargas, ha sido considerada como un metamorfismo incongruente, donde la transformación se da en fase sólida durante el soterramiento somero (Borchert 1969; Braitsch 1971).

Por otra parte, Sonnenfeld (1989, 1992a,b) considera que en salmueras marinas los minerales primarios de potasio son silvita y carnalita. Se ha señalado que un factor desencadenante de la precipitación de las sales amargas, sería el enfriamiento estacional o nocturno de la salmuera que hace descender la solubilidad de las sales, sin necesidad de una concentración evaporítica (Braitsch 1971; Sonnenfeld 1989, 1992a,b; Lowenstein & Spencer 1990). También se ha señalado la precipitación de las sales amargas en el sustrato somero, cuando la salmuera intersticial de una halita viscosa, entra en contacto con salmueras subterráneas mucho más frías (Lowenstein & Spencer 1990; Sonnenfeld 1992a).

Desde el punto de vista del ambiente deposicional, silvinita sería una evaporita potásica de características primarias, ya que los procesos que controlaron su cristalización eran los que prevalecieron durante o inmediatamente después de su depositación (Lowenstein & Spencer 1990).

Un rasgo característico de las evaporitas, es que no se aplica la ley de Walther, es decir, no hay migración lateral de facies, sino que los cambios verticales en las secuencias evaporíticas subácueas reflejan cambios a nivel de cuenca de los cuerpos de salmueras precipitadoras (Kendall & Harwood 1996).

En cuanto a las variables climáticas, las evaporitas son indicadoras de ámbitos áridos a semiáridos (Kinsman 1976; Kendall 1980, 1984; Sonnenfeld 1979, 1989, 1992a,b; Schreiber *et al.* 1986; Schreiber & El Tabakh 2000; Gornitz 2004, 2005; Warren 2006; Nichols 2009, entre otros). Altas temperaturas generan rangos de evaporación elevados, provocando que excedan al agua ingresada a la cuenca (Figura 3). Debido a la alta densidad de la salmuera, el rango infrarrojo de la luz solar incidente se refracta en el agua y puede generar temperaturas tan altas como 35-55°C (Schreiber & El Tabakh 2000). Por su parte, se estima que deben darse condiciones extremas de altas temperaturas para la formación de depósitos potásicos de gran desarrollo areal (Zhang *et al.* 2015).

En relación a la humedad relativa, ésta debe ser lo suficientemente baja para permitir la precipitación y a su vez, la preservación de los minerales evaporíticos depositados (Kinsman 1976; Sonnenfeld 1992a,b; Schreiber & El Tabakh 2000; Warren 2006). Es así que en un

contexto de semiaridez cálida y baja pluviometría, para la depositación y preservación de la halita, se han citado valores máximos de humedad relativa durante todo el año de 76% (Kinsman 1976; Sonnenfeld 1992b) y del 65% (Schreiber & Helman 1989; Schreiber & El Tabakh 2000). Valores más severos de restricción de la humedad relativa, 46% (Kinsman 1976; Sonnenfeld 1992b) y 35% (Schreiber & El Tabakh 2000), fueron sugeridos para la formación y preservación de sales de potasio y magnesio.

A su vez, estudios en instalaciones de evaporación tipo salina actuales en España, se ha observado que el viento seco es el factor principal de evaporación, seguido de la insolación y la alta temperatura, donde la humedad en exceso solamente retarda el proceso de concentración (Ortí Cabo 2010b:771).

La tectónica es otro factor que contribuye al desarrollo de un ámbito evaporítico (Eugster 1982; Sonnenfeld 1992a; Kendall *et al.* 2003). Desde este punto de vista, en los depósitos de cuenca, Warren (2010) identifica y diferencia evaporitas en ámbitos convergentes (cuencas de colisión), evaporitas en ámbitos divergentes (cuencas rift y postrift) y evaporitas intracratónicas. En los depósitos mega-evaporíticos antiguos (depósitos en cuencas - *basinwide* y/o de plataforma), se requieren condiciones de mares epíricos, clima *greenhouse* y/o proximidad continente-continente (Warren 2010).

La subsidencia sinsedimentaria ha sido considerada esencial para que continúe la precipitación de minerales evaporíticos, en particular para el desarrollo de haluros en una cuenca (Eugster 1982; Sonnenfeld 1992a). No obstante este proceso requiere de un equilibrio dinámico o continuo, en el que la subsidencia compense el ingreso de agua fresca a la cuenca y la acumulación salina. Un ritmo de subsidencia más intenso puede generar una cuenca profunda, en la que se inhiba o retarde la continuidad de la precipitación evaporítica (Eugster 1982; Sonnenfeld 1992a).

1.3. El Cretácico Inferior

El Cretácico es el Período Geológico de mayor duración del Mesozoico, abarca desde los 145 Ma a los 66 Ma acorde a la *International Chronostratigraphic Chart* (2023), un lapso de 79 millones de años en la configuración de los continentes y océanos tal como los vemos en la actualidad.

En el límite Pérmico-Triásico culmina la agregación de los supercontinentes Laurasia y Gondwana, dando forma al megacontinente del Pangea y del mega-Océano Panthalassa

(Scotese 1991; Scotese *et al.* 1999), generándose un deterioro ambiental que llevó a la extinción masiva más importante de la historia geológica de la Tierra (Stevens 1977; Chumakov & Zharkov 2003; Yin & Song 2013). El Pangea tiene su esplendor en el Triásico, donde alcanza su máximo desarrollo areal, y en la postrimería del mismo se comienza a desmembrar. En el Cretácico el Pangea tiene los mayores rangos de disgregación.

Así, en el transcurso del Mesozoico, se generan trascendentales cambios en la paleogeografía mundial (Scotese 1991; Scotese *et al.* 1999). Para este segmento del Gondwana, en el Triásico se da el inicio de la separación de América del Sur y África, con la apertura en el Cretácico temprano del proto-Océano Atlántico Sur (Harris & Sliter 1977; Rabinowitz & LaBrecque 1979; Uliana *et al.* 1985; Uliana & Biddle 1987, 1988; Zharkov *et al.* 1998; Macdonald *et al.* 2003), que como una amplia bahía, estrecha meridionalmente y abierta por el sur, se comunicaba con los paleo-Océanos Indico y Pacífico Sur (Macdonald *et al.* 2003). Mientras que en el margen SO del Gondwana, se halla en funcionamiento un margen convergente con un proceso de subducción (Franzese & Spalletti 2000, 2001; Franzese *et al.* 2003).

En la figura 6 se presenta la reconstrucción de los continentes para el Barremiano medio (127 Ma), elaborado a partir de los modelos del Proyecto *Ocean Drilling Stratigraphic Network* (ODSN), donde se puede apreciar que aún mantenía su integridad (Hay & Floegel 2012), y aunque no muy claro por la proyección utilizada, el incipiente desarrollo del Atlántico Sur entre los continentes de África y América del Sur.

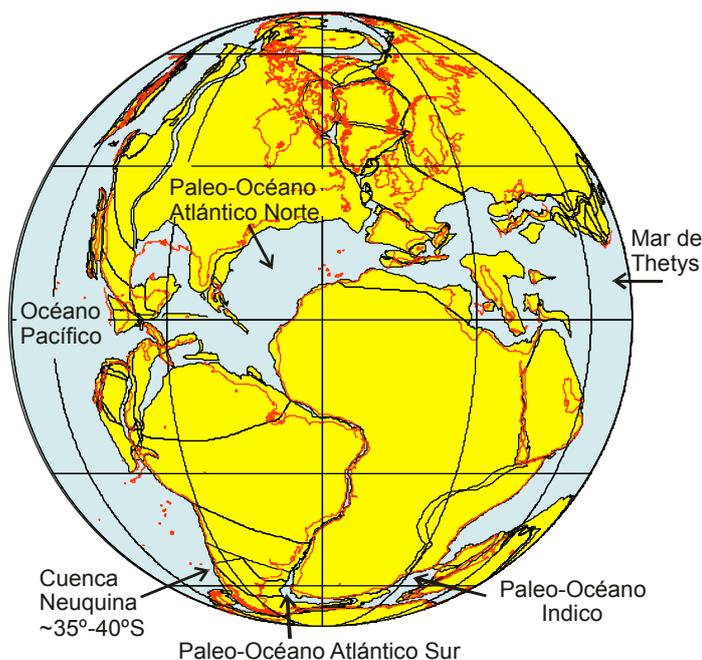


Figura 6. Ubicación de la Cuenca Neuquina en una reconstrucción paleogeográfica de los continentes (proyección cilíndrica) para el Barremiano medio (127 Ma), elaborado a partir de los modelos del Proyecto

Ocean Drilling Stratigraphic Network (ODSN) en <http://www.odsn.de/Odón/services/paleomap.html> (consultada el 17/05/2012) Se destacan para los 127 Ma los continentes en amarillo con las líneas de costa en negro y los mares en celeste; sobreimpuesto, las actuales líneas de costa en rojo.

Las marcadas variaciones paleogeográficas del Mesozoico, habrían causado que se modificara la circulación oceánica mundial, lo cual llevó a cambios ambientales globales trascendentes (Hallam 1985; Scotese 1991; Scotese *et al.* 1999; Poulsen *et al.* 2003; Skelton 2003b). De la continentalidad Triásica con amplios desiertos en gran parte del interior del Pangea, y una orla más benigna en los polos, que denotan un clima global cálido y árido (Uriarte Cantolla 2003; Chumakov & Zharkov 2003; Eastwood 2008; Sun *et al.* 2012), se pasa a una gran merma en la estacionalidad climática (Sellwood *et al.* 1994; Donnadieu *et al.* 2006) que continúa con un clima global cálido, aunque más húmedo durante el Jurásico y el Cretácico (Uriarte Cantolla 2003; Skelton 2003a).

En el Cretácico se sucedieron eventos geológicos de gran trascendencia (Hu *et al.* 2012), las grandes provincias ígneas (*Large Igneous Provinces* – LIPS, Larson 1991), los eventos anóxicos oceánicos (*Oceanic Anoxic Events* – OAEs, Schlanger & Jenkyns 1976), las capas rojas oceánicas cretácicas (*Cretaceous Oceanic Red Beds* - CORBs, Hu *et al.* 2005; Wang *et al.* 2005) y los eventos de inundación de las plataformas carbonáticas (ver Hu *et al.* 2012, Schlager 2001, 2002, y sus trabajos citados en Föllmi 2012).

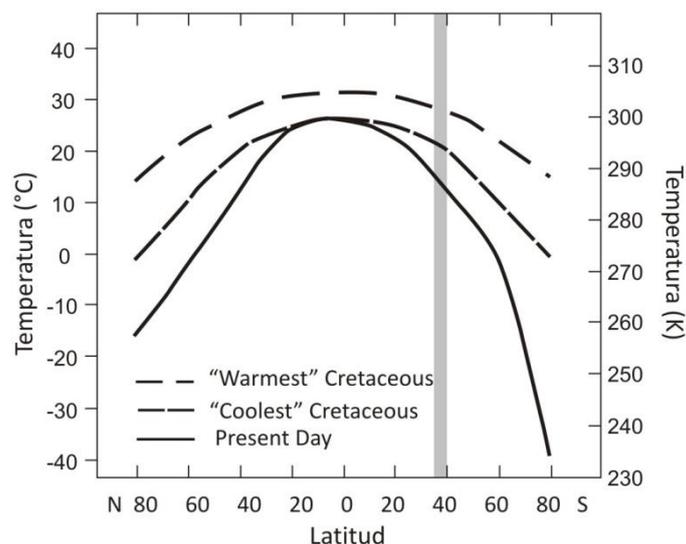


Figura 7. Temperatura superficial anual media tanto del más cálido como del más fresco Cretácico, en comparación con valores modernos acorde a la latitud (Barron 1995 modificado), resaltado con una banda gris la paleolatitud estimada para la Cuenca Neuquina.

Este período, se caracterizó por ser uno de los períodos más cálidos (*greenhouse o hothouse*) de la historia geológica del Fanerozoico (Hallam 1985; Barron 1989, 1995; Frakes & Francis 1990; Spicer & Corfield 1992; Uriarte Cantolla 2003; Skelton 2003a; MacLeod 2005; Hay 2006,

2008, 2011; Hay *et al.* 2006; Littler *et al.* 2011; Huber 2012; O'Brien *et al.* 2017, entre otros), con inviernos suaves, un bajo gradiente termal entre el ecuador y los polos que rondó los 20°C (Huber 2012), bastante diferente al presente (Donnadieu *et al.* 2006; Huber 2012) (Figura 7).

Posiblemente sin el desarrollo de glaciares polares, por lo menos a una escala como los que se desarrollaron durante el Permo-Carbonífero, o el de las glaciaciones cuaternarias (Skelton 2003a). Las altas temperaturas superficiales medias globales que fueron estimadas en 6 a 10°C más altas que el presente (Barron 1989, 1995; Barron *et al.* 1993a,b; Huber 2012), y las concentraciones medias de CO₂ atmosférico, estimadas en 600 a 2400 ppm (varias veces los valores pre-industriales) (Barron 1989; Bice *et al.* 2003), le dispensó al Cretácico la nominación de ser un lapso *greenhouse* (ver Spicer & Corfield 1992; Skelton 2003a; Takashima *et al.* 2006; Hay 2008; Huber 2012, entre otros).

Para el Cretácico temprano, al cual se adscriben las evaporitas huitrinianas, el clima que habría imperado en un contexto *greenhouse* está aún en debate. Se ha estimado un clima cálido, estable, con un gradiente meridional de temperatura menor que en el presente (ver Littler *et al.* 2011; Price *et al.* 2011; Jenkyns *et al.* 2012; O'Brien *et al.* 2017), con un aumento gradual de la temperatura desde principios hasta finales del Cretácico Inferior (Jing & Bainian, 2018). A su vez, hay autores que han planteado menores temperaturas y/o concentraciones de CO₂ atmosférico (las menores del Cretácico) para el Berriasiano tardío - Valanginiano temprano y para el Aptiano tardío (Wang *et al.* 2012; Huang *et al.* 2012; Holz 2015; Rogov *et al.* 2017).

La temperatura superficial del agua del mar para el Berriasiano - Barremiano fue estimada por datos TEX₈₆ en 26°C para una paleolatitud de ~53°S en el paleo-Océano Atlántico Sur (Sitio del *Ocean Drilling Program* - ODP 692 Meseta de Malvinas / *Falkland Plateau* en el texto) (Littler *et al.* 2011).

Un pulso de calentamiento transitorio, con una duración de menos de 400 ka, se ha propuesto entre 27-30 °C (cuando las temperatura medias rondaban los 22 a 26 °C) para el Evento Barremiano Medio (MBE – *Mid-Barremian Event* en la zona del amonite *Coronites darsi*) (Huck & Heimhofer 2015, 2021).

Para el lapso Barremiano – Aptiano se han propuesto cambios climáticos y ambientales hacia condiciones *greenhouse* más intensificadas (Hillgärtner *et al.* 2003), o sea, de *greenhouse* normales a *greenhouse* acentuadas (Föllmi 2012), donde se pasa entonces desde un clima árido, asociado con alta tasa de evaporación, bajos rangos de meteorización biogeoquímica y

bajo flujo de nutrientes hacia los océanos, hasta condiciones *greenhouse* más acentuadas, húmedas, con elevados rangos de meteorización biogeoquímicos, flujo de nutrientes, y un importante escurrimiento superficial, entre otras características (Föllmi 2012; Föllmi *et al.* 2012).

El Cretácico Superior en el hemisferio sur continuó con una alta temperatura superficial del agua de mar y un escaso a inexistente gradiente meridional de temperatura (Huber *et al.* 1995) tomando datos de las perforaciones de los proyectos Ocean Drilling Program y Deep Sea Drilling Project (ODP y DSDP), sitios DSDP 511 y 327, paleolatitud $\sim 58^{\circ}\text{S}/62^{\circ}\text{S}$ Malvinas/*Falkland Plateau*, DSDP 258 *Narutaliste Plateau* - paleolatitud $\sim 58^{\circ}\text{S}$ y ODP 690 Mar de Weddell - paleolatitud $\sim 65^{\circ}\text{S}$. Hay un gradual aumento de las temperaturas de las aguas superficiales desde el Albiano, que culmina con valores extremadamente altos para el Máximo Termal Cretácico en el Cenomaniano tardío-Turoniano. A partir del Coniaciano comienza un relativo enfriamiento de las aguas, que continuó hasta el Maastrichtiano (Huber *et al.* 1995; Crame *et al.* 2004; Thorn *et al.* 2007; Olivero 2010, 2012, Tabor *et al.* 2016, O'Brien *et al.* 2017). Se ha estimado que en el Maastrichtiano las concentraciones de CO_2 atmosférico no habrían superado los 1300 ppm, evidenciando un enfriamiento global hacia el fin del Cretácico (Andrews *et al.* 1995, Tabor *et al.* 2016).

En paleolatitudes más altas, el hallazgo de flora fósil de coníferas señala condiciones templadas para el Cretácico (Francis 1986; ver Beerling & Osborne 2002).

Larson (1991) señala para el calentamiento global entre los 125 y 80 Ma, la influencia de las superplumas del manto, y la elevada producción de corteza oceánica y asociada desgasificación del manto. Kerrick (2001) expande la desgasificación del CO_2 magmático, asociado al metamorfismo regional somero de baja presión relacionado al plutonismo, entre otras fuentes, como una significativa fuente al calentamiento global durante el Cretácico.

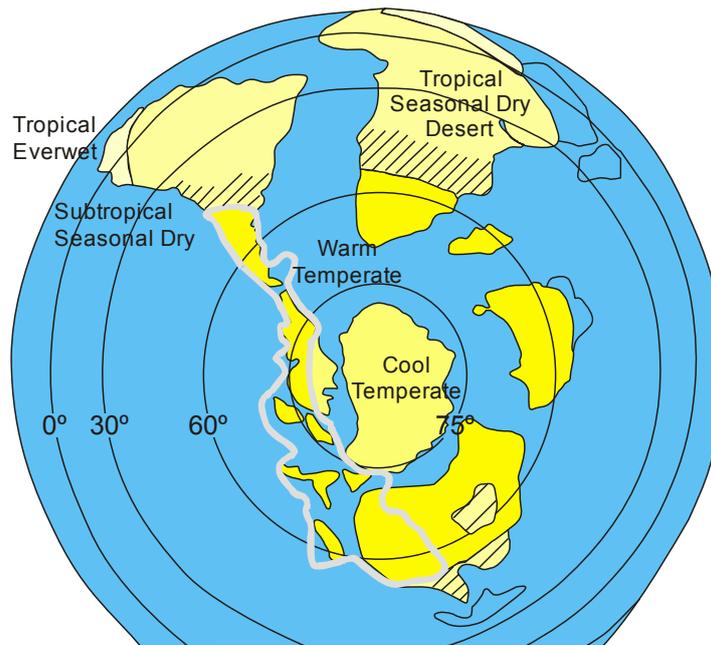


Figura 8. Paleoclimas del Cretácico para el Hemisferio Sur (modif. de Iglesias et al. 2011).

En el paleo-Océano Pacífico, que constituía más de la mitad del océano mundial durante el Cretácico, antes de ~125 Ma no habría datos (p. ej., Hay *et al.* 1999; Scotese 2004). La capacidad de tomar muestras de océanos, en particular del Cretácico Inferior, está limitada en parte por la pérdida del registro oceánico antiguo por subducción.

En el paleo-Pacífico Sur, se ha mencionado que las aguas habrían sido templadas para el Cretácico temprano con un decrecimiento de la temperatura en forma gradual para el Cretácico tardío (véase Riccardi 1988). Se han sugerido paleotemperaturas de 25°C en el lapso Berriasiano – Barremiano temprano para la cuenca Neuquina (Lazo *et al.* 2008, Gómez Dacal *et al.* 2018), y para la cuenca Austral (Gómez Dacal *et al.* 2019). Para ésta última cuenca, Pirrie *et al.* (2004) indican una paleotemperatura media de 9,5°C para el Albiano temprano a partir de isótopos de oxígeno en belemnites.

El sector continental meridional de América del Sur durante el Cretácico, se habría caracterizado por dos fajas climáticas. Paleodesiertos de extensión regional en la región central de América del Sur – África, que evidencian un clima cálido y extremadamente árido (Riccardi 1988; Hay & Floegel 2012) o tropical seco estacional – desértico (Iglesias *et al.* 2011); mientras que en Patagonia se registraba un clima templado cálido húmedo, con una zona de transición entre ambas regiones, que se caracterizó por un clima subtropical seco estacional (Iglesias *et al.* 2011). Asimismo, vientos del oeste (*westerlies belt area*) caracterizaron el Mesozoico de la región patagónica (Compagnucci 2011), tanto en general como en la Cuenca Neuquina en particular.

Con la apertura del Océano Atlántico Sur en el Cretácico temprano (Harris & Sliter 1977), en el sector oriental de Patagonia se producen importantes cambios paleogeográficos, acompañados por el inicio de una subsidencia termal en las cuencas y una progresiva transgresión en las regiones vecinas a los márgenes continentales (Uliana & Biddle 1988; Spalletti & Franzese 2008). La consecuencia habría sido la generación de un clima más oceánico, tanto en Patagonia, como en el resto de Gondwana, intensificándose las temperaturas y la humedad hacia el Cretácico tardío de Patagonia (Iglesias *et al.* 2011).

1.4. El agua de mar cretácica

El contenido y la relación iónica inicial del agua de mar son factores críticos que controlan la formación y la acumulación de los minerales evaporíticos en una cuenca salina (Schreiber & El Tabakh 2000).

Rubey (1951), en el marco del conocimiento de la época, imprimió los inicios del pensamiento sobre la química oceánica a través del tiempo geológico.

Las prístinas aguas marinas precámbricas habrían sido las de máximas temperaturas y salinidades estimadas (Knauth 1999, 2005). Para los estadios más tempranos del Precámbrico, se considera que no habría habido yeso precipitado antes de la fase halita, ya que las concentraciones relativas mayores de CO_3^{2-} en relación al Ca, lo habrían agotado por precipitación de carbonato de calcio, sin que pudiera producirse la cristalización del sulfato de calcio (Grotzinger & Kasting 1993).

Para el Fanerozoico, aunque se puede extender a los últimos 2000 Ma, algunos autores (Braitsch 1971; Holland 1984; Schreiber *et al.* 1986; Sonnenfeld 1992a,b; Kendall & Hardwood 1996; Holland *et al.* 1996; Ayora *et al.* 2001; Cendón *et al.* 2004) han considerado que los componentes mayoritarios de iones del agua de mar no habrían tenido cambios importantes, salvo algunos sutiles que se estiman locales (dolomitización, ingreso de salmueras ricas en CaCl_2 , etc.). En cambio, otros autores, han sugerido que la composición química del agua de mar habría variado significativamente (Hardie 1996; Stanley & Hardie 1998; Dickson 2002; Brennan *et al.* 2004; Ries 2010; Wortmann & Paytan 2012; Müller *et al.* 2013), entre los cuales incluimos y destacamos los trabajos de Lowenstein *et al.* (2001, 2003, 2005), Timofeeff *et al.* (1999, 2001, 2006), Horita *et al.* (2002), Kovalevych & Vovnyuk (2010), que lo hicieron a partir de inclusiones fluidas en halita.

La composición química del agua de mar responde a un delicado balance de múltiples variables, entre ellas, la meteorización continental, el venteo hidrotermal en las dorsales centro-oceánicas, la productividad biológica y la sedimentación marina (De La Rocha & Paytan 2005; Kump 2008). Estos factores sumados al clima global imperante, con énfasis en la concentración atmosférica de CO₂, van a determinar los egresos e ingresos de sales en el agua marina, definiendo los elementos químicos presentes, su composición isotópica y en definitiva el engranaje que debe existir con el clima, la circulación oceánica y la tectónica (De La Rocha & Paytan 2005; Kump 2008).

Los grandes depósitos de sal que se formaron durante la existencia del Pangea (Gordon 1975) y en su desmembramiento (Hay *et al.* 2006), habrían causado notables extracciones de sal del agua oceánica, generando que el agua de mar en el Cretácico haya tenido el más importante cambio de salinidad del Fanerozoico, con una declinación que tuvo su clímax en el Cretácico medio alto (Hay *et al.* 2006).

Asimismo, se ha comprobado que la relación de los cationes Mg⁺⁺ y Ca⁺⁺ (Mg/Ca), ha variado con el tiempo geológico (Sandberg 1983; Hardie 1996; Stanley & Hardie 1998; Lowenstein *et al.* 2005, entre otros). Sandberg (1983), a partir de la mineralogía primaria de oolitas y de cemento carbonático marino, propuso la división del Eón Fanerozoico en tres intervalos de “mares calcita” y dos intervalos de “mares aragonita”. Hardie (1996) vinculó los “mares calcita”, con valores bajos de Mg/Ca, y los “mares aragonita”, con valores altos de Mg/Ca, que ya habían sido mencionados por Sandberg (1983), los cuales a su vez, se enlazan con seculares cambios en las sales amargas depositadas en los estadios finales de las cuencas evaporíticas marinas (Hardie 1990, 1991). Evaporitas amargas con paragénesis de minerales MgSO₄, se vinculan a mares con alto Mg/Ca, y aquellas evaporitas con minerales KCl, con mares de bajo Mg/Ca (Hardie 1996).

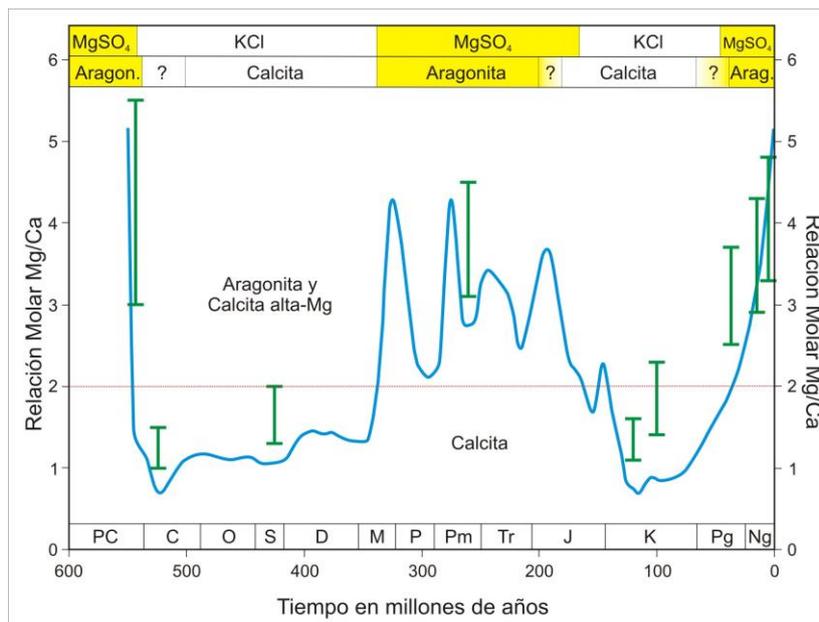


Figura 9. Curva de relación molar Mg/Ca del agua de mar durante el Fanerozoico. En segmentos verticales, la relación Mg/Ca obtenida a partir de inclusiones fluidas en halita. En el tope la división de los mares calcita – aragonita y $MgSO_4$ – KCl. (de Lowenstein et al. 2001 modif.).

Variaciones seculares en la relación Mg^{+2}/Ca^{+2} del agua de mar durante el Fanerozoico (Lowenstein et al. 2001), se presentan en la Figura 9. La línea horizontal en $Mg^{+2}/Ca^{+2} = 2$, es la división aproximada entre la distribución “mares calcita” ($Mg^{+2}/Ca^{+2} < 2$) y “mares aragonita” ($Mg^{+2}/Ca^{+2} > 2$). Se muestra también la distribución de las mineralogías primarias de carbonatos no-esqueléticos y evaporitas “tipo” KCl y $MgSO_4$. Ries (2010) presenta la curva en un *review* actualizado, que incorpora las concentraciones de CO_2 atmosférico, la concentración de Ca^{++} en el agua de mar, entre otras variables, que escapan al objetivo de ésta síntesis.

En general, el agua de mar cretácica queda comprendida dentro de un intervalo “mar calcita”, con preferencia de precipitación de sales amargas con minerales de tipo KCl (Hardie 1996). A su vez, la relación Mg/Ca habría sido menor en el Cretácico temprano, en relación a la del Cretácico tardío. Para el Barremiano tardío se estimó en ~ 1 (Steuber & Rauch 2005), en tanto que en el Aptiano, por las altas concentraciones de Ca^{+2} , que llegó a más de tres veces la actual, la relación molar Mg/Ca llegó a ser la más baja del Fanerozoico (Timofeeff et al. 2006). En cambio, la relación se habría incrementado a ~ 3 para el Campaniano temprano (Steuber & Rauch 2005; Timofeeff et al. 2006).

A los importantes cambios de salinidad (Hay et al. 2006), salmuera marina preservada como inclusiones fluidas en halitas cretácicas (Aptiano a Cenomaniano), señalan que el agua de mar se hallaba relativamente enriquecida en Ca^{+2} y empobrecida en SO_4^- , Mg^{+2} y Na^+ , con

relaciones bajas de Na^+/Cl^- , $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2}$ y $\text{Mg}^{+2}/\text{K}^+$, comparadas a la actual composición del agua de mar (Timofeeff *et al.* 1999, 2006). Como asimismo, que las concentraciones de Ca^{+2} fueron mayores a las de SO_4^- en el punto de saturación de yeso (Timofeeff *et al.* 1999, 2006; Lowenstein *et al.* 1999, 2001). Esta composición química del mar cretácico, habría generado que la evolución del agua marina en ambientes evaporíticos, desarrollara salmueras de tipo $\text{Mg}^{+2} - \text{Ca}^{+2} - \text{Na}^+ - \text{K}^+ - \text{Cl}^-$, y a su vez, deficientes en SO_4^- (Timofeeff *et al.* 2006).

En relación al K^+ , se había estimado que la concentración era ~40% mayor y que el Mg^{+2} era ~30-40% menor a los valores actuales del agua de mar (Timofeeff *et al.* 1999; Lowenstein *et al.* 1999, 2001). En cambio, Holland (2003) y Demicco *et al.* (2005) mencionan que la concentración del K^+ habría permanecido constante. Holland (2003) señala que la divergencia se debía a que el modelo aplicado por Hardie (1996) no contemplaba algunas formas de abatimiento del K^+ en el ciclo geológico. Demicco *et al.* (2005) plantea que la casi constante concentración del K^+ a través del tiempo, requería rangos variables de interacciones basalto-agua de mar en las dorsales oceánicas y en los flancos de las dorsales.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín forma parte de la Cuenca Neuquina (Digregorio 1972; Digregorio & Uliana 1980), una amplia cubeta de acumulación sedimentaria que durante el Jurásico y el Cretácico entre los 30° y 40° de Latitud Sur, alcanzó una extensión de 200.000 km² (Uliana & Legarreta 1993) (Figura 10).

Actualmente, la Cuenca Neuquina cubre gran parte de varias provincias argentinas entre las que se incluyen, el oeste y sur de Mendoza, gran parte de Neuquén, sudoeste de La Pampa y noroeste de Río Negro (Figura 10).

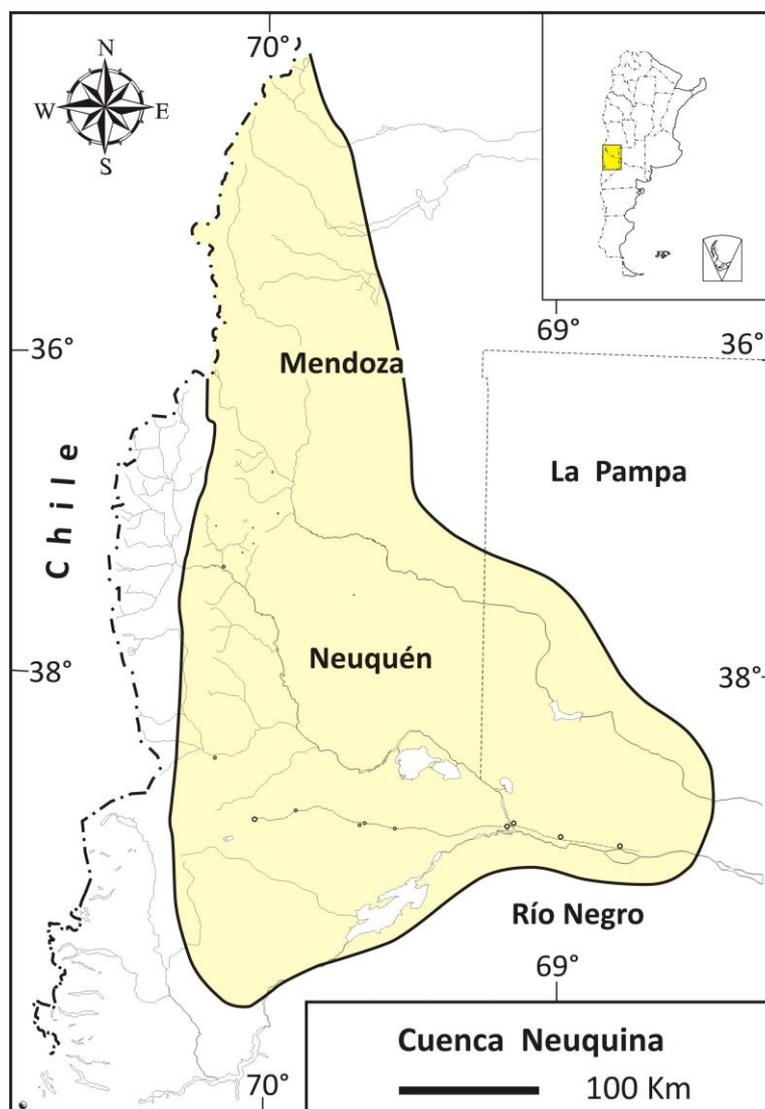


Figura 10. Mapa de Cobertura de la Cuenca Neuquina.

En el término “Cuenca Neuquina” se han integrado dos grandes unidades morfoestructurales, el Engolfamiento Neuquino (Bracaccini 1970) o Cuenca Neuquina (*sensu stricto*) (Digregorio

1972), y la Cordillera Principal - Región Aconcagüina (Yrigoyen 1991), con al menos 7.000 m de relleno sedimentario compartido que abarca un lapso de 220 m.a. en la compleja historia estratigráfica y tectónica de la cuenca (Vergani *et al.* 1995).

Estuvo limitada al oeste durante gran parte de su historia geológica por un arco magmático producto de la convergencia (subducción) entre la placa oceánica paleo-Pacífica y la placa Gondwánica (Sudamericana) (Figura 11). Hacia el naciente, dos estructuras de naturaleza cratónica le dieron forma al margen pasivo, el Sistema de la Sierra Pintada o Bloque de San Rafael al este y el Macizo Nordpatagónico o de Somun Cura al sudeste.

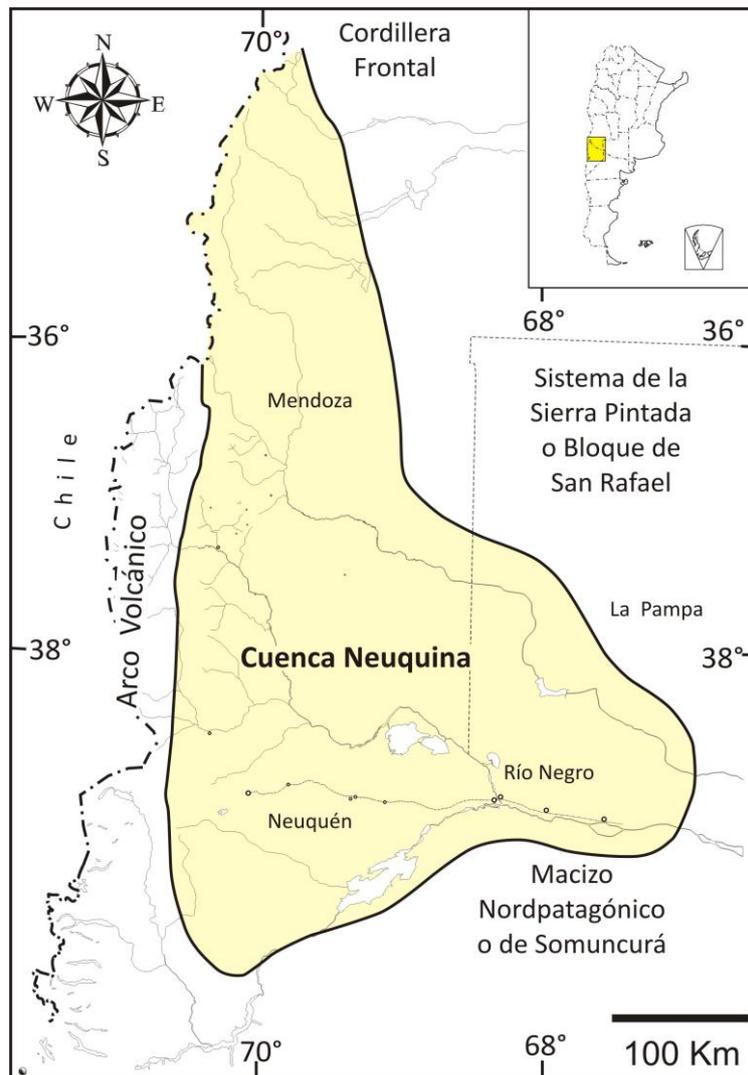


Figura 11. Rasgos Tectónicos que acompañaron a la Cuenca Neuquina en su evolución durante el Mesozoico.

Ha sido definida como una cuenca de retroarco (Digregorio & Uliana 1980) o depresión de trasarco (Digregorio *et al.* 1984), abierta al mar paleo-Pacífico a través de canales (“gaps”) en el arco volcánico (Franzese & Spalletti 2001; Franzese & Spalletti *et al.* 2003; Spalletti 2013).

En el Triásico tardío tiene origen el colapso extensional del orógeno Paleozoico Tardío o Permotriásico (Vergani *et al.* 1995; Manceda & Figueroa 1995; Franzese & Spalletti 2000, 2001), que conformó el sustrato de la cuenca, con rocas ígneas (plutónicas y volcánicas), metamórficas y sedimentarias. Luego se instaura un arco volcánico y se inicia una espesa secuencia sedimentaria marina, abierta al mar paleo-Pacífico a través de canales (*gaps*) en el arco que interdigitó con sedimentitas continentales (Spalletti *et al.* 2000, Macdonald *et al.* 2003), y que con cierta ciclicidad en el arreglo interno de sus facies llega hasta el Paleógeno temprano, cuando la tectogénesis andina cenozoica terminó de dar la configuración estructural actual a la cuenca (Digregorio & Uliana 1980; Digregorio *et al.* 1984) (Figura 12).

El orógeno Paleozoico, fue el resultante de un arco magmático generado por la convergencia de una placa oceánica por debajo del margen occidental del Gondwana (Franzese & Spalletti 2001; Llambías 2001). En el límite Paleozoico – Mesozoico, la subsidencia cesa o disminuye sustancialmente, generando una anomalía astenosférica, la cual provocó un fenómeno extensional regional y magmatismo bimodal en zonas periféricas de la cuenca Neuquina. Se genera la Provincia Mágica Choiyoi (Llambías 2008), el Choiyolitense en el decir de Groeber (1946) o Formación Choiyoi según Stipanovic (1967).

Desde el Triásico más alto al Jurásico temprano, se generan hemigrábenes extensionales aislados controlados por una fuerte subsidencia mecánica en respuesta al colapso extensional del orógeno Paleozoico tardío o permotriásico, debido a un debilitamiento y colapso de la región de Gondwana y engrosada y con temperatura anómala, dada la anomalía astenosférica (Franzese & Spalletti 2001).

Los depósitos restringidos a los depocentros (hemigrábenes), se componen de sedimentitas clásticas continentales vinculadas a sistemas aluviales y fluviales proximales con una importante participación de vulcanitas y piroclásticas (Franzese *et al.* 2007; Veiga *et al.* 2008) que dieron forma al Ciclo Precuyano (Gulisano 1981).

La desconexión geográfica y variada composición litológica de los distintos depocentros (Carbone *et al.* 2011), llevó a que se identificaran en la cuenca distintas unidades formacionales, así tenemos las Formaciones Remoredo, Chacaico, Sañicó, Piedra del Águila, Lapa, etc. (véase Spalletti *et al.* 1991; Riccardi *et al.* 1997; Franzese *et al.* 2007; Carbone *et al.* 2011, entre otros). Martínez *et al.* (2008) han planteado que el material piroclástico se vincularía con los centros volcánicos que estuvieron activos durante los estadios finales del Choiyolitense (ver Llambías *et al.* 2007), ya que las cámaras magmáticas del ciclo Choiyoi

habrían continuado activas. En tal sentido, Llambías (2008) señala que el magma habría utilizado las profundas fracturas del estadio de *rifting* para llegar a la superficie.

En el Pliensbaquiano se genera la primera transgresión marina proveniente del paleo-Pacífico, que colmata aquellos depocentros aún con capacidad y los amalgama expandiendo el área deposicional (Legarreta & Gulisano 1989; Legarreta & Uliana 1991). Este evento marino, representó el final de una etapa de post subsidencia mecánica (post-rift), para pasar a la gran cuenca de trasarco con subsidencia termal que llegó hasta el Paleógeno (Vergani *et al.* 1995; Franzese & Spalletti 2001; Veiga *et al.* 2008).

La etapa de post-rift que se inició en el Jurásico temprano, fue caracterizada sobre la base de la estratigrafía secuencial, donde a partir de los cambios relativos en el nivel de base del mar (Haq *et al.* 1987), se estructuró el armazón estratigráfico del Jurásico y Cretácico, incluyendo discontinuidades estratigráficas, pulsos transgresivos e intervalos condensados del relleno sedimentario, en un contexto tectónico de subsidencia regional regulada por enfriamiento y contracción térmica (Legarreta & Uliana 1991, 1999; Legarreta *et al.* 1993).

Estos autores, toman los primeros estudios regionales realizados por Groeber (1929, 1946, 1952) quién había sistematizado los grandes ciclos de sedimentación desde un punto de vista cronoestratigráfico local, reconociendo tres ciclos principales, "Jurásico", Andico y Riográndico, siendo a su vez, divididos en unidades de menor rango, Cuyano, Loteniano-Chacayano, Mendociano, Rayosiano, Neuqueniano y Malalhueyano, los cuales son parcialmente coincidentes con el englobamiento propuesto por Legarreta & Uliana (1991 y otros), donde crean la Megasecuencia Neuquina (Triásico superior – Paleógeno), que comprende tres Supersecuencias: Inferior (Triásico superior al Jurásico superior), Media (Kimmeridgiano al Cenomaniano) y Superior (Cenomaniano medio al Paleoceno tardío). A su vez, cada Supersecuencia está compuesta por Mesosecuencias cuyo ordenamiento de unidades y el rango temporal que abarcan, serían el resultado de cambios relativos del nivel del mar asimilables a ciclos eustáticos de segundo orden que actuaron a lo largo de los diferentes estadios de la historia de subsidencia de la cuenca.

A su vez, se ha considerado que el eustatismo debe haber sido una respuesta secundaria al tectonismo, ya que la subsidencia regional de la cuenca se la ha considerado más intermitente que uniforme, con varios episodios de inversión estructural (Vergani *et al.* 1995).

Variaciones en la intensidad de la subducción y fenómenos de ascenso tectónico en el área del arco magmático, habrían generado distintos episodios de erosión-no depositación (Schwarz *et al.* 2002). A estos esquemas, Zapata & Folguera (2005) le plantean que variaciones de la configuración de las placas tectónicas del margen continental, habrían generado múltiples eventos tectónicos que controlaron la evolución de las estructuras de los Andes Neuquinos.

Es así que la compleja historia geológica del borde oeste de Gondwana, considerando la fuerte impronta tectónica, llevó a Howell *et al.* (2005) a considerar tres estadios en el proceso evolutivo de la Cuenca Neuquina. El primer estadio, abarcó desde el Triásico tardío al Jurásico temprano (con el orógeno colapsado ya desarrollado); el segundo, desde el Jurásico temprano al Cretácico inferior, culminando con el último estadio que abarcó desde el Cretácico superior al Cenozoico.

La Formación Los Molles, representó un rápido ascenso relativo del nivel del mar con una importante expansión de la influencia oceánica hacia el antepaís (Legarreta & Gulisano 1989), donde sus sedimentitas finas de cuenca profunda, fueron dando lugar a sedimentitas de aguas someras (areniscas tidales) de la Formación Lajas. En ésta etapa inicial de post-rift, la presencia de estromatolitos de aguas profundas intercalados entre margas y pelitas de la Formación Los Molles, señalan la posibilidad de la continuidad de fenómenos magmáticos e hidrotermales relacionados a la etapa sin-rift de la cuenca (Gómez-Pérez 2001).

En sectores marginales, en forma transicional e interdigitados en la Formación Lajas, le continúan facies fluviales (Formaciones Challacó o Punta Rosada) que hacia el interior de la cuenca gradan a evaporitas de centro de cuenca, con predominio de anhidrita nodular y laminar de la Formación Tábanos con la cual finaliza el Ciclo Cuyano en el Caloviano medio (Gulisano & Pando 1981; Legarreta & Gulisano 1989).

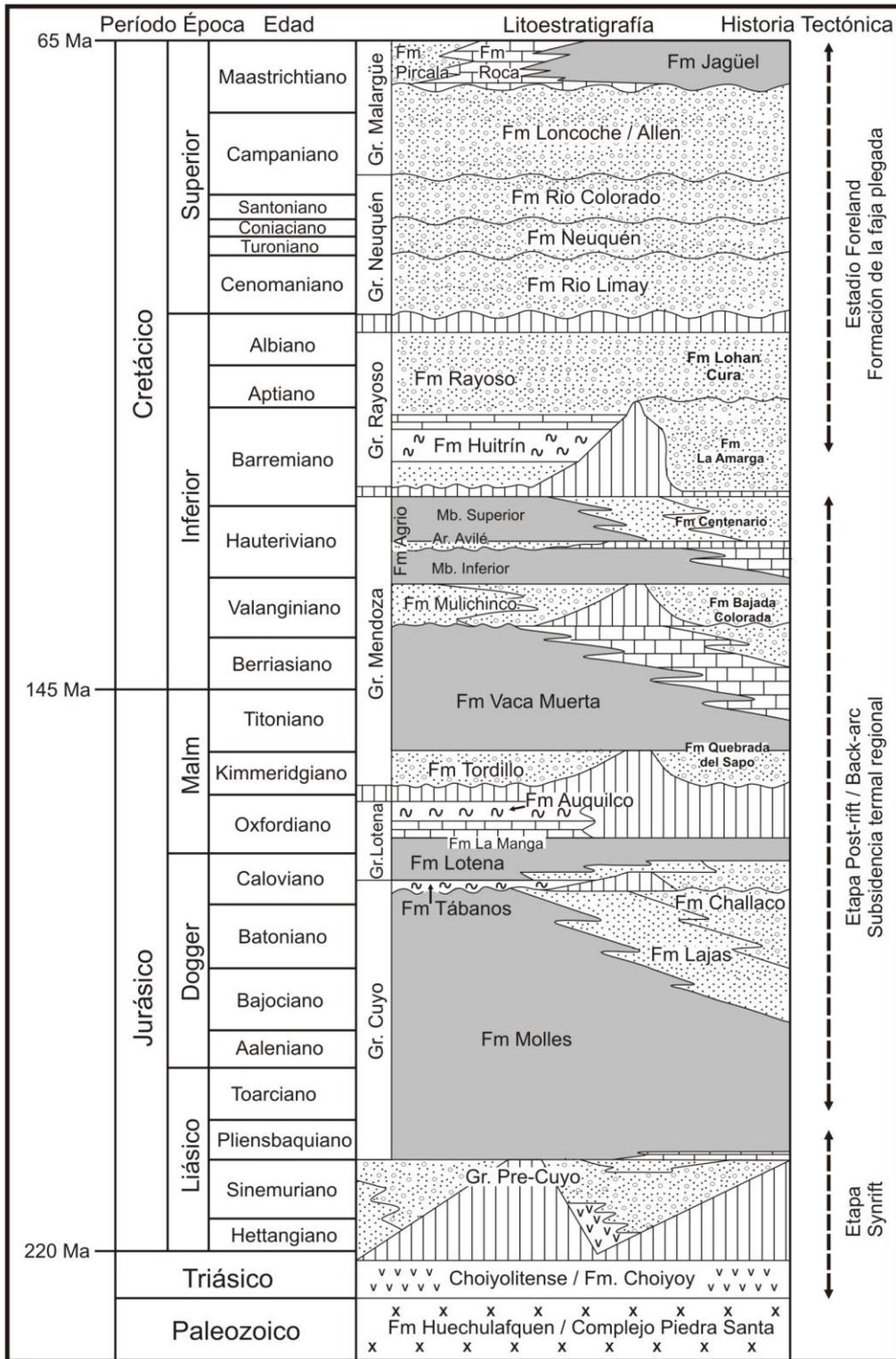


Figura 12. Columna Geológica de la Cuenca Neuquina extraída de Howell et al. (2005) modificada con aportes de Lanza (2003), Lanza & Hugo (2011) y propios.

La discordancia intracaloviana (Dellapé et al. 1978), separa las secuencias antecedentes, del Ciclo Loteniano-Chacayano, que se inicia con la Formación Lotena, la cual en sectores localizados presenta en su base, facies continentales clásticas de conglomerados y areniscas gruesas de un medio lacustre hasta lacustre-salobre, a la cual le siguen en contacto neto los

depósitos marinos de areniscas y pelitas verdosas que caracterizan a la misma (Arcuri *et al.* 2004; Arcuri & Zavala 2006; Spalletti *et al.* 2011). Le continúan interdigitándose las calizas azules con gryphaeas de mar somero de la Formación La Manga o Barda Negra, a la que se le sobreponen las evaporitas de la Formación Auquilco, que alcanza hasta 500 metros de anhidrita con calizas muy subordinadas en posición de trasarco (rasgo peculiar) (Legarreta *et al.* 1993) con que culmina el ciclo.

La cuenca en el Kimmeridgiano se desconecta con el océano paleo-Pacífico, y se depositan areniscas, conglomerados y fangolitas rojizas y verdosas, generadas en ambientes continentales bajo clima árido – semiárido. Estos depósitos se asignan a la Formaciones Tordillo – Quebrada del Sapo, y serían la consecuencia del diastrofismo Intramálmico, que produjo el alzamiento y migración del arco volcánico que interrumpió la comunicación con el Pacífico (Spalletti *et al.* 2011). El emplazamiento de esta estructura tectónica, habría generado una sobrecarga volcánica en la litósfera, y no solo hubo una barrera natural, sino que provocó una asimetría en la subsidencia del engolfamiento neuquino, con la localización del eje del depocentro en las cercanías del arco volcánico (Spalletti 2013).

A su vez, el diastrofismo generó la inversión tectónica de estructuras preexistentes y el desarrollo de las dorsales de Huincul y de Los Chihuidos, que funcionaron como altos intracuencales (Spalletti 2013). La Dorsal de Huincul es un rasgo tectónico de primer orden, un alto estructural que con rumbo transversal al andino segmenta el Engolfamiento Neuquino a la latitud de los 39°S, que condicionó la evolución tectónica y estratigráfica del margen sur de la Cuenca Neuquina, diferenciando la subcuenca de Picún Leufú al sur de la dorsal (Ramos *et al.* 2011), donde se aprecian importantes diferencias en la acomodación así como en la distribución regional y evolución de los sistemas sedimentarios (Spalletti *et al.* 2011).

Sobre estos depósitos yacen los de la segunda gran transgresión marina proveniente del paleo-Pacífico de edad tithoniana, que llegó hasta el Valanginiano temprano, y que además de exceder el área deposicional marina del primer ciclo, dejó un depósito de lutitas negras euxínicas y calizas micríticas de la Formación Vaca Muerta (Gulisano *et al.* 1984a; Spalletti *et al.* 2000; Leanza *et al.* 2011). Hacia plataforma la Formación Vaca Muerta interdigita las calizas de la Formación Quintuco. Un descenso relativo del nivel del mar, genera la discordancia Intravalanginiana (Gulisano *et al.* 1984a) y se depositan sedimentitas continentales en la zona de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, mientras que hacia el norte neuquino y sur de Mendoza lo hacen sedimentitas marinas, que han sido asignadas a la Formación Mulichinco de edad Valanginiano temprano tardío hasta el Valanginiano tardío bajo (Schwarz *et al.* 2011).

En el Hauteriviano se expande el ámbito marino y se depositan las sedimentitas finas oscuras con intercalaciones de calizas y areniscas de la Formación Agrio, que llegan hasta el Barremiano (Lazo *et al.* 2005; Spalletti *et al.* 2011). Un evento de continentalización brusco en el Hauteriviano inferior alto interrumpe las facies marinas e instaura condiciones desérticas en el centro de cuenca, depositándose depósitos eólicos, fluviales y lacustres de la Arenisca Avilé (Gulisano & Gutiérrez Pleimling 1988; Veiga & Vergani 1993; Legarreta & Uliana 1999; Veiga *et al.* 2002, 2011).

Una restricción deposicional del ámbito marino en el Barremiano, deja las carbonatitas del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín, con un patrón sigmoidal de rumbo NNE-SSO progradando hacia el NO, donde los carbonatos de salinidad anormal, pasan a evaporitas por debajo del talud (Legarreta & Boll 1982; Gutiérrez Pleimling 1991; Gutiérrez Pleimling *et al.* 2011a,b). Una mayor caída del nivel de base que deseca la cuenca, genera que se depositen sobre una discontinuidad regional erosiva en el miembro antecedente, en partes excediéndolo y yacen sobre el Miembro Superior de la Formación Agrio, areniscas fluviales, a la cual le suprayacen areniscas eólicas que completan la sección inferior del Miembro Troncoso denotando una mayor aridización del área (Legarreta & Boll 1982; Veiga *et al.* 2005; Veiga & Vergani 2011).

Una inmersión abrupta en un medio marino hipersalino (la “*transgresión evaporítica*” de Legarreta & Boll 1982) con un régimen hidrológico negativo deja niveles de anhídrita, halita y sales de potasio del Miembro Troncoso Superior. Este evento evaporítico se expande sobre las subunidades de la Formación Huitrín, superando su desarrollo areal y yace sobre la Formación Agrio en el centro del Neuquén (Uliana *et al.* 1975). Una mayor expansión de la influencia marina aunque alejada de la concentración normal del agua de mar, se desarrolla en los carbonatos del Miembro La Tosca, que llega a depositarse sobre las pelitas y calizas cuencales de la Formación Agrio, y que conforma la entidad cuspidal de la Formación Huitrín (Groeber 1946; Legarreta & Boll 1982; Legarreta & Uliana 1999).

Dando continuidad y en un contexto de transición de la etapa de synrift / trasarco a una cuenca de antepaís / *foreland*, se depositan en forma neta las pelitas varicolores con niveles anhídricos, salinos y escasas calizas en las secuencias basales, a arcillosas y arenosas rojizas y verdosas, que conforman la Formación Rayoso, la cual conjuntamente con la Formación Huitrín se congregan en el Grupo Rayoso (Uliana *et al.* 1975a) o Rayosiano en el sentido de Groeber (1946). Este episodio regresivo, con sedimentitas fluviales de carácter efímero, evaporitas y carbonatos de ambiente marino restringido, ha sido subdividido informalmente

en dos secciones, la inferior Evaporítica y la superior Clástica (Legarreta & Boll 1982; Legarreta 1985, 1986) de edad aún dentro del Barremiano (Musacchio & Vallati 2000; Vallati 2002, 2006).

En el tope del Cretácico Inferior, la placa oceánica subductada en el margen pacífico se horizontaliza, y genera la migración del arco volcánico hacia el antepaís y da forma a la faja plegada y corrida (FPyC) del Agrio (Zapata & Folguera 2005).

El levantamiento de la FPyC del Agrio genera la discordancia Intersenoniana (Herrero Ducloux 1946; Uliana *et al.* 1975; Vergani *et al.* 1995) o Patagonídica (véase Leanza 2009), sobre la cual en un ámbito de antepaís y en completa desconexión paleogeográfica con el océano Pacífico se depositan durante el Cenomaniano y el Campaniano Medio (Cretácico Superior) los Estratos con Dinosaurios (Keidel 1925, en Ramos 1981) o Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.* 1968) de características netamente clásticas continentales de origen fluvial, eólico y lacustre somero (Garrido 2010).

Hacia finales del Cretácico, la reestructuración de las placas con la apertura del Océano Atlántico y un nivel del mar global muy alto, genera la primera transgresión marina desde el Atlántico, que conecta la cuenca del Colorado con la Neuquina. Esta transgresión deja depósitos marinos someros a evaporíticos y continentales del Grupo Malargüe de edad Campaniano – Maastrichtiano - Daniano, que se extienden por el oeste hasta la faja plegada y corrida andina (Barrio 1990a,b, 1991; Legarreta *et al.* 1993; Parras *et al.* 1998; Tunik & Aguirre-Urreta 2002).

En el Cenozoico se desarrolla una importante actividad volcánica con intercalaciones de sedimentos sinorogénicos, vinculados a la actividad de las placas tectónicas. Hacia la plataforma se depositan depósitos continentales típicos de un antepaís. Se destaca la apertura y relleno de la cuenca de Cura Mallín en el Oligoceno superior a Mioceno inferior, producto de un evento extensivo relacionado con el empujamiento de la placa subductada en el margen pacífico (Zapata *et al.* 2008). La horizontalización de la placa durante el Mioceno Superior, genera el cierre de la cuenca de Cura Mallín y el levantamiento de la región andina de la cuenca Neuquina, pasando a condiciones normales de subducción durante el Plio-Pleistoceno (Zapata *et al.* 2008) que perdura al presente. La intensa actividad volcánica en el retroarco andino entre los 33°40'S y los 38°S, dejó vulcanitas basálticas a andesíticas, que alcanzó por el este el Bloque de San Rafael, dando forma a la Provincia Geológica de Payunia (Llambías *et al.* 2010).

La intensa dinámica de las placas tectónicas con los avances y retrocesos del arco volcánico, actuó sobre un prisma sedimentario muy heterogéneo con fuerte anisotropía litológica o mecánica. Esta dinámica generó la movilización de láminas competentes con superficies de despegue inferior en el yeso de la Formación Auquilco y en los niveles pelíticos sobrepresionados de las formaciones Vaca Muerta y Agrio, y de despegue pasivo superior en las evaporitas del Grupo Rayoso (entre otros, Ramos 1999, Ploszkiewicz 1987, 2002; Kozłowski *et al.* 1993, 1997; Giampaoli *et al.* 2002, 2005; Rojas & Radic 2002; Ramos *et al.* 2004; Orts *et al.* 2008; Giambiagi *et al.* 2008, 2009; Castillo *et al.* 2008, Fuentes *et al.* 2016, Starck *et al.* 2023).

Esta movilización tectónica, diacrónica en la cuenca, provocó estructuras alineadas al eje andino, asociadas a sobrecorrimientos, retrocorrimientos y apilamientos antiformales, mayormente con vergencia al este. Las estructuras plegadas se asocian a fallas de piel gruesa y fina, que involucran al basamento y a la cobertura sedimentaria, en algunos casos aflorantes, en otras ciegas, y en muchos casos desvinculadas de la estructura manifestada en la superficie.

Se ha sectorizado la FPYC de norte a sur y recibe los siguientes nombres, Aconcagua, Malargüe, Chos Malal y Agrio.

3. ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN HUITRÍN

La denominación de Formación Huitrín (Marchese 1971) proviene del Huitriniano de Pablo Groeber, quien lo utilizara por primera vez en el relevamiento de la hoja Chos Malal (Groeber 1946) en reemplazo de su anterior Yeso de Transición (Groeber 1929). Esta unidad comprende un conjunto de sedimentitas marinas, evaporíticas y continentales, depositadas en el Cretácico y aflorantes en forma casi continua por 500 kilómetros de longitud en toda la zona andina, desde la latitud del Cerro Aconcagua, hasta cercanías de la ciudad de Zapala (Figura 13). Los afloramientos más orientales están asociados al frente de corrimiento de la Faja Plegada y Corrida Andina (FPyCA), y suelen estar incorporados a niveles de despegue dentro de la misma. Hacia el este, la unidad está ampliamente representada en el subsuelo de la cuenca.

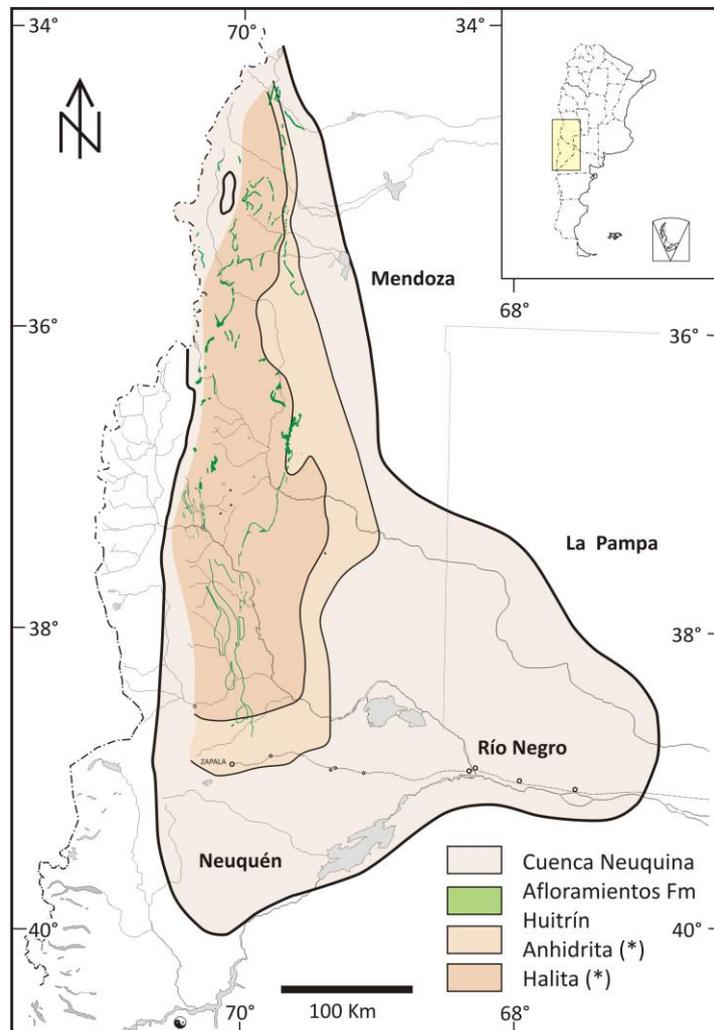


Figura 13. Afloramientos de la Formación Huitrín (de Groeber 1946, 1947a,b; Zollner & Amos 1973; Holmberg 1976; Ramos 1981; entre otros) y la distribución regional del Miembro Troncoso Superior (* anhidrita y halita a 110 Ma sensu Legarreta & Uliana 1991).

La unidad ha sido tratada por numerosos autores, entre ellos: Groeber (1929, 1946, 1952), Weaver (1931), Herrero Ducloux (1946), Marchese (1971), Digregorio (1972), Uliana *et al.* (1975a,b), Ramos (1981), Legarreta & Boll (1982), Legarreta *et al.* (1983), Legarreta (1985), Gutierrez Pleimling *et al.* (1991, 2011a,b), Leanza (2003), Veiga & Vergani (2011), Gómez *et al.* (2011a,b), Olea *et al.* (2011). En este trabajo se adoptará el modelo estratigráfico propuesto por Legarreta & Boll (1982) para el sector mendocino de la cuenca, que fuese extrapolado para el sector norte del Neuquén por Legarreta *et al.* (1983). En dicho modelo se retoma el esquema y la nomenclatura de Groeber (1946, 1952), proponiéndose una subdivisión en tres miembros: Chorreado, Troncoso y La Tosca, separando a su vez a los dos primeros miembros en dos secciones informales, inferior y superior. Aunque es menester mencionar, que Leanza (2003) ha vinculado el Miembro Chorreado al Grupo Mendoza, como miembro cuspidal de la Formación Agrio. El Miembro Troncoso Superior, eminentemente evaporítico, es el objeto de estudio de esta tesis (Figura 14).

La Formación Huitrín se encuentra ubicada entre la infrayacente Formación Agrio y la suprayacente Formación Rayoso (Figuras 12, 14). Tanto la rica fauna de invertebrados marinos del tope de la Formación Agrio (Aguirre-Urreta *et al.* 2005, 2008, 2011; Spalletti *et al.* 2011), como la edad absoluta de una toba de caída de $127,5 \pm 0,15$ Ma cercana al tope del Miembro Superior, sugieren que la Formación Agrio se habría depositado hasta el Barremiano (Aguirre-Urreta *et al.* 2015a,b). A su vez, palinomorfos de la sección evaporítica de la Formación Rayoso (Musacchio & Vallati 2000; Vallati 2002), se han asignado al Barremiano. Estas relaciones estratigráficas sugieren que la Formación Huitrín quedaría comprendida dentro del Barremiano.

Sobre las sedimentitas agradantes, pelitas oscuras, calizas y areniscas, depositadas en condiciones marinas normales de la Formación Agrio, se inicia la depositación de la unidad basal de la Formación Huitrín, el Miembro Chorreado, con facies clástico-carbonáticas progradantes de salinidad anormal (Gutiérrez Pleimling 1991; Gutiérrez Pleimling *et al.* 2011a,b). Aflora desde el Cerro Visera en Neuquén hacia el Norte. En un principio con la sección inferior, compuesta por la alternancia de carbonatos con pelitas y areniscas subordinadas. Dichas sedimentitas se depositaron en un ambiente marino con salinidad anormal, que evidencia un considerable descenso del nivel de base. Desde la localidad de Chos Malal se integra hacia el norte el Miembro Chorreado Superior, carbonático en el norte neuquino y evaporítico (anhidrita) en el sur mendocino, depositados en condiciones marinas restringidas hasta hipersalinas someras (Gutiérrez Pleimling 1991; Gutiérrez Pleimling *et al.*

2011a,b). Con el anexo de los estudios de subsuelo, se observa que el Miembro Chorreado desarrolla un patrón sigmoidal con rumbo NNE-SSO progradando hacia el NO (Gutiérrez Pleimling 1991; Vergani *et al.* 1999; Barrionuevo 2002; Gutiérrez Pleimling *et al.* 2011a,b).

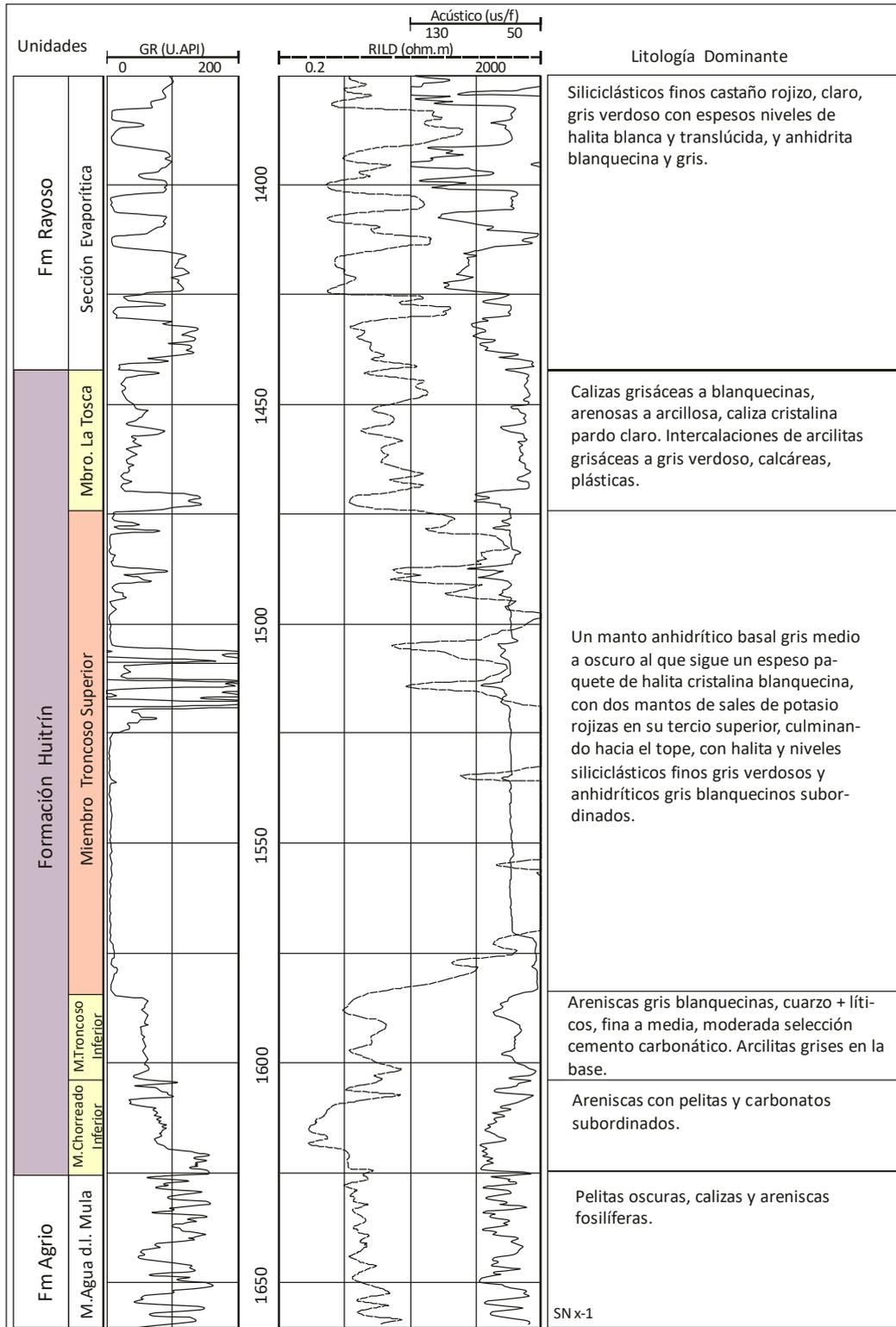


Figura 14. Perfil eléctrico tipo de la Formación Huitrín con los miembros que han sido interesados en sondeos de la zona de estudio. Se incluye en forma parcial a las Formaciones Agrio y Rayoso (infra y suprayacente respectivamente).

Posteriormente, un evento regresivo de baja frecuencia conlleva la desecación de la cuenca y la generación de sedimentación clástica dominada en la base por facies fluviales, que hacia el tope pasa a facies eólicas (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985; Veiga & Rossi 1992; Veiga & Vergani 2011, entre otros). Esta cuña clástica que se denomina Miembro Troncoso Inferior, se encuentra asociada a cambios en el régimen de subducción en el margen occidental del Gondwana en los estadios finales de evolución de la cuenca postrift, en su transición al régimen de cuenca de trasarco/antepaís (Veiga *et al.* 2005, 2008; Veiga & Vergani 2011).

Amplio desarrollo areal y buena expresión topográfica caracteriza sus afloramientos desde el Río Agrio en el centro Neuquino, hasta las sierras de Reyes y Cara Cura en el sur Mendocino (Uliana *et al.* 1975b; Veiga & Rossi 1992). Con espesores reducidos en Bajada del Agrio (3,5 m, Leanza *et al.* 2001) y en las márgenes del Río Salado (0,5 a 1 m, Brodtkorb *et al.* 1975), alcanza rápidamente 68 metros en la ladera occidental del Cerro Rayoso (Ramos 1981), hasta 150 metros en las proximidades de Buta Ranquil (Holmberg 1976). En el subsuelo, se distribuye hacia el naciente en Chihuido de la Salina, El Portón, Filo Morado, Paso de las Bardas, Chihuido de la Sierra Negra, El Trapial, Puesto Hernández, Puesto Molina y Desfiladero Bayo, conformando excelentes reservorios de hidrocarburos (Veiga & Rossi 1992; Vergani *et al.* 2002; Masarik 2002; Veiga & Vergani 2011, entre otros). El límite deposicional de las areniscas en el ámbito de plataforma sería algo al E del yacimiento Desfiladero Bayo (Sosa & Melli 1988; Melli *et al.* 1991; Masarik 2002).

La cuña fluvial se efectúa sobre una superficie irregular de incisión, controlada por la geometría del talud antecedente y conformando profundos valles, que cortan a las capas barremianas carbonáticas del Miembro Chorreado en el sur de Mendoza y noroeste de Neuquén, trasponiéndolas hasta cubrir secuencias marinas del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio en el centro del Neuquén (Legarreta & Boll 1982; Legarreta & Uliana 1999; Masarik 2002; Veiga & Rossi 1992; Veiga & Vergani 2011). Su mejor desarrollo se observa hacia el sector occidental – sur, en la zona de afloramiento de los *foot hills*, identificándose áreas de aporte hacia el sur y sudeste (Legarreta 1985; Masarik 2002; Veiga & Vergani 2011).

En la zona de Chihuido de la Sierra Negra - Lomitas, rodeando el limbo NE de la estructura, como si ésta fuese preexistente, la facies fluvial de la Arenisca Troncoso tiene su mejor expresión sobre un paleocanal labrado en las pelitas de la Formación Agrio, con una componente SE-NW alcanzando espesores de 35 m (Comeron 1990). Al norte, en la zona de

Puesto Molina, areniscas con estructuras onduladas y clastos blandos, reflejan cursos de agua sin cauces definidos en una zona de escaso relieve (Melli *et al.* 1991).

La secuencia clásica del interior de cuenca en el sur mendocino, interdigitaría con evaporitas (anhidrita y halita) de un ambiente hipersalino somero que nos señala condiciones de restricción y desecación extrema de la cuenca (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985; Legarreta & Gulisano 1987).

A la facies fluvial, le continúan areniscas eólicas interdigitadas, tanto en la zona andina, como en el subsuelo neuquino - sudmendocino. La expansión hacia el sur de los campos de dunas, ha sido interpretada como un notable rasgo paleogeográfico, dado como respuesta a la inserción de un nuevo patrón de subsidencia (Legarreta & Uliana 1991; Masarik 2002).

En los afloramientos de los *foot hills* del Cordón del Salado – Cerro Rayoso – Pampa de Tril, la facies eólica presenta dos secuencias eólicas independientes, separadas por un intervalo fluvial arenoso (Veiga *et al.* 2005; Veiga & Vergani 2011). En Loma La Torre o Barda Atravesada, al sur de Pampa de Tril, la facies eólica basal no ha preservado su morfología eólica y su geometría y distribución regional no ha sido bien definida; mientras que los depósitos eólicos superior presentan un amplio desarrollo areal, superando el de la facies anterior e incluso depositándose sobre sedimentitas marinas de la Formación Agrio (Argüello & Veiga 2014, 2015). Este último evento eólico (*'last eolian event - LEE'* sensu Argüello & Veiga 2015) presenta dunas y draas orientadas en un sentido OSO/ENE, con formas menores subperpendiculares y oblicuas generadas por dunas sobreimpuestas a las mayores, como depositadas en las zonas de interdunas, y por depósitos de retrabajo marino (véase más adelante) (Argüello & Veiga 2014, 2015).

En la zona de Chihuido de la Sierra Negra – Lomitas se han encontrado dunas longitudinales tipo seif, con un rumbo aproximado SW-NE y tipo barjan, ambas con una componente del viento sudeste – noroeste y oeste-este (Comeron 1990). Hacia el E, en Puesto Hernández los campos de dunas denotan dunas tipo seif elongadas oeste-este que migraban hacia el este, indicando direcciones de paleovientos hacia el este – sudeste y este – noreste (Barrionuevo 2002; Naidés & Barrionuevo 2002); mientras que hacia el N, en Puesto Molina las areniscas eólicas están con estratificación entrecruzada de alto ángulo y una gran homogeneidad en el tamaño y litología de la columna, conformando campos de dunas orientados noreste–suroeste (Melli *et al.* 1991).

Un espeso manto de anhidrita cubre las areniscas de la unidad anterior, producto de un ambiente marino hipersalino somero, que dio origen a las evaporitas del Miembro Troncoso Superior (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985). Se generó una superficie transgresiva de baja frecuencia y de erosión marina (Veiga *et al.* 2005) y el comienzo de la acumulación de un cortejo transgresivo (Veiga & Vergani 2011). La superficie de contacto con las geoformas medanosas es irregular (Veiga *et al.* 2005), dado que la precipitación evaporítica se realizó sobre las mismas en forma de *drappe* (Ryer en Vergani *et al.* 2002) preservando la topografía de las dunas (Naidés & Barrionuevo 2002; Vergani *et al.* 2002; Strömbäck *et al.* 2005) y a su vez, dejando facies arenosas delgadas de retrabajado local producto de la acción de olas y procesos de deformación sinsedimentaria (Strömbäck *et al.* 2005).

La relativa lenta solubilidad en ámbitos áridos de la anhidrita (SO_4Ca) y del yeso ($\text{SO}_4\text{Ca}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$), les permitió permanecer en los afloramientos con buenos espesores (8 a 30 m) y una continuidad regional desde el Río Diamante en Mendoza hasta el Río Agrio en Neuquén (Groeber 1946; Uliana *et al.* 1975b; Legarreta & Boll 1982). De norte a sur, va entrando en contacto con unidades progresivamente más antiguas de la Formación Huitrín, donde traslapa sectores marginales del Miembro Chorreado, hasta yacer sobre depósitos marinos de la Formación Agrio en la zona del Río Salado y Bajada del Agrio en el centro Neuquino (Groeber 1946; Uliana *et al.* 1975a,b; Legarreta & Boll 1982; Legarreta 1985).

Es el depósito evaporítico que caracterizó a la Formación Huitrín, al punto de que la entidad fue nominada “Yeso de Transición” (Groeber 1929, 1933), por su enlace al cambio de sedimentación marino a continental.

Calizas micríticas, del tipo “*boundstone*” con laminación estromatolítica en el decir de Uliana *et al.* (1975a), o *boundstone* criptoalgáceo según Legarreta & Boll (1982), Legarreta (1985), o las calizas estromatolíticas y calizas terrosa fétida según Brodtkorb *et al.* (1975), entre otros, se intercalan con la anhidrita, tanto en el sur mendocino, como en los afloramientos de los *foot hills* neuquinos. Se diferencia en la base de los afloramientos de la anhidrita, un delgado banco de calizas gris claro laminadas, en parte con abultamientos de tipo estromatolítico y espesor que oscila entre 0,05 a 1,50 metros, llegando a los 3 metros en la zona de Arroyo Taquimilán (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985; Brodtkorb *et al.* 1975; Etcheverry *et al.* 1990).

En el subsuelo oriental de la cuenca, la estructura estromatolítica singenética, se ha identificado en Desfiladero Bayo, donde yace entre las areniscas continentales y la anhidrita del Miembro Troncoso, integrada a ésta última denotando una zona de facies marginal (Sosa & Melli 1988). No obstante, los escasos espesores indicados podrían hacer que sea difícil reconocer el banco calcáreo en el subsuelo (Legarreta *et al.* 1983).

En un amplio sector del Cordón de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, entre Zapala y Curacó, se presentan bancos de celestina lentiformes, interdigitados en las calizas y el yeso. Los mantos de celestina se disponen en los afloramientos con espesores que rondan 0,25 a 3,5 metros, y comprenden tanto facies singenéticas (deposicionales) masivas y/o laminadas, como facies epigenéticas (postdeposicionales) como rellenos de oquedades y fracturas (drusas, geodas, estalactitas) (Brodtkorb 1978; Brodtkorb *et al.* 1975, 1992, 1997; Barbieri *et al.* 1981; Casé *et al.* 1989; Danieli *et al.* 1989; Etcheverry *et al.* 1990; de Barrio *et al.* 1993; de Barrio 1999; Brodtkorb & Danieli 2011, entre otros). La celestina, ocasionalmente con baritina, en particular hacia la base del manto, se encuentra tanto como celestina masiva de tonalidades grises a pardo rojizas, con textura granular fina, en partes con láminas con carbonato algáceo, como una mezcla intergranular con el carbonato de las calizas estromatolíticas.

Análisis de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ realizados a calcáreos, celestina y yeso asociados, indican un origen sedimentario de un mar de edad Cretácico Temprano (Barbieri *et al.* 1981; Danieli *et al.* 1989; Ramos & Brodtkorb 1990; Brodtkorb *et al.* 1997; entre otros). No obstante, se ha planteado un origen exclusivamente epigenético, asociado a flujos magmáticos hidrotermales (Hayase & Bengochea 1975) a epitermal vinculado al magmatismo andesítico de edad terciaria (Angelelli *et al.* 1976). Recientemente, en línea a estos pensamientos, se ha señalado que fluidos hidrotermales magmáticos y/o salmueras cuencales, habrían actuado a través de niveles permeables de las estructuras estromatolíticas y laminaciones criptoalgales, generando una mineralización epigenética a través de procesos de reemplazo de dichas rocas carbonáticas y relleno de oquedades y espacios porales, generando por ejemplo yacimientos tipo Valle del Mississippi (MVT) (de Barrio 1999; de Barrio *et al.* 2009, 2014; de Barrio & Vergani 2011; Escobar *et al.* 2013).

La anhidrita en afloramientos se presenta con facies laminada, cuplas calcáreo - anhidrita, con microbandeamientos claros y oscuros, de tonos parduscos, y con nódulos de anhidrita que modifican la estructura interna laminada y le imparten tonalidades grisáceas (Uliana *et al.* 1975a,b; Legarreta & Boll 1982; Legarreta 1985). En el sur de Mendoza, la anhidrita se halla con facies laminada en la base, que pasa hacia la parte media a incluir nódulos de anhidrita

que modifican la estructura interna laminada, en forma parcial a total, generando depósitos de anhidrita nodular - estratificada y anhidrita mosaico – nodular de tonos grisáceos claro, completando la secuencia anhidrita laminar (Legarreta & Boll 1982; Legarreta 1985).

En el dominio de subsuelo, se sobrepone a la anhidrita una espesa secuencia de sal de roca que en su tercio superior intercala niveles de sales de potasio, alcanzando espesores el Miembro Troncoso Superior de hasta 250 m (Legarreta *et al.* 1983), que puede ser interpretado depositacional; no obstante, hay evidencias de haber sufrido la sal variaciones por halocinesis (Pérez 1979; Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985). La sal no ha sido hallada en superficie, posiblemente por una combinación de fenómenos concurrentes, ya que los afloramientos de la unidad se dan en la zona andina deformada tectónicamente, a lo cual se le debe anexar la alta solubilidad de la misma (Gabriele 1992, 1999). Por lo tanto, la ausencia de sal de roca en afloramiento se infiere que no se relaciona con la falta de acumulación sino por una total disolución.

En el subsuelo, las sales amargas se presentan restringidas a un depocentro a ambos lados del río Colorado en el sur de Mendoza y norte del Neuquén (Uliana *et al.* 1975a; Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985; Gabriele 1987, 1992, 1999, 2016; Robles 2005). Se trata de dos mantos de silvinita de amplia distribución, a una profundidad promedio de 1.000 m y espesores medios de 2 m a 14 m, los cuales han sido motivo de investigaciones mineras por parte de las empresas Minera Duval en los años 80 del siglo pasado, y más reciente por la Minera Potasio Río Colorado (Lapidus & Padula en Angelelli *et al.* 1983; Minera TEA 1985, en Brodtkorb *et al.* 1993; Bengochea & Padula 1993; Balod 1999; Balod *et al.* 1997, 2000; Gómez *et al.* 2011a,b; Gómez 2014, 2016; Gómez & Balod 2016).

La Formación Huitrín culmina con las calizas del Miembro La Tosca, que se expandió en gran parte de la Cuenca Neuquina y que arealmente excede al resto de los miembros infrayacentes (Olea *et al.* 2011). Se lo reconoce desde el río Diamante en Mendoza hasta la zona algo al sur de Covunco Centro (Groeber 1947a; Legarreta 1985; Cabaleri & Armella 1993). Sobre un banco pelítico basal, que ronda los 6 metros, característico en afloramientos por sus tonalidades gris verde oliva, se presentan calizas y dolomías castaño claras a gris blanquecino, bioclásticas, oolíticas, bien estratificadas, con particiones finas y más espesas de arcilitas grises a gris oliva (Uliana *et al.* 1975a; Leanza 2003). Representa la instalación de una rampa somera y extendida, depositada en condiciones marinas de salinidad anormal (Legarreta 1985); microfósiles y fauna de bivalvos, sugieren que el miembro se habría depositado en un ambiente marginal somero, con variaciones de salinidad y temperatura, es decir en

condiciones ambientales de fuerte stress al menos temporaria (Ballent *et al.* 2006; Lazo & Damborenea 2009, 2011).

Es común ver en algunos afloramientos de las calizas, que la sedimentita presenta cierto grado de fracturamiento, incluyendo brechas de colapso, que habrían sido provocadas por disolución de la sal. Asimismo, se han citado en el ámbito del subsuelo (Cerro Los Nidos – Cañadón Amarillo, El Pichanal, Paso de las Bardas - Río Colorado) procesos de disolución postdeposicional de la secuencia salina por karst salino (Zencich *et al.* 1999; Olea *et al.* 2011). Así, la supresión de la sal habría generado el contacto del Miembro La Tosca con la anhidrita del Miembro Troncoso Superior.

Todo el conjunto es sobrepuesto por las Secciones Evaporítica y Clástica de la Formación Rayoso, que presentan una relación de interdigitación (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985). Estas secciones incorporan al Salinense y Rinconense de Groeber (1946, 1952) o miembros Salina y Rincón (Uliana *et al.* 1975b) que eran englobados en la Formación Huitrín.

En el sur de Mendoza, la Sección Evaporítica se halla compuesta por anhidrita con participación subordinada de calizas y pelitas rojas (Legarreta 1985), que alcanza espesores de 50 a 150 metros, mientras que en Neuquén, va gradualmente aumentando su espesor. La zona de Bajada del Agrio – Paso Hacha es considerada un depocentro importante para la Formación Rayoso (Uliana *et al.* 1975a,b) que alcanza espesores que superan el millar de metros, con un aumento de los niveles salinos (Legarreta 1985). Este importante desarrollo del Rayosiano en Neuquén, llevó a Uliana *et al.* (1975b) a proponer varias formaciones y como señalábamos, incorporar a los miembros Salina y Rincón en la Formación Huitrín.

En los afloramientos neuquinos son características de la sección evaporítica, las tonalidades abigarradas o varicolores a bandeadas de las secuencias siliciclásticas finas, yesosas y salinas, como asimismo, la pobre expresión morfológica y el típico ambiente de *bad lands*, que contrasta con las sedimentitas suprayacentes de la sección clástica, con tonalidades rojizas blanquecinas y fuerte expresión morfológica (Uliana *et al.* 1975a,b).

Una mención merecen los mantos de sal que han sido explotados esporádicamente desde la década del 30 del siglo pasado (Angelelli & Schalamuk 1978). En Neuquén se encuentran, la mina Hijosca o de Tril, en la Pampa de Tril; la mina Carmelo o Triuquico, al sur de Chos Malal, cerca del paraje Triuquico / Truquico, y en las Salinas de Huitrín, la mina Rivadavia (Cordini

1967; Holmberg & Nuñez 1971; Zöllner & Amos 1973; Holmberg 1976; Angelelli *et al.* 1976, 1983; Angelelli & Schalamuk 1978; Lyons 1987; Brodtkorb *et al.* 1992; Etcheverry 1999; Leal *et al.* 2011, entre otros). En Mendoza, en la zona de Calmucó, los yacimientos Luncay y Ranquiles (Angelelli *et al.* 1980; Lyons 1987; Brodtkorb *et al.* 1992; Etcheverry 1999). Estos mantos se encuentran intercalados en las arcilitas abigarradas yesosas que suprayacen a las calizas del Tosquense, que han sido interpretadas como parte del Salinense (Groeber 1946, 1952), Miembro Salina de la Formación Huitrín (Uliana *et al.* 1975b; Digregorio 1978; Ramos 1981; Leanza 2003, entre otros), o Sección Evaporítica de la Formación Rayoso en el esquema de Legarreta & Boll (1982). Uliana *et al.* (1975a) ha señalado que los afloramientos de sal coinciden con áreas muy perturbadas tectónicamente.

La Formación Rayoso es cubierta por los depósitos del Grupo Neuquén mediante la discordancia regional Miránica Principal (Stipanovic & Rodrigo 1970; Zambrano 1981; Leanza 2003, 2009).

Para la Sección Evaporítica, se ha propuesto un ambiente correspondiente a un cuerpo de agua hipersalino y somero, que, de acuerdo al contenido paleontológico, estuvo conectado con el mar abierto del Océano paleo-Pacífico, aunque en forma restringida (Legarreta 1985). Una hipótesis alternativa ha sido planteada por Zavala *et al.* (2011), quienes consideran a los depósitos clásticos y evaporíticos, agrupados en la Secuencia R1 (de la Formación Rayoso), como acumulados dentro y en la periferia de un cuerpo lacustre salino y restringido de tipo perenne, continental.

En el esquema estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina elaborado por Legarreta & Gulisano (1989), el Miembro Chorreado conjuntamente con los miembros Avilé y Superior de la Formación Agrio, son asignados a la Mesosecuencia Mendoza superior (Hauteriviano inferior, 117,5 Ma, al Aptiano inferior, 112 Ma). Los restantes miembros Troncoso y La Tosca de la Formación Huitrín se agrupan con una secuencia basal de la Sección Evaporítica de la Formación Rayoso en la Mesosecuencia Huitrín (Aptiano inferior, 112 Ma, al Aptiano superior, 106 Ma). En esta última Mesosecuencia, dos caídas relativas del nivel del mar de tercer orden en los 109,5 Ma y 107,5 Ma responderían al evento de depositación potásica en el Miembro Troncoso Superior y al tope del Miembro La Tosca respectivamente. Ambas Mesosecuencias integran la Supersecuencia Media. Legarreta & Uliana (1991), mantienen este esquema hasta los 109,5 Ma., en que se habría producido la precipitación del primer paquete de evaporitas potásicas. A partir de aquí lo modifican levemente, ya que al segundo evento potásico lo vinculan con la caída relativa del nivel del mar en los 107,5 Ma. Le continuaría un ascenso

relativo del nivel del mar, que diluye la cuenca evaporítica del Miembro Troncoso Superior y provoca la depositación de las calizas del Miembro La Tosca que llegaría hasta casi los 103 Ma.

4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

4.1. Generalidades

Dadas las características de solubilidad e higroscopicidad de parte del tramo rocoso en análisis, sumadas a la alta disturbación tectónica de los sectores donde aflora la Formación Huitrín, la metodología de trabajo se basó en la utilización de información de subsuelo proveniente de perforaciones con objetivos hidrocarburíferos y de exploración de sales de potasio, un mecanismo común en estudios sobre evaporitas de otras cuencas con características similares (Kendall 1984).

La información petrolera provino de técnicas directas e indirectas que usualmente se registran cuando se perfora un pozo en la exploración de hidrocarburos y que constan en el legajo de pozo. Las técnicas indirectas consistieron en la utilización de los perfilajes eléctricos (rayos gamma, acústico, densidad, etc.) que se corren en los pozos.

Las técnicas directas se dieron por medio de testigos de corona y de los recortes de perforación (recorte de terreno, *cutting*) y cuyas descripciones litológicas constan en los legajos. En algunos sondeos de interés, los recortes fueron observados utilizando lupa binocular.

El estudio de testigos de corona se realizó sobre sondeos realizados por las empresas Minera Duval, Potasio Río Colorado y Yacimientos Petrolíferos Fiscales. La empresa Minera Duval en el año 1982 realizó varias perforaciones en la provincia del Neuquén con destino a conocer y estudiar económicamente las sales de potasio, de las cuales se pudo contar con el sondeo Sierra Negra 2, perforado en el norte provincial, casi sobre el río Colorado, y los pozos Pampa Salina 1 y Pampa Salina 2, perforados en la zona de Ranquiles, en el centro – oeste del Neuquén.

La empresa Potasio Río Colorado (PRC) subsidiaria en sus inicios de la empresa Minera TEA - fuertemente ligada a la minería nacional- realizó más de una docena de sondeos que tuvieron el objetivo de la explorar las evaporitas potásicas. Se cubrió el área investigada por PRC con cuatro sondeos, PRC-3, PRC-4 y PRC-9 perforados en el sur de la provincia de Mendoza y el pozo PRC-8 perforado en el norte del Neuquén.

Los testigos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales permitieron básicamente ver el horizonte de anhidrita de la base del Miembro Troncoso Superior.

Se procedió a efectuar la descripción litológica de los testigos corona y la extracción de muestras representativas, de las cuales se hicieron cortes delgados o pulidos y análisis por difracción de rayos X (DRX), ya sea de roca total, como de argilominerales por muestra orientada.

Con la información precedente se realizaron columnas litológicas, ajustadas y correlacionadas con los perfiles eléctricos a fin de poder reconocer las electrofacies presentes. La información litológica aportada por las descripciones detalladas de recortes de perforación, fue calibrada con la respuesta eléctrica de los perfiles eléctricos (rayos gamma, inducción, sónico, densidad, etc.). El cruce de algunos de los parámetros eléctricos, permitió la realización de gráficas de interrelación para inferir la mineralogía.

Además, con el conjunto de la información reunida, y acorde a la densidad de sondeos, se confeccionaron mapas de distribución regionales con información de superficie y subsuelo combinadas a escala 1:100.000, anexándose mapas de áreas seleccionadas o de cobertura específica a escalas 1:50.000, que permitieron ajustar las anteriores cartas, y delinear la distribución areal actual de las sales evaporíticas en el subsuelo y ver su geometría en planta. Los mapas que se han presentado en la tesis, tienen una escala adecuada a la hoja A4, con pequeñas variaciones para mejorar la visualización de los elementos presentados.

Por medio de correlaciones geológicas, se pudieron identificar sectores de adelgazamiento y engrosamientos, inferir la paleotopografía deposicional, ver la geometría de las facies evaporíticas involucradas, la posible mineralogía predominante en la cuenca, entre otras cuestiones, con el objetivo último de comprender los ambientes de sedimentación y su evolución en el tiempo.

En cuanto a los perfilajes eléctricos utilizados, a continuación se hace un resumen de las distintas herramientas, la cual abarca conceptos teóricos, definición, instrumental, usos, etc., que fueron extraídos en su mayoría de bibliografía vinculada a los hidrocarburos, Serra (1984, 1990, 1991), Schlumberger (1986, 1989, 1997), Western Atlas (1974), Stinco (2001), Cannon (2016), que se irán citando en el texto.

Sobre esta base de información referida casi exclusivamente a la exploración de hidrocarburos, se le anexaron conceptos que fueron surgiendo en la medida que prosperó la tesis. Ciertos detalles técnicos sobre los registros fueron obviados por estar orientados a la búsqueda de hidrocarburos, que escapaban a los fines de la tesis.

En síntesis, la mayoría de los perfiles eléctricos de pozo pudieron ser utilizados para la identificación litológica de las evaporitas, inclusive aquéllos llamados de “porosidad”, como son los de densidad total, tiempo de tránsito acústico y neutrón. Éstos, al carecer prácticamente de porosidad las evaporitas y por tener una composición definida y constante, permiten que los perfilajes señalados identifiquen fácilmente litologías evaporíticas. Los parámetros característicos en los registros eléctricos de los minerales usuales en secuencias evaporíticas se alistan en el Anexo 1.

4.2. Registros de Diámetro del Pozo

Son registros que nos proveen información acerca de las condiciones del pozo. Se presentan en la pista 1, con los perfiles de Potencial Espontáneo (S.P.) o de Rayos Gamma (G.R.) (oilproduction.net). Se tiene el Registro de Calibre o Perfil del Diámetro de Pozo (CALI), que es un perfil continuo del diámetro del sondeo, que se registra conjuntamente con el Registro de Diámetro de la Mecha o *Bit Size* (BS), que indica el diámetro de las mechas que se utilizaron durante la perforación del sondeo (Figura 15). Su principal función es determinar el estado del hoyo (derrumbado o no derrumbado), que ayuda a evaluar la calidad del contacto entre la sonda de la herramienta y la pared del pozo, lo que resulta necesario ya que una excesiva rugosidad del pozo impide al patín de la sonda asentarse correctamente contra la formación.

La rugosidad del pozo depende de varios factores, entre los cuales se destaca el lodo de perforación. El lodo es un fluido que circula en los pozos de petróleo y gas para limpiar y acondicionar el sondeo, para lubricar y mantener refrigerada la broca de perforación y para equilibrar la presión de formación.

El registro de calibre ha señalado que los fluidos de perforación de base acuosa (convencionales), originan no solo la disolución de los estratos salinos, sino el desmoronamiento de estratos no salinos, que quedan sin sostén (Buhler & Sandoni 1990), problema que puede agravarse si consideramos la profundidad, que conlleva una mayor temperatura y presión de soterramiento (Albarracín 1990). Estas dificultades para las evaporitas, pueden ser sorteadas con lodos inversos, es decir lodos base petróleo, ya que las arcillas no se hidratan y no aumentan el volumen, las evaporitas no se lavan por la no polaridad del lodo, en definitiva se obtiene un pozo estable (Buhler & Sandoni 1990; Albarracín 1990).

Este problema surgió en algunos sondeos exploratorios de hidrocarburos, en particular los más viejos, que en los mantos salinos, al existir la posibilidad de aprisionamiento de la sarta de

perforación por fluencia plástica de la sal, se trató de evitar utilizando lodos a base de agua dulce o no saturada en sal, ó lodos saturados en NaCl con aditivos especiales (baritina, hematita, etc.) para aumentar la densidad; en ambos casos, tenían el objetivo de que al atravesarse las sales solubles, las disolvían ahuecando la formación, y así mantener alejada la sarta y evitar el aprisionamiento de la herramienta perforadora (Benítez 1993). Una posición intermedia, son los pozos que han sido perforados con lodos a base de agua saturada en sal, sin aditivos que aumenten su densidad, donde las oquedades se minimizaron para la halita, pudiendo haber algo de cavernas en las sales amargas.

Por lo cual, los sondeos perforados utilizando lodos de perforación a base de hidrocarburos, al tener un mínimo de oquedad en las sales solubles (cloruros), permitieron mejores lecturas de las herramientas.

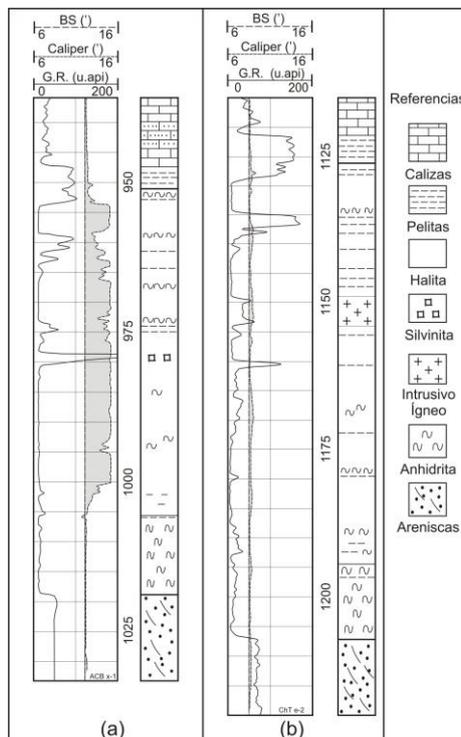


Figura 15. Registro de Calibre. Se presentan dos sondeos perforados con lodos de perforación distintos, en (a) se utilizó un fluido base agua (sulfonato) y en (b) se utilizó un fluido base petróleo (emulsión inversa). Se observa claramente en (a) como se desvía la curva del calibre en relación al BS (diámetro de perforación) evidenciando el cavernamiento ocasionado en las sales para el sondeo, mientras que en (b) tiene mínima desviación del tamaño del hoyo de perforación. Acompaña en ambos casos, el registro de rayos gamma.

El registro de calibre permite saber qué información puede ser cuantificada, y cuando va a dar solamente una idea cualitativa de la litología. En ocasiones, el ahuecamiento es considerable, y el pico G.R. en las sales potásicas está muy atenuado, pero su posición relativa en la secuencia salina más algún dato adicional de otro perfil, permite inferir la presencia de las sales.

En la Figura 15 se muestran dos perfiles, uno perforado con lodo base agua (sulfonato) (Figura 15a) y otro, perforado con un lodo base petróleo (emulsión inversa) (Figura 15b). En la Figura 15a, se puede observar que el trépano perforó calizas y areniscas con un diámetro acorde al trépano, sin desvíos, una vez que entra en el sector de la sal de roca, provoca el fenómeno caverna por disolución de la sal. En el perfil de la Figura 15b, el trépano perfora en calibre, con mínima caverna en los sectores salinos. Por lo cual, los datos aportados por los perfiles eléctricos que registren en pozos con emulsión inversa, en sectores con sales de sodio y potasio son mas confiables.

4.3. Registro de Rayos Gamma

El registro de rayos gamma (*gamma ray*, o simplemente G.R.), es una medición de la radioactividad natural de la formación. La radiación gamma esta compuesta por ondas electromagnéticas de alta energía con longitud de 10^{-8} a 10^{-11} cm, que se originan por un reordenamiento nuclear espontáneo y que pueden atravesar decenas de metros de aire y en el orden de centímetros en los estratos rocosos. Fue la primera herramienta que se corrió en pozos entubados para identificar litología (Western Atlas 1975).

La energía de los rayos gamma que recibe la herramienta está determinada por la energía de la fuente emisora, la densidad de la formación y la distancia que tiene que recorrer la radiación gamma para alcanzar el detector (Western Atlas 1975). La profundidad de investigación del registro G.R., en las formaciones sedimentarias es de aproximadamente 30 centímetros (1 pie) (Schlumberger 1989).

La unidad en que define la radioactividad el instrumental G.R. en los perfiles es en unidades API (*American Petroleum Institute*), unidad definida empíricamente en la Universidad de Houston (Estados Unidos). Se lee de izquierda a derecha, de 0 a 200 unidades API, presentándose los perfiles G.R. en la pista 1 (pista izquierda) del registro.

El perfil G.R. constituyó el principal registro para una individualización rápida de la litología evaporítica y clásticos asociados, en particular los niveles pelíticos. Las evaporitas que se han identificado se encuentran constituidas por los aniones cloruro y sulfato, y los cationes sodio, calcio, magnesio y potasio. Los minerales formados por los cationes sodio, calcio y magnesio, como ser: anhidrita (CaSO_4), yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), halita (NaCl), entre otras especies, no dan anomalías radioactivas, presentando un perfil G.R. que no supera las 20 unidades API (Figura 16a).

En cambio, otro grupo de minerales evaporíticos, como ser: silvita (KCl) y carnalita (KCl.MgCl₂.6H₂O), al poseer al elemento químico potasio en su estructura cristalina, dan señales radioactivas, ya que es un elemento químico que está formado por tres isótopos naturales: K³⁹, K⁴⁰ y K⁴¹, en las proporciones siguientes: 93,08 %; 0,0119 % y 6,9 % respectivamente, siendo el K⁴⁰ un radioelemento con emisiones de radiaciones gamma (Figura 16b).

Vale agregar que además de las sales de potasio, los minerales de arcilla también originan respuestas gamma, ya que tienden a concentrar elementos radioactivos como puede ser el potasio 40 y las series del uranio – torio y torio, que en conjunto emiten casi toda la radiación gamma terrestre. En este caso, es menester ayudarnos con el registro de resistividad (véase el capítulo respectivo).

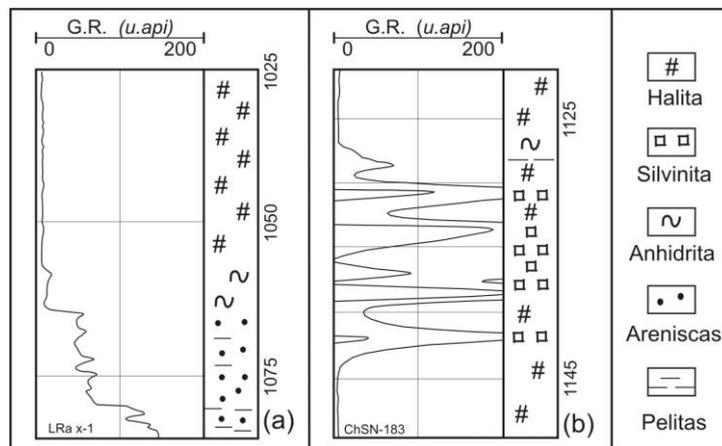


Figura 16. Respuesta del Perfil de Rayos Gamma (GR) a distintas litologías. **(a)** Se observa en la base un registro GR con valores 50 a 120 u.api de un nivel areno-arcilloso, acorde a la concentración de arcillas, en nuestro ejemplo, es mayor hacia la base del perfil. Se pasa a un nivel anhidrítico con bajo GR, alrededor de 20 u.api, y le continúa con ~10 u.api el manto con sal de roca. En **(b)** el GR en la base ronda las 10 u.api de un banco con sal de roca, y hacia arriba supera las 200 u.api ante la presencia del Potasio 40, que forma parte de los bancos de sales amargas, con descensos vinculados a una menor cantidad de potasio, para casi en el tope, volver a 10 u.api en la halita.

4.4. Registro Espectral de Rayos Gamma

El perfil de espectrometría de rayos gamma naturales (N.G.S.), al igual que el perfil G.R., mide la radioactividad natural de las formaciones. Mientras que el perfil G.R., solo registra la radioactividad total, el N.G.S., discrimina esta radiación en ventanas de energía, o sea que proporciona una medida de las cantidades (concentraciones) de potasio, torio y uranio ($_{19}\text{K}^{40}$, $_{90}\text{Th}^{232}$ y $_{92}\text{U}^{238}$) en la formación.

La radiación menos energética de las ventanas de energía, corresponde al K^{40} , centrada en 1,46 MeV, la siguiente es la que corresponde con el $_{83}Bi^{214}$ (de la serie del U^{238}) en torno a los 1,76 MeV, luego la del $_{81}Tl^{208}$ (perteneciente a la serie del Th^{232}) alrededor de 2,61 MeV.

Como se aprecia en la figura 17, en la pista 1 se registra el G.R. en unidades API y en las pistas 2 y 3, el valor N.G.S., presentándose las concentraciones de torio y uranio en partes por millón (ppm) y la de potasio en porcentaje (%).

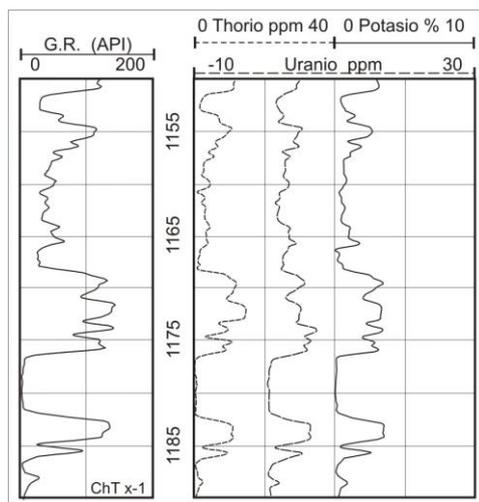


Figura 17. Registro G.R. / N.G.S. En la pista 1, el registro gamma total (G.R.) y en la pista 2, el registro NGS, donde la radioactividad esta disgregada en los elementos químicos torio (ppm), potasio (%) y uranio (ppm). En el GR total, donde la radioactividad es ~10 u.api, los niveles tratan de sal de roca. En los niveles con GR total ~100 u.api, en particular entre 1186-1182 - 1168-1176 m.bbp., se presentan valores altos de Th, U, y K, que responden a niveles arcillosos. Hacia el tope desde 1168 m.bbp., la radiactividad responde a material arcilloso en calizas.

En la secuencia evaporítica, el registro N.G.S. nos permite diferenciar estratos de sales potásicas de los siliciclásticos finos a partir del contenido en potasio de las sales o por el contenido anexo de torio y uranio de las pelitas. La identificación mineralógica de la formación puede realizarse utilizando la curva individual del registro N.G.S. o su combinación con algún otro registro, en particular con el coeficiente de absorción fotoeléctrico (Pe) en Gráficas de Interrelación (véase más adelante).

4.5. Registros de Densidad (Litodensidad y Factor Fotoeléctrico)

Los instrumentos de densidad dan un registro continuo de las variaciones en la densidad de la columna litológica presente en el pozo (Western Atlas 1975). Para medir la densidad de la formación, se aplica a la pared del pozo un haz de rayos gamma de mediana energía, mediante una fuente radioactiva en un cartucho deslizable. El haz, considerándolo como partículas de alta velocidad, choca con los electrones de la formación, y va perdiendo algo de su energía,

continuando con una energía menor (Efecto Compton). Los rayos gamma dispersos que llegan al detector, que está a una distancia fija de la fuente, se cuentan para indicar la densidad de la formación (Schlumberger 1989). El número de colisiones en el efecto Compton está directamente relacionado con el número de electrones de la formación. En consecuencia, la respuesta de la herramienta de densidad está determinada esencialmente por la densidad de los electrones (número de electrones por centímetro cúbico) de la formación. La densidad de los electrones está relacionada con el volumen de densidad real ρ_b , que a su vez depende de la densidad del material de la matriz de la roca, la porosidad de la formación y la densidad de los fluidos que llenan los poros (Schlumberger 1989). En nuestro caso, al carecer las evaporitas de porosidad y por ende, de fluidos, la herramienta identifica litología.

Esta herramienta, se debe utilizar con cuidado ya que la información es básicamente estadística y además se ve afectada su respuesta por los efectos de pozo (p.ej. cavernas, revoque).

En los registros Litodensidad, conjuntamente con la Densidad Total se mide el Factor Fotoeléctrico de la Formación o Índice de Sección Transversal de Absorción Fotoeléctrica. Los rayos gamma emitidos por la fuente con una energía de 662 KeV se dispersan por la formación y pierden energía hasta que son absorbidos por medio del efecto fotoeléctrico.

Los registros de densidad se ven en la pista 2 y 3 del perfil. La unidad en que se expresan los valores de la curva de densidad ρ_b , es en gramos / centímetros cúbicos [g/cm^3], y se presenta en la pista 3, con una curva anexa de corrección $\Delta\rho$, que muestra la magnitud de la compensación automática. El factor fotoeléctrico se expresa en barnios por electrón [b/e]. Ambos se leen de izquierda a derecha.

La herramienta de litodensidad al obtener mayores velocidades de conteo que las herramientas antiguas, da como resultado menores variaciones estadísticas y mayor estabilidad de las mediciones.

El registro de densidad, lleva en la pista 1, un registro de calibre, el cual nos ayuda a evaluar la calidad del contacto entre el cartucho y la formación, que se obtiene de medir la distancia entre el frente del cartucho y la extremidad del brazo excéntrico que se apoya en la pared del pozo.

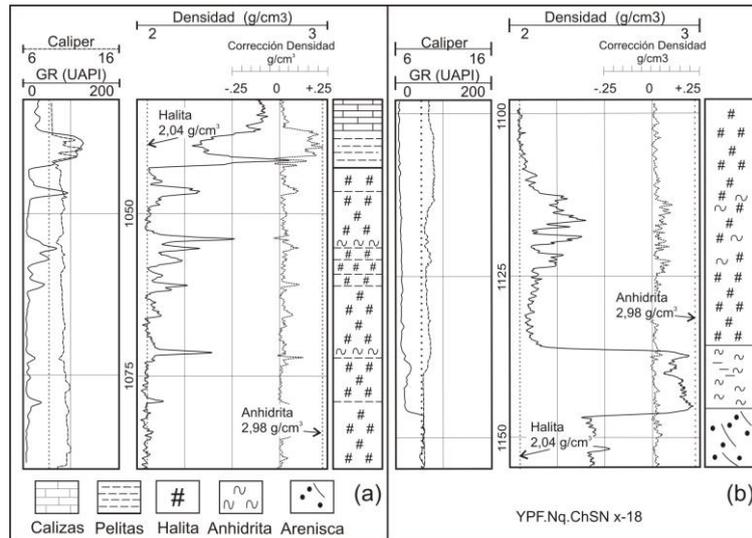


Figura 18. Registro Litodensidad. Se muestran dos secciones parciales de un pozo, donde en la pista 1 se encuentra el registro GR y el registro de calibre, mientras que en las pistas 2 y 3 se muestra el registro densidad compensado y su corrección. Se ha señalado los valores de densidad electrónica de los minerales evaporíticos presentes.

En la figura 18a, se observa que desde 1043 m.bbp. hacia abajo se presenta sal de roca con valores de densidad electrónica que rondan el teórico para la halita ($2,04 \text{ g/cm}^3$), tomando valores mayores donde se intercalan niveles arcillosos, de densidad electrónica $\sim 2,2$ a $2,65 \text{ g/cm}^3$, y dos niveles anhidríticos cuyos espesores no alcanzan para que el registro lea el valor teórico de $2,98 \text{ g/cm}^3$, el ahuecamiento notable que muestra el registro de calibre en pista 1, deberá generar correcciones por efecto de pozo. En la figura 18b, el registro de densidad muestra un horizonte anhidrítico en la base, donde se leen valores menores al teórico, posiblemente por intercalaciones de arcilitas o delgadas láminas de calcita que tiene un valor de densidad electrónica teórica de 2.71 g/cm^3 . Unos metros más arriba, entre 1114-1124 m.bbp., un aumento en el valor del registro densidad, indica una notable presencia de anhidrita en la halita.

4.6. Registro Acústico

La herramienta sónica consiste en un transmisor que emite impulsos sónicos y un receptor que capta y registra los impulsos. La herramienta generalmente utilizada es el registro sónico compensado que proporciona una medición del tiempo de tránsito de ondas compresionales de la formación. Se miden las ondas compresionales ya que se trasladan a aproximadamente al doble de velocidad que otros tipos de ondas. El tiempo de tránsito acústico o sónico es el recíproco de la velocidad y la unidad de registro es en microsegundos por pie.

Es una herramienta muy útil en las evaporitas, ya que posee una excelente definición vertical, y ante un lavado mínimo de las sales (cavernas) tiene una mayor independencia de los efectos de pozo debido a la compensación por efecto de agujero o pozo, no necesitando correcciones. La variación de velocidad que se produce entre anhidrita, halita y silvita, con valores para estados puros respectivos de 50, 67 y 74 $\mu\text{s}/\text{ft}$, producen una curva de registro sónico que sumada al de rayos gamma, puede correlacionarse entre distintos sondeos. Para la roca silvinita, una mezcla mecánica de halita y silvita, la herramienta dará valores que variarán entre 67 y 74 $\mu\text{s}/\text{ft}$.

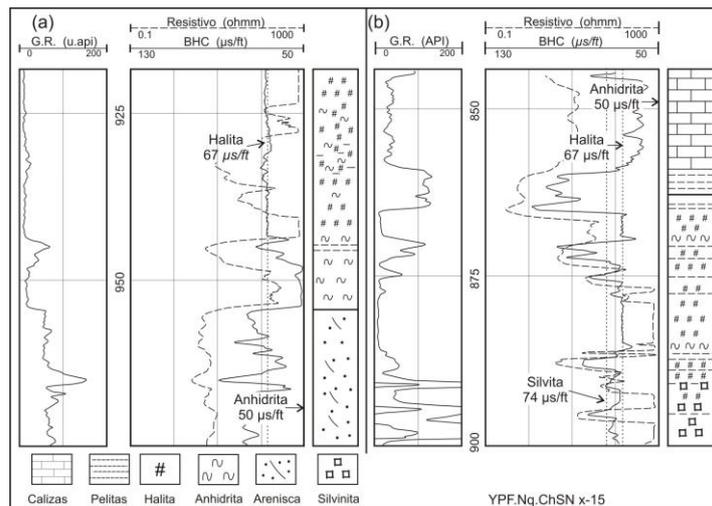


Figura 19. Registro Acústico. Se muestran dos secciones parciales de un pozo, donde en la pista 1 se encuentra el perfil G.R. y en las pistas 2 y 3, el registro de Tiempo de Tránsito Acústico y el perfil Resistivo. Se ha señalado los valores teóricos de los minerales evaporíticos presentes.

En la figura 19 se presenta un pozo de la zona con la corrida de los perfiles acústico y resistividad en las pistas 2 y 3, que acompaña al perfil de rayos gamma en la pista 1. En la figura 19a se observa un intervalo anhidrítico (944 – 955 m.bbp) con un contraste muy fuerte con las areniscas infrayacentes. Los primeros metros basales con valores cercanos a 50 $\mu\text{s}/\text{ft}$, o sea anhidrita casi pura, que toma valores algo mayores hacia el tope por presencia de material arcilloso (valor teórico entre 62,5 a 167 $\mu\text{s}/\text{ft}$), el cual es a su vez, indicado por el registro G.R. que presenta un valor de 50 a 70 u.api., mayor a la anhidrita (10-20 u.api). Hacia arriba la halita con valores que ronda el teórico, 67 $\mu\text{s}/\text{ft}$, con pequeños desvíos por la presencia de arcillas y anhidrita; acompañado por una leve inflexión del G.R. en el caso de las arcillas.

En la figura 19b, en el sector con sales de potasio (alto GR), el banco basal, exhibe valores que ronda 69 – 72 $\mu\text{s}/\text{ft}$, o sea que trata de silvinita; en el banco intermedio, el registro excede los 80 $\mu\text{s}/\text{ft}$, que acompañada la interpretación con el registro resistivo, nos señala la presencia de arcillas, como en el banco superior, aunque en menor proporción en este último. En sentido

vertical, mantos halíticos se intercalan con arcilitas. Se destacan dos pequeños picos en 885-886 m.bbp. y 868,4 – 869 m.bbp., con leves caídas en el tiempo de tránsito acústico, que responden a intercalaciones de anhidrita, cuyo espesor no alcanza a dar, dentro de la resolución vertical del perfilaje, un valor más cercano al teórico de la anhidrita.

4.7. Registro Neutrónico

La respuesta de las herramientas de neutrones¹ refleja principalmente la cantidad de hidrógeno de la formación. En la industria petrolera es utilizada principalmente en delinear formaciones porosas, para determinar su porosidad, así como para conocer si éstas están saturadas con agua o hidrocarburos.

Pero la herramienta “lee” también el agua ligada químicamente en los minerales de la formación. Por tanto, en una secuencia evaporítica, si la respuesta neutrónica es positiva, se la relaciona al contenido de agua enlazada en la red cristalina de las arcillas o a las moléculas de agua de cristalización de algunos minerales evaporíticos como pueden ser el yeso, la carnalita, etc. Al carecer la evaporita de porosidad y de fluidos, y si está libre de arcillas, el registro neutrónico puede ser utilizado para la identificación de la mineralogía evaporítica de la formación.

La herramienta², consta de una sonda que contiene una fuente radioactiva que emite constantemente neutrones epitermales. En la medida que los neutrones migran esféricamente, alejándose de la fuente a través del pozo y dentro de la formación, su energía se reduce. A un nivel muy bajo de energía, los neutrones son eventualmente absorbidos por los núcleos de los elementos presentes en el pozo y en la formación. Un detector en la sonda, percibe tanto los neutrones térmicos y/o epitérmicos (según el tipo de herramienta), como las

¹ Los neutrones son partículas eléctricamente neutras y cada una tiene una masa casi idéntica a la masa de un átomo de hidrógeno.

² Schlumberger (1989:48) señala que la herramienta, consta de una sonda que contiene una fuente radioactiva que emite constantemente neutrones de alta energía (rápidos), que en la formación, chocan con los núcleos de los materiales presentes, en lo que podría considerarse como colisiones elásticas de “bolas de billar”. Con cada colisión, el neutrón pierde algo de su energía, que va a depender de la masa relativa del núcleo con el que choca el neutrón. Por lo cual, la mayor pérdida de energía, se da cuando el neutrón golpea un núcleo con una masa prácticamente igual, es decir un núcleo de hidrógeno. En el caso de núcleos pesados, las colisiones no desaceleran mucho al neutrón emitido por la sonda. Por lo tanto, la desaceleración de neutrones depende en gran parte de la cantidad de hidrógeno de la formación. Debido a las colisiones sucesivas, en unos cuantos microsegundos los neutrones habrán disminuido sus velocidades térmicas, correspondientes a energías cercanas a 0.025 eV. Entonces se difunden aleatoriamente, sin perder más energía, hasta que son capturados por los núcleos como cloro, hidrógeno o silicio. El núcleo que captura se excita intensamente y emite un rayo gamma de captura de alta energía. Dependiendo del tipo de herramienta de neutrones, un detector en la sonda capta estos rayos gamma de captura o los neutrones mismos.

radiaciones gamma que resultan de la absorción de neutrones lentos (Western Atlas 1975; Schlumberger 1989).

Puede ser corrido tanto en pozos abiertos, como en pozos entubados. Se considera una profundidad de investigación radial para porosidad cero de aproximadamente 1 pie o sea unos 30 centímetros, con una resolución vertical de 60 cm. (2 pies). La escala en que se expresa la herramienta es en unidades API, o en “porosidad aparente de caliza”, en las pistas 2 y 3 del perfil.

En la figura 20, se presenta una sección parcial de la secuencia evaporítica, en el cual el registro neutrónico muestra valores negativos para las evaporitas anhidras (halita, anhidrita), mientras que en los niveles siliciclásticos finos presentes en las evaporitas, toma valores positivos, acorde al contenido en agua, ya sea como fluido o ligada. A su vez, en las calizas, ϕ_N va tomando valores variables que dependen de su porosidad, fluido contenido y matriz de la formación.

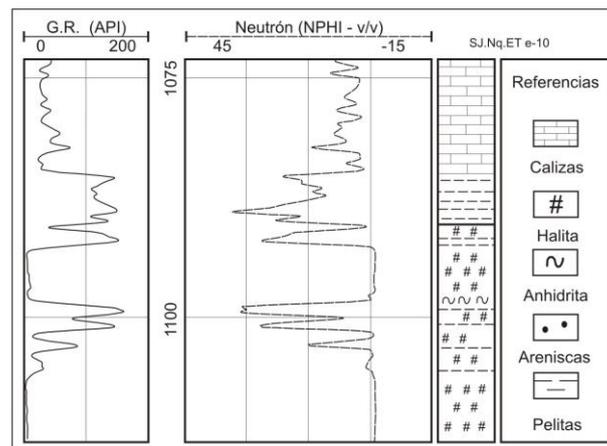


Figura 20. Registro Neutrónico. En las pistas 2 y 3 se muestra el registro Neutrón, con el perfil G.R. en la pista 1. El registro neutrón con valores negativos (-2) para la halita (pura, sin porosidad), y con valores positivos, que llegan a ~15 % ϕ caliza ante la presencia de material pelítico, con agua como fluido o intracristalino. Hacia el tope en la columna, ϕ_N va tomando valores variables en las calizas, que dependen de su porosidad, fluido contenido y matriz de la formación.

4.8. Resistividad

La resistividad eléctrica de una sustancia es su capacidad de impedir el flujo de corriente eléctrica a través de sí misma (Schlumberger 1989).

“La mayoría de las formaciones que se registran para buscar saturaciones potenciales de petróleo y gas, se componen de rocas que, al estar secas, no conducirán una corriente eléctrica; esto es, la matriz de roca tiene una conductividad nula o una resistividad

infinitamente alta. Una corriente eléctrica fluirá solo a través del agua intersticial que satura la estructura porosa de la formación, más solamente si el agua intersticial contiene sales disueltas. Las sales se disocian en cationes de carga positiva (Na^+ , Ca^{++}) y aniones de carga negativa (Cl^- , SO_4^{--}). Bajo la influencia de un campo eléctrico, esos iones se mueven, transportando una corriente eléctrica a través de la solución. Si las otras condiciones permanecen estables, mientras mayor sea la concentración salina, menor será la resistividad del agua de formación y por lo tanto, de la formación. Mientras sea más grande la porosidad de la formación y, por lo tanto, mayor sea la cantidad de agua de formación, la resistividad será menor” (Schlumberger 1989:12).

Las herramientas que registran la resistividad, tienen una gran profundidad de investigación, hasta varios metros de la pared del pozo. La unidad utilizada en los registros es ohmio-metro²/metro, generalmente expresada como ohmio-m. La conductividad eléctrica es el recíproco de la resistividad y se expresa en milimhos por metro (mmho/m) (Schlumberger 1989). Las curvas de resistividad generalmente se registran en las pistas 2 y 3, sobre una escala logarítmica dividida en cuatro ciclos y que va en la mayoría de los casos de 0,2 a 2000 ohmios-metro (Western Atlas 1975) (Figura 21).

De lo puntualizado observamos que las formaciones subterráneas porosas, tienen resistividades mensurables y finitas debido al agua dentro de sus poros o al agua intersticial absorbida por una arcilla. En el caso de las evaporitas, que pueden ser consideradas como “rocas secas”, se comportan como buenas aislantes, con altos valores de resistividad, que hace que normalmente se vaya de escala. Asimismo, en las evaporitas no hay separación entre los perfiles de resistividad de alcance corto y de alcance profundo (Serra 1991).

En una evaporita potásica por su alta radiactividad, la presencia de material arcilloso pasa desapercibida en el registro gamma, por lo cual, el perfil de resistividad es sumamente útil, ya que muestra un descenso de sus valores cuando detecta el material terrígeno, y nos da rápidamente una buena indicación del mismo, como puede verse en la figura 21, con las inflexiones en 1581 y 1574 m.bbp.

Entre las rocas evaporíticas es destacable observar una diferenciación entre las altas resistividades que presentan, ya que la anhidrita sería de menor resistividad que la halita. A su vez, se ha observado que el registro profundo muestra una mejor inflexión ante la presencia de anhidrita o arcillas en la halita (Figura 21).

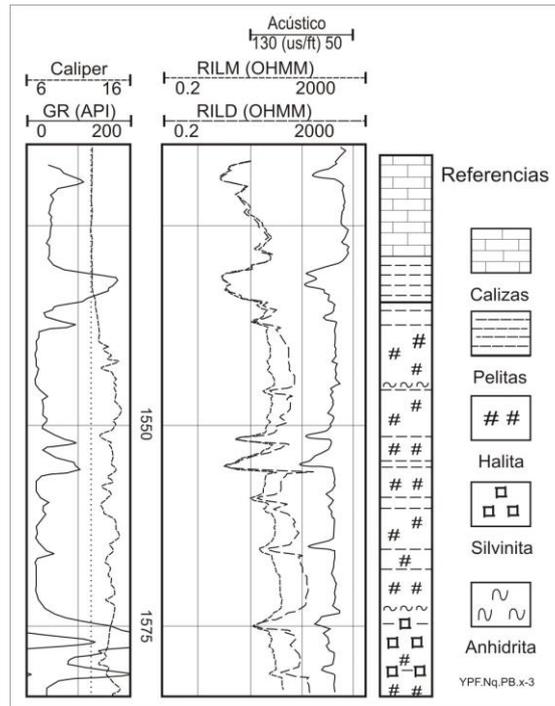


Figura 21. Registro de resistividad. En la pista 1 el registro GR y el caliper, y en las pistas 2 y 3 los registros resistivos profundo y medio, acompañados por el registro acústico en la pista 3.

En la figura 21, se presenta una sección parcial de la secuencia evaporítica, donde se observan altas resistividades para la halita y la silvinita, con inflexiones de menor resistividad por la presencia de material siliciclástico fino y de anhidrita. Se destaca que no hay una diferenciación apreciable entre los resistivos medio y profundo, aunque este último denota levemente un mejor reconocimiento en el sector evaporítico. El registro acústico con un valor que ronda el teórico para la halita, muestra mayores valores para los bancos arcillosos y suaves inflexiones menores en los bancos anhidríticos.

4.9. Gráficas de Interrelación

La mineralogía evaporítica puede ser identificada y definidas sus proporciones a través de la utilización de gráficas de interrelación. Estas gráficas son una manera conveniente de mostrar cómo varias combinaciones de registros responden a los minerales evaporíticos, permitiendo un mejor conocimiento visual del tipo de asociación mineralógica (Schlumberger 1989, 1997; Serra 1990, 1991).

En los anexos donde se han elaborado gráficas de interrelación, suelen ser parciales, por lo cual, a continuación se pueden ver las gráficas completas. Otro reparo a tener en cuenta, es que se deben dar desvíos mínimos, considerando el error gráfico en el procesamiento realizado en el presente estudio.

En los sondeos que ya tienen algunos años, las gráficas útiles son:

- densidad electrónica versus tiempo de tránsito acústico (sónico) (Figura 22)
- tiempo de tránsito acústico versus el índice de hidrógeno (ϕ_{CNL}) (Figura 23)
- densidad electrónica versus el índice de hidrógeno (ϕ_{CNL}) (Figura 24).

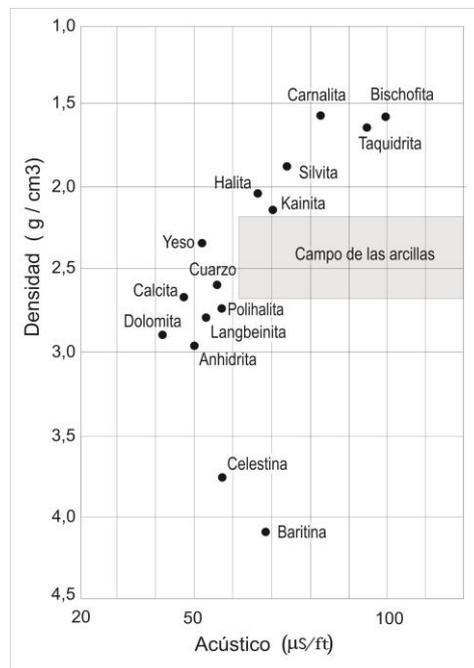


Figura 22. Gráfica de interrelación Densidad versus Tiempo de Tránsito Acústico (Serra 1990, 1991, modificado).

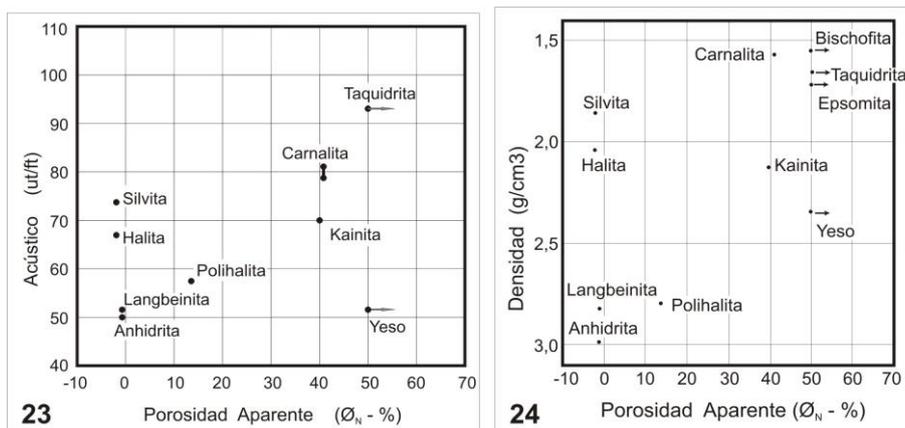


Figura 23. Gráfica de interrelación Acústico versus Neutrón. **Figura 24.** Gráfica de Interrelación Densidad versus Neutrón. (Serra 1990, 1991, modificados)

Los sondeos con registros litho-densidad y de espectrometría de rayos gamma naturales, nos permiten elaborar diagramas cartesianos adicionales, como ser:

- densidad electrónica versus factor fotoeléctrico (Figura 25);

- tiempo de tránsito acústico versus factor fotoeléctrico (Figura 26);
- densidad electrónica versus concentración de potasio (N.G.S.) (Figura 28);
- tiempo de tránsito acústico versus concentración de potasio (N.G.S.) (Figura 29).

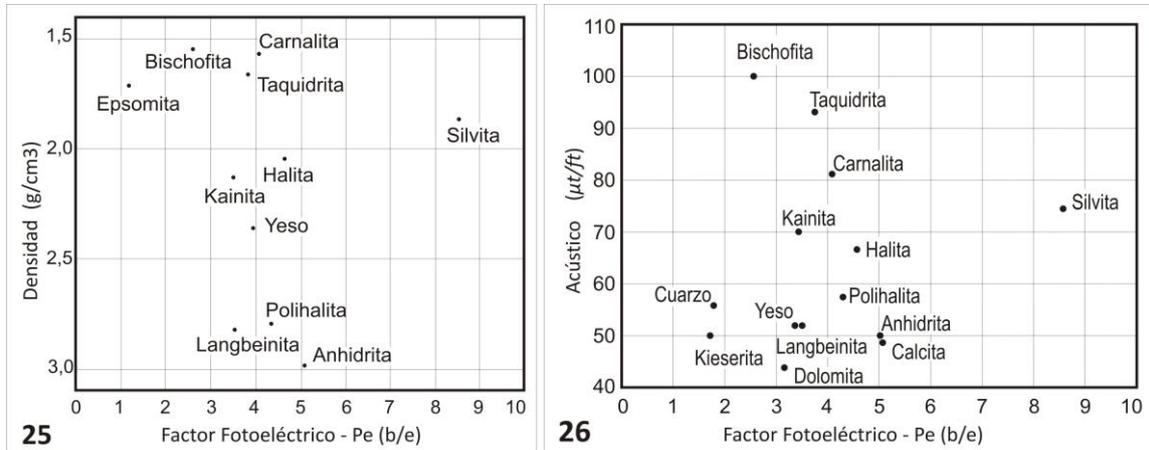


Figura 25. Gráfica de Interrelación Densidad versus Factor Fotoeléctrico. **Figura 26.** Gráfica de Interrelación Acústico versus Factor Fotoeléctrico. (Serra 1990, 1991, modificados).

Cuando la evaporita está formada por un solo mineral, por ejemplo, halita, los puntos marcados a partir de las lecturas de registros, o sea los puntos representativos, graficarán alrededor del valor teórico, en este ejemplo, halita. Si la litología es una mezcla binaria (por ejemplo, halita – silvita), los puntos representativos graficarán cerca de una línea que una las especies mineralógicas involucradas. Si la mezcla es ternaria, el punto representativo quedará comprendido dentro de un triángulo formado por los tres minerales (Figura 27).

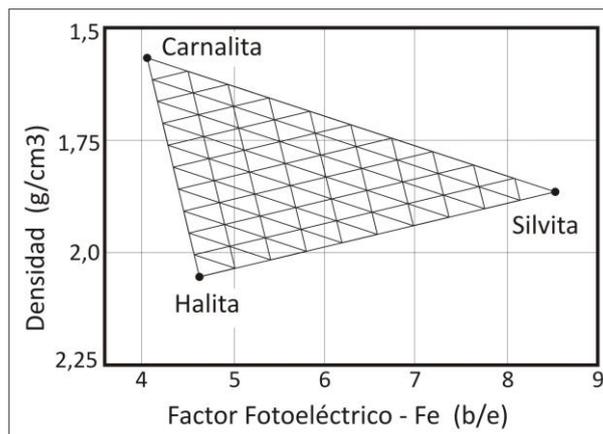


Figura 27. Diagrama Triangular de la paragénesis halita + silvita + carnalita, compuesta a partir de la Gráfica de Interrelación Densidad versus Factor Fotoeléctrico.

Un diagrama triangular de la mezcla ternaria: halita + silvita + carnalita, se presenta en una gráfica de interrelación densidad versus factor fotoeléctrico (Figura 27). En la gráfica, por la

distribución de los puntos teóricos bien separados, nos da la posibilidad de conformar un triángulo, donde se pueden colocar los puntos representativos, y así, con la graduación interna, definir las proporciones de cada uno de los minerales presentes.

De contarse con un registro N.G.S., además de poder ser identificados los minerales potásicos utilizando gráficas densidad o sónico versus concentración de potasio, puede estimarse la composición en dióxido de potasio en por ciento, medida usual en la minería del potasio.

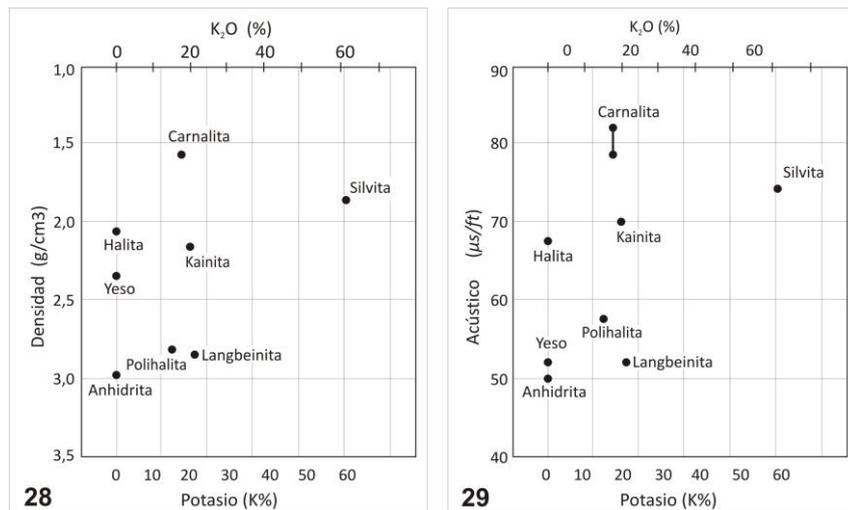


Figura 28. Gráfica de Interrelación Densidad versus Potasio (NGS). **Figura 29.** Gráfica de Interrelación Acústico versus Potasio (NGS). En ambas la absisa inferior el valor leído de los registros NGS, es K en %, en la absisa superior el valor es K₂O en % del nivel potásico. (Serra 1990, 1991, modificados).

Además, los registros N.G.S. nos permiten la identificación de los minerales de arcillas constituyentes del material siliciclástico fino presente. Así podemos elaborar los siguientes diagramas cartesianos.

- La relación de las concentraciones de torio en partes por millón (ppm) versus potasio en porcentaje (%) (Figura 30).
- Factor fotoeléctrico versus la relación de las concentraciones de torio y potasio - Th/K (N.G.S.) (Figura 31).
- Factor fotoeléctrico versus concentración de potasio (N.G.S.) (Figura 32).

En el caso de la gráfica torio versus potasio (Figura 30), permite diferenciar estratos de sales potásicas de los arcillosos; las evaporitas potásicas, tienen un máximo en la relación Th/K de 0,5. A su vez, variadas relaciones Th/K nos proporciona campos de predominio de minerales de las arcillas illita, montmorillonita, interestratificados, etc.

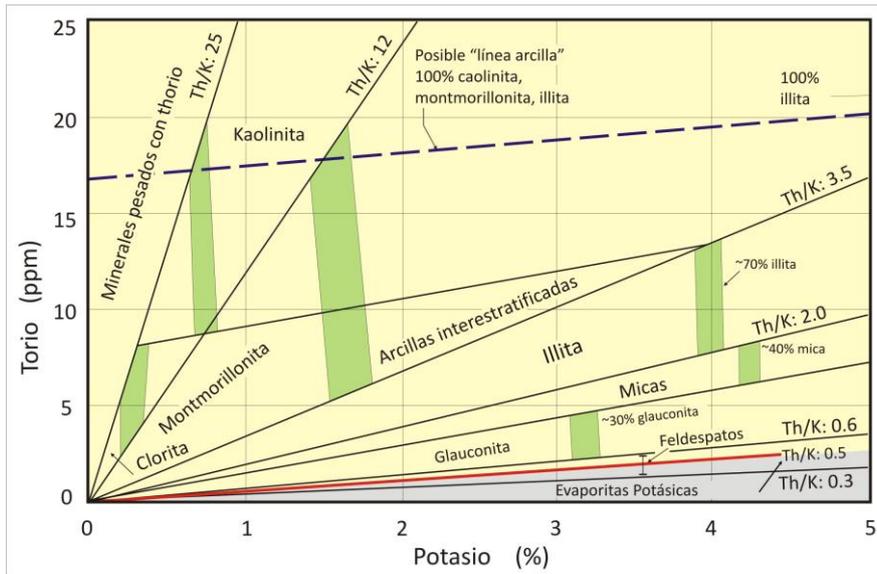


Figura 30. Gráfica de Interrelación Torio versus Potasio (Schlumberger 1989, 1997).

Las gráficas factor fotoeléctrico versus la relación de las concentraciones Th/K (Figura 31) o versus la concentración en potasio (Figura 32), complementan la identificación de los minerales de arcillas.

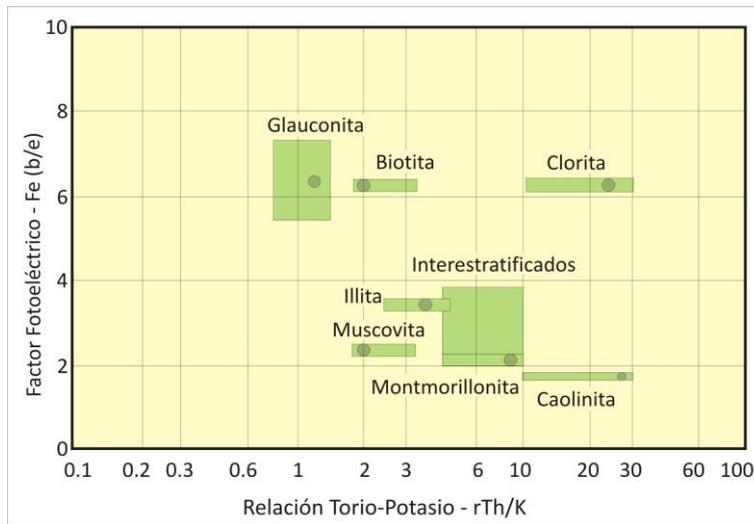


Figura 31. Gráfica de Interrelación Factor Fotoeléctrico versus Relación Torio / Potasio. Con un círculo se presenta el valor de la relación teórica del mineral, y con un campo verde los valores que normalmente toma el mineral, acorde a su porosidad y composición (Schlumberger 1989, 1997).

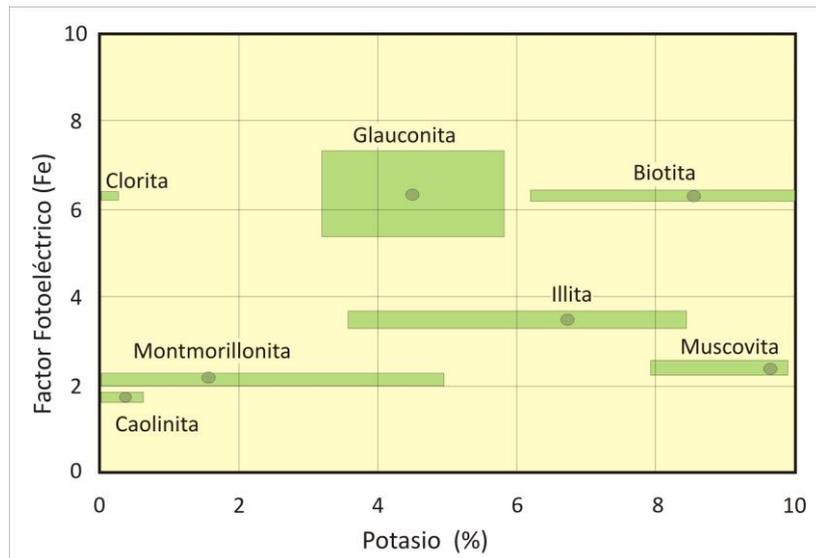


Figura 32. Gráfica de Interrelación Factor Fotoeléctrico versus Potasio. Con un círculo se presenta el valor teórico del mineral, y con un campo verde los valores que normalmente toma el mineral, acorde a su porosidad y composición (Schlumberger 1989, 1997).

Como puede observarse en las gráficas de identificación de los minerales de arcillas (figuras 31, 32), además del punto representativo teórico para un mineral de arcilla dado, hay un área en el cual quedan comprendidos los valores de dicho mineral, en virtud de que la porosidad y la composición de muchas de las arcillas varían. No obstante, sea cual sea la concentración de las arcillas en una roca dada, la relación, por ejemplo, torio/potasio para la illita, va a caer en un *crossplots* Th versus K, dentro de los valores 2,0 a 3,5 (Figura 30) (Schlumberger 1997).

A su vez, cuando los terrígenos finos se encuentren asociados con las evaporitas, los puntos representativos en las gráficas se van a ver influenciados. Por ejemplo, cuando se utilicen los registros de densidad y/o acústico, la presencia de arcillas en el caso de los cloruros sódicos y potásicos va a generar en general puntos representativos con valores mayores.

Una experiencia importante se tuvo en el cruce de registros en el sondeo PRC-9 (Anexo 41), ya que en algunas gráficas, se sugiere la presencia de carnalita como mineral potásico (anexos 41.9, 41.10), cuando el mineral es silvita. Esto nos lleva a observar que la información obtenida en los *crossplots* debe ser analizada cuidadosamente. Es evidente que en la identificación mineralógica de las especies presentes en una roca se debe utilizar la mayor cantidad de herramientas eléctricas disponibles, cuando éstas sean las únicas herramientas. Los puntos representativos que se han agendado en las gráficas de identificación realizadas en la tesis, fueron obtenidos por la lectura de papel, de allí que debe ser tenido en cuenta el error gráfico.

4.10. Difractometría de Rayos X

Los estudios mineralógicos, además de la microscopía de luz polarizada, se complementaron con análisis de Difractometría de Rayos X (Anexo 3). Las muestras se analizaron por el método de polvo no orientado (total) y orientado (fracción fina $<2\mu$), para la identificación y cuantificación de las fases minerales predominantes. Los espectros de difracción de rayos X fueron hechos en un difractómetro Philips PW3710 equipado con: goniómetro PY1050/37, detector PW3011/00, radiación Cu/Ni, tensión 40 kV, intensidad 20 mA, *slit* divergencia 1° , *slit* detector 0,1 mm.

5. CARACTERIZACIÓN DE LOS COMPONENTES EVAPORÍTICOS Y CLÁSTICOS ASOCIADOS

5.1. Anhidrita

La anhidrita (CaSO_4), se presenta en general microcristalina, en forma de tablillas aisladas, en maclas o en rosetas en la secuencia salina, llegando a constituir láminas que suelen tener menos de un centímetro, como a delgados estratos que llegan a los 50 cm; e incluso llega a conformar horizontes, como el de la base del Miembro Troncoso Superior que supera la decena de metros (Figura 33).

El espeso horizonte de la base en afloramientos, se presenta en dos formas básicas de anhidrita, laminar y nodular, con tonalidades pardo claro a blanquecino. Teniendo en cuenta las condiciones semiáridas actuales (<250 mm/anuales), la respuesta ante los agentes atmosféricos de las láminas es dispar. En general se observa una parcial a total alteración de la anhidrita a yeso ($\text{SO}_4\text{Ca}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$), con tono pardusco claro, que conserva cierta dureza. En otros casos, cuando el material fue muy tectonizado, la anhidrita se transforma en un yeso sacaroide, compacto a deleznable o pulverulento, fácilmente removible durante las lluvias estacionales (Gabriele 1991a). Los nódulos de anhidrita son blanquecinos, del orden del milímetro a varios centímetros. Suele intercalarse en la anterior facies, modificando la estructura interna laminada, en forma parcial a total, dejando depósitos de anhidrita nodular - estratificada y anhidrita mosaico – nodular (Legarreta & Boll 1982; Legarreta 1985). La alteración meteórica de esta facies da un yeso de textura sacaroide, nodular *chicken-wire*, en ocasiones pseudolaminada, en general con tonalidades gris blanquecino. Ambas facies forman un potente paquete anhidrítico que llega a desarrollar espesores de hasta 30 metros en la base de la secuencia evaporítica.

En subsuelo, la anhidrita laminada es de tono gris medio a gris oscuro y se compone de microcristales de tablillas de ~100 micrones. En el espeso banco basal, las láminas de anhidrita pura de tonos gris blanquecino a gris medio, semitranslúcida, forma cuplas de espesor milimétrico a submilimétrico, con láminas de carbonato blanquecino (calcita). Suele intercalarse en la cupla una lámina de anhidrita semitranslúcida “turbia” por presencia de siliciclásticos finos, dando forma a tres componentes. Los bandeamientos milimétricos, se presentan paralelos, crenulados y algo a sumamente replegados (Anexos 69, 79, 128, 128.1 – sondeos ChSN x-434, Dv.SN-2, Dv.PS-1, Anexo 3.1 análisis DRX) (Figura 33).

En la información convencional de los pozos hidrocarburíferos, la anhidrita de la base en los recortes de perforación (*cutting*), se muestra compacta con escasos insolubles o componentes arcillosos, buena cristalinidad, masiva, fibrosa y de tonos grisáceos a blanquecinos. Hacia los bordes de cuenca se hace impura con la presencia de material pelítico, en particular hacia el tope del intervalo anhidrítico. Los registros eléctricos acompañan al *cutting* con valores que rondan los teóricos, y desvíos que responden a los niveles arcillosos.

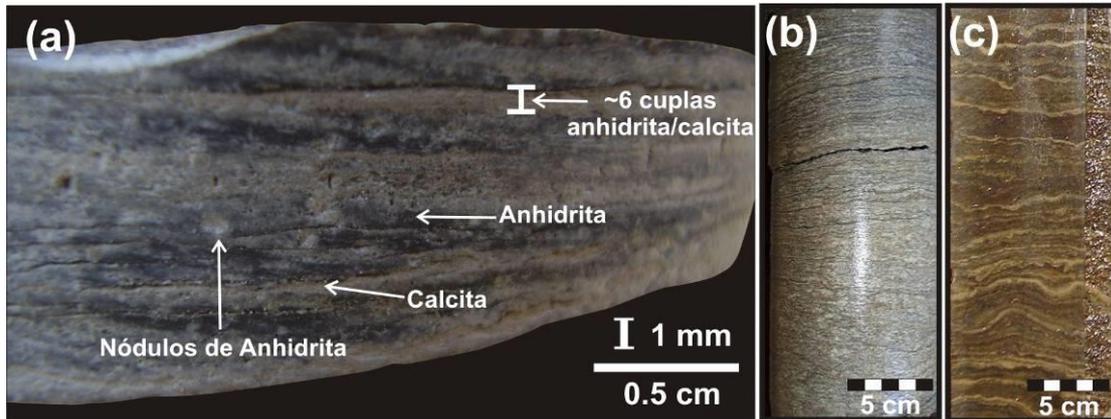


Figura 33. Anhidrita laminada en el horizonte basal del Miembro Troncoso Superior. **(a)** Cuplas de anhidrita y calcita, con pequeños nódulos de anhidrita que llegan a los 3 mm. Sondeo Dv.PS-1 en 639,80 m.bbp. **(b)** Laminación suavemente crenulada. Sondeo ChSN x-434 en ~943,80 m.bbp. **(c)** Laminación con suaves repliegues de anhidrita y calcita. Sondeo PMN x-1 en ~610,00 m.bbp.

En los horizontes salinos infra y suprayacente a las sales amargas, la anhidrita se encuentra como microcristales en los planos de estratificación (que se han llamado *partings*), llegando a formar láminas milimétricas hasta de 20 – 30 mm de espesor en toda la secuencia (figuras 34a y 34b). En el sector con sales amargas, las láminas se las ha encontrado aisladamente en el nivel salino entre los dos horizontes potásicos (Anexos 39 a 41 y 118 – sondeos PRC-3, 4, 9 y 8).

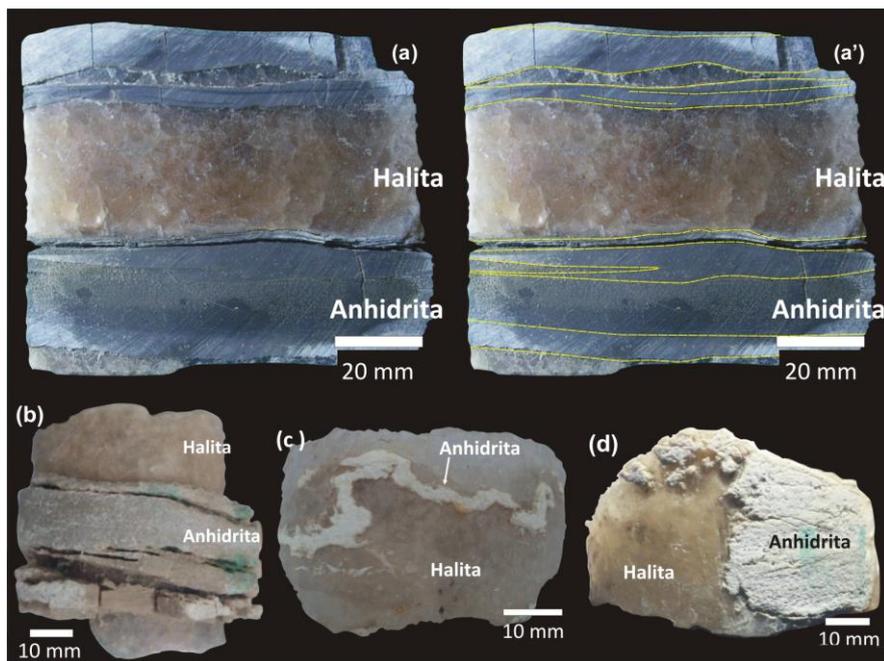


Figura 34. Anhidrita en la secuencia salina. **(a)** Detalle de la estructura entrecruzada en la transición anhidrita / halita en el sondeo ChSN x-434 (profundidad ~936,50 m.bbp.) (a la izquierda la muestra natural, a la derecha analizada). **(b)** Láminas de anhidrita intercaladas en halita en el intervalo salino infrayacente a las sales amargas. Sondeo Dv.SN-2 en ~790,00 m.bbp. **(c)** Lámina de anhidrita en repliegue, discontinua. Sondeo Dv.PS-2, horizonte salino suprayacente al potasio por correlación, profundidad 404,50 m.bbp. **(d)** Anhidrita en formas fungi intercalada en halita. Sondeo Dv.PS-2, horizonte salino suprayacente al potasio por correlación, nivel 392,38 m.bbp. La anhidrita en la superficie de los testigos muestra una pátina blanquecina de la alteración anhidrita a yeso desde su extracción, que es la tonalidad observada en las fotografías. En (b) y (d) la tonalidad verde es artificial.

Observaciones microscópicas, han mostrado también, tablillas de anhidrita aisladas intracristalinas e intercristalinas en la halita (Figura 36d).

Las láminas de anhidrita en la sucesión salina, se presentan con distanciamientos que varían entre el centímetro a 5 cm, hasta 10 - 15 cm. Suelen juntarse las láminas en forma gradual y generan estratos de varios centímetros por su acoplamiento (Anexos 126, 126.3 – sondeo Dv.PS-2), donde la anhidrita se presenta microcristalina, de tono gris verdoso, y textura interna masiva a laminar (Figura 34b).

En varios tramos de la sucesión salina suprayacente al potasio, la anhidrita llega a formar delgados estratos compactos de 0,30 a 0,50 metros de espesor. En los bancos la anhidrita es microcristalina prismática, discoidal / lenticular tamaño arena fina y prismático-lenticular tamaño arena gruesa. Puede aparecer sin orientación preferencial o dispuesta en láminas, paralelas a suavemente onduladas y suaves repliegues. Suele intercalar lentes de halita hialina hacia el tope, donde la halita, conjuntamente con microcristales de anhidrita, toma rasgos

pseudomórficos de cristales de yeso que parten de una superficie en común (Anexos 39, 39.5, 40, 40.6, 118, 118.5, 41, 41.6, 41.7, 41.8 - sondeos PRC-3, PRC-4, PRC-8, PRC-9 resp./).

En ocasiones las láminas de anhidrita en la secuencia salina presentan deformaciones varias, como ser distorsión a repliegues (Figura 34c) o formas fungi (nódulos) (Figura 34d). En algunos casos, estos rasgos denotan que la deformación se llevó a cabo en un estado aún no consolidado, mientras que en otras ocasiones, parecen responder a la tectónica halocinética andina.

5.2. Halita

La halita (NaCl) como roca ha sido reconocida de dos formas básicas, halita cristalina transparente a translúcida (*clear halite*) masiva a bandeada, y halita o sal fango caótica ("*chaotic mudstone halite or salt*" Handford 1981, 1991; Kendall & Harwood 1996), acompañada de formas transicionales entre ambas. La presencia o ausencia de una matriz siliciclástica fina y de estratificación son dos parámetros básicos que se han utilizado para distinguir ambas tipologías de halita (Handford 1981).

Teruggi (1984) sugirió utilizar el término "halilita", para nominar la halita cuando forma bancos monominerales, palabra que se ha utilizado solamente para hacer la diferencia con el mineral en el cuadro de símbolos de los perfiles (Anexo 2) y en las referencias de algunas figuras. En síntesis, se va a utilizar el nombre del mineral halita para nominar también a la roca "monomineral".

La halita masiva a bandeada, se halla compuesta por un entrelazado cristalino (granular o en mosaico) de halita grano fino a grueso, con escasa anhidrita y de elementos siliciclásticos. Hay cristales anhedrales, subhedrales y escasos euhedrales, hialinos o transparentes a translúcidos, a semitranslúcidos blanquecinos hasta lechosos u opacos (nubosos), acorde al contenido de inclusiones fluidas intracristalinas o elementos sólidos de anhidrita y siliciclásticos finos intracristalinos o intercristalinos, que suelen darle alguna tonalidad, como ser anaranjada, caramelo, rosada, etc.

Son varias las formas cristalinas que presenta la halita en los bancos rocosos. En los primeros tramos por encima del banco basal de anhidrita, e intercalaciones menores en el resto de la secuencia salina, la halita se presenta en cristales cúbicos de tamaño milimétrico, macizos o con caras levemente deprimidas, en fábrica de mosaico estratificado de cúmulos cristalinos, es

decir no orientados y bien ordenados, de cristalización subácnea en el contacto salmuera atmósfera, con asentamiento pelágico en el sustrato salino (Lowenstein & Hardie 1985; Casas & Lowenstein 1989; Handford 1991) (Figura 35a). Suelen presentar inclusiones fluidas (intracristalinas) orientadas a caras cristalinas, que se infiere se generan paralelas a la interfase aire-salmuera (Ortí Cabo 2010a). A su vez, se asocian agregados subhorizontales de cristales vinculados lateralmente escalonados deprimidos hacia abajo con forma de tolvas (“*hopper rafts*” Kendall 1984; ver también Dellwig 1955; Arthurton 1973).

Otras formas cristalinas que predominan en la sucesión salina, además de cubos (‘cuboides’), incluyen dos hábitos de crecimiento cristalino competitivo vertical en el contacto salmuera-sustrato, es decir, en el piso de la salmuera, ellos son, “*cornets*” y “*chevron*” (Casas & Lowenstein 1989; Handford 1991; Kendall & Harwood 1996) (figuras 35c, 35d - sector 1, 36). Los cristales tipo *cornets* (con forma de cornetas), son cristales elongados verticalmente donde el cristal en su parte mas alta presenta una cara cúbica, algunos con una depresión tipo tolva (Arthurton 1973). En los cristales *chevron*, con el vértice cristalino orientado hacia arriba (figuras 35c, 35d - sector 1, 36), e internamente con bandas de inclusiones fluidas orientadas verticalmente en pirámides, es decir en “v” invertida (Arthurton 1973) (Figura 36). Los cuboides pelágicos en el sustrato suelen no subsistir como tal, ya que son los iniciadores de los hábitos de crecimiento en el sustrato mencionado (Handford 1991). Estos hábitos de crecimiento han sido genéricamente mencionados como textura *chevron*.

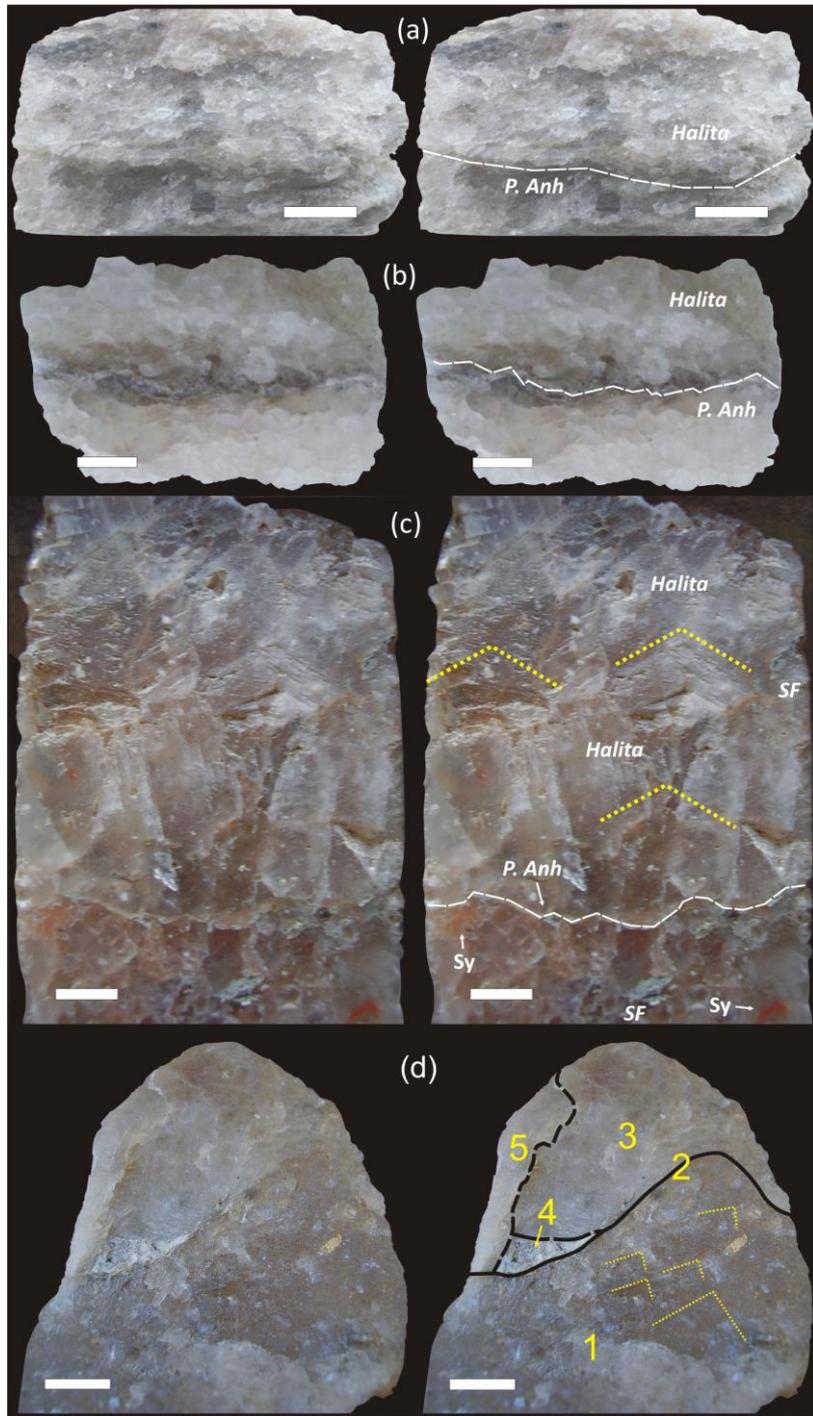


Figura 35. Halita cristalina translúcida en distintas texturas (a la izquierda la muestra natural, a la derecha analizada). Escala: 10 mm. **(a).** Halita en cúmulos cristalinos de cubos y tolvos, con partings de tablillas de anhídrita (P.Anh) (sondeo Dv.PS-1 – ~638,0 m.bbp.). **(b).** Halita en cristales limpios y con núcleos con textura chevron, y partings de anhídrita en tablillas acomodadas en superficies zigzag dadas por los topes de caras cristalinas de la halita (sondeo Dv.PS-2 – 460,50 m.bbp.). (a) y (b) Niveles salinos infrayacentes a las sales amargas. **(c).** Halita textura chevron, con cristales que nacen de una superficie en común. A la derecha la alineación vertical chevron en ‘v’ marcada en líneas amarillas. Nivel salino entre los dos horizontes potásicos (sondeo PRC-3 – 895,74 m.bbp.). **(d).** Halita afectada por procesos cársticos ligeramente posdeposicional. Muestra cercana al tope de la sucesión salina suprayacente al potasio (sondeo Dv.PS-2 - nivel 385,80 m.bbp.). Referencias: (1) halita grano medio con inclusiones fluidas y sólidas en textura piramidal chevron, destacadas en líneas de puntos amarillos, con límite superior ondulado (2) que permite inducir a pensar en una óndula de oscilación. Le subrayase

halita limpia (3) con escasas inclusiones fluidas e insolubles en los límites cristalinos, y anhidrita microcristalina gris verdoso (4) redepositada en sector deprimido de la oquedad; halita limpia (5) corta lo anterior con base en el contacto (2). De (3) a (5) llenando la depresión en fábrica geopetal.

En toda la sucesión salina, los rasgos señalados en la halita indicadores de un ámbito deposicional primario (cúmulos cristalinos, *chevron-cornets*), están acompañados por halita transparente, con muy pocas inclusiones fluidas y sólidas, que responde a un crecimiento tardío, ligeramente posdeposicional durante el soterramiento somero (Casas & Lowenstein 1989; Handford 1991; Kendall & Harwood 1996). A su vez, hay tramos donde los núcleos de los cristales que muestran rasgos primarios (blanquecinos nubosos por abundantes inclusiones fluidas), se muestran redondeados, rodeados de halita transparente, es decir, que muestran aristas y vértices 'deposicionales' reducidos, con sobrecrecimiento de halita sintaxial sin inclusiones, que permiten inferir un redondeamiento abrasivo de cristales primarios con posterior crecimiento de cemento pasivo.

Al microscopio, las inclusiones fluidas tienen forma de cristales negativos (cubos), es decir huecos limitados por caras cristalinas, y se estima se componen de salmuera madre y de gases atmosféricos atrapados durante la cristalización de la halita (figuras 36b, 36d) (Ortí Cabo 2010a). En las inclusiones más grandes además de las formas cúbicas, se las ha observado también algo irregular. En los metros infrayacentes más cercanos a los niveles potásicos, incluyen criptocristales de silvita "*daughter*" (Roedder 1984) (Figura 36b, véase detalle en el borde superior derecho). Algunas inclusiones fluidas en la halita *chevron* suprayacente a las sales amargas, suelen presentar criptocristales con variadas tipologías no determinados (Figura 36d). A su vez, los cristales de halita se encuentran acompañados por tablillas de anhidrita y gránulos de arcillas intercristalinas, que en el hábito *chevron* también se presentan como inclusiones sólidas o de atrapamiento físico en las caras de crecimiento de las pirámides, y concentradas en líneas de debilidad (microfisuras) en las digitaciones verticales de halita transparente entre los cristales *chevron* (Figura 36d).

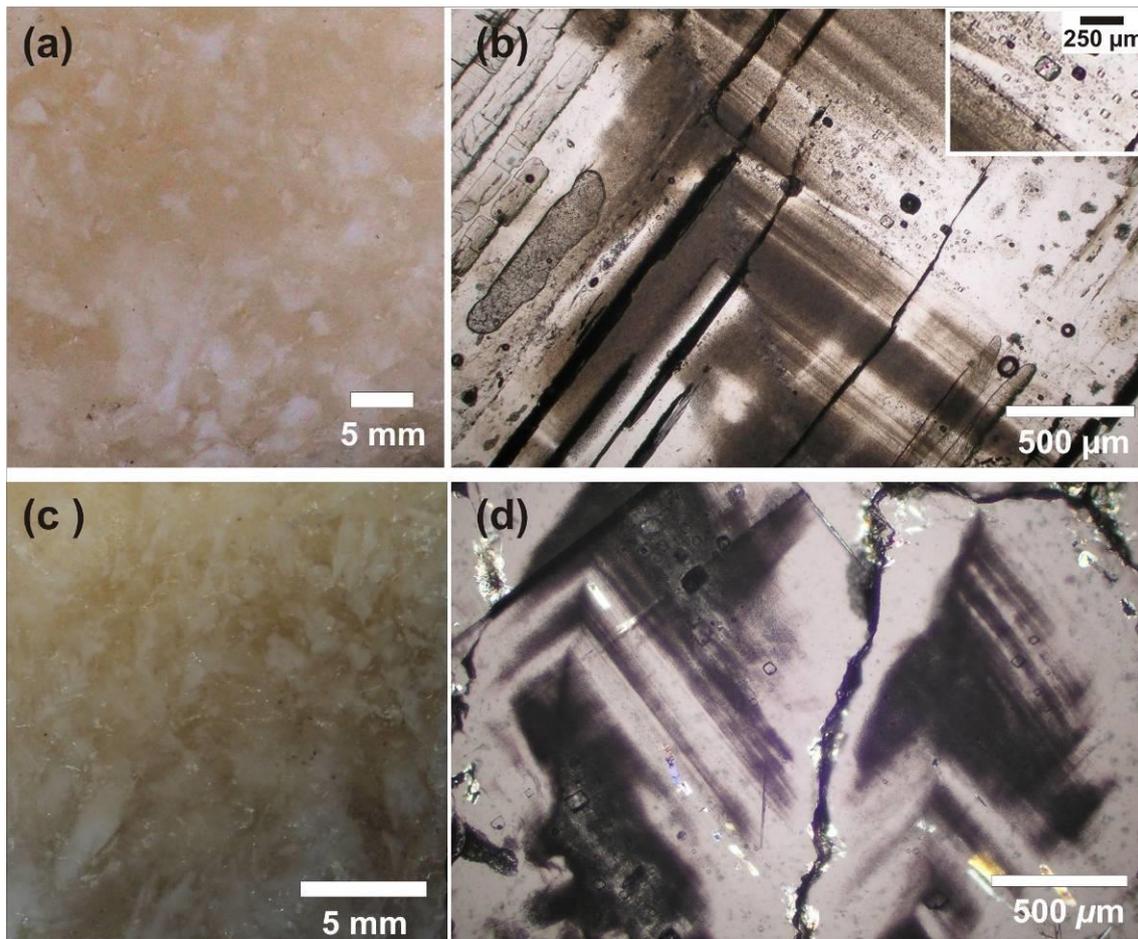


Figura 36. Halita textura chevron. En (a) y (c) la halita en muestra de mano, la textura interna chevron se presenta en los cristales con un aspecto blanquecino opaco por las inclusiones fluidas, y entre estos, halita con escasas inclusiones de tono rosado pálido y caramelo. En (b) y (d) cortes delgados, con luz normal y parcial nicols cruzados (resp./) donde se pueden ver densos tramos oscuros de inclusiones fluidas que siguen la alineación de las caras y ápices cristalinos de la halita. Se intercalan bandas más claras con menos inclusiones fluidas, aunque más grandes. Las inclusiones tienen forma de cristales negativos (cubos), es decir huecos limitados por caras cristalinas. En (b) las inclusiones fluidas tienen criptocristales de silvita daughter (sector ampliado en el borde superior derecho). En (d) se puede observar como los cristales de halita chevron, con bordes erosivos, se encuentran separados por cemento de halita transparente con siliciclásticos finos y tablillas de anhídrita concentrados en microfisuras, que en (b) la imagen no cubre, no obstante en el margen superior izquierdo puede apreciarse halita transparente. En (d) hay tablillas de anhídrita (birrefringentes) que están alineadas con la textura piramidal chevron en 'v' de la halita, y algunas inclusiones fluidas presentan criptocristales no determinados. Se observan en las láminas rasgos oscuros que se interpretaron producto de la preparación de las muestras con kerosene. (a) y (b) Halita infrayacente a las sales amargas (sondeo PRC-9 - nivel 1.141,03 m.bbp.). (c) y (d) Halita suprayacente a las sales amargas (sondeo PRC-4 - nivel 1.116,25 m.bbp.).

Las unidades de sedimentación de la halita se componen en general de estratos delgados de promedio 2 a 3 cm a algo mayor 5 a 7 cm. Los estratos tienen límites netos, horizontales e inclinados, pero a escala milimétrica los contactos suelen ser algo tortuosos, dentados o en zigzag (Figura 35). En particular el límite dentado responde a las terminaciones cristalinas de la halita, que en partes se interpreta se deben al proceso de su cristalización original, sea en los cúmulos cristalinos, o con más nitidez por un desarrollo en altura mayor, cuando se asocia a

fábrica de crecimiento competitivo vertical en estructuras piramidales en “v” (*chevron*) (Figuras 35a-c).

Los límites de estratificación están marcados por microcristales y tablillas de anhidrita y terrígenos finos, que se acomodan a las estructuras (Figura 35). En algunas separaciones, la presencia de anhidrita es importante y llega a conformar láminas muy delgadas de menos de medio centímetro de espesor, cada 5 a 10 cm de halita. Dada esta asociación de anhidrita, que se suma a la intracristalina e intercristalina en la halita, llevó a Hovorka (1987) a denominar la roca como una ‘halita anhidrítica’.

Hay estratos salinos donde la halita con rasgos primarios, se asocia con halita + material siliciclástico fino + anhidrita con tonalidades grises que Hovorka *et al.* (2007) lo ha definido como una ‘halita reciclada’. En otros casos, se da la presencia de halita hialina o transparente (con escasas o sin inclusiones fluidas), mediante límite superior o lateral neto, que trunca la continuidad vertical u horizontal de la estratificación; se han observado hasta dos ciclos de inserción de halita ‘limpia’, sindeposicionales o escasamente postdeposicional en estratos con características primarias (Figura 35d).

Se ha definido una halita o sal fango caótica cuando hay tenores relativos importantes de material silíceo fino y no se distinguen rasgos primarios de depositación (Figura 37a,b). A su vez, se distingue una halita arcillosa bandeada, cuando el contenido del material siliciclástico fino es bajo y todavía se preservan rasgos de la estratificación. Con un dominio de siliciclásticos finos, tenemos los bancos puros de arcilitas, que normalmente tienen cristales dispersos de sal y anhidrita.

En los estratos de halita arcillosa bandeada y sal fango caótica, la halita varía individualmente entre translúcida a semitranslúcida, en general con tonalidades grises desde rojizo ladrillo a verdoso, provenientes del material clástico. Cuando el material silíceo es escaso, permite la disociación de cristales de halita cúbicos euhedrales a subhedrales desde 2 hasta 20 mm (Figura 37a,c), a veces en tolvas, hasta formar masas cristalinas (como cemento) con el típico clivaje cúbico, en una morfología de la halita esquelética (*skeletal halite morphology* de Gornitz & Schreiber 1981) (Figura 37b), inmersas en una matriz siliciclástica, desarrollando una fábrica cristal fango caótica (*chaotic mudstone-halite* de Handford 1981) (Figuras 37a,b). Es común encontrar los vértices y aristas de la halita orientadas hacia arriba (Figura 37a). A su vez, la halita esquelética suele verse como adaptada a posibles zonas de mayor permeabilidad, como ser estratificación, fisuras, grietas de desecación, etc. (Ortí Cabo 2010a). Estas tipologías

rocosas, cuya génesis sedimentaria se va a explicar más adelante, pueden tener también un origen vinculado al tectonismo (Sonnenfeld 1989). Este autor señala que ambos tipos de sal fango caótica, sea sedimentaria o tectónica, presentan la misma apariencia y suelen llamarse con el mismo nombre por el personal que trabaja en las minas subterráneas.

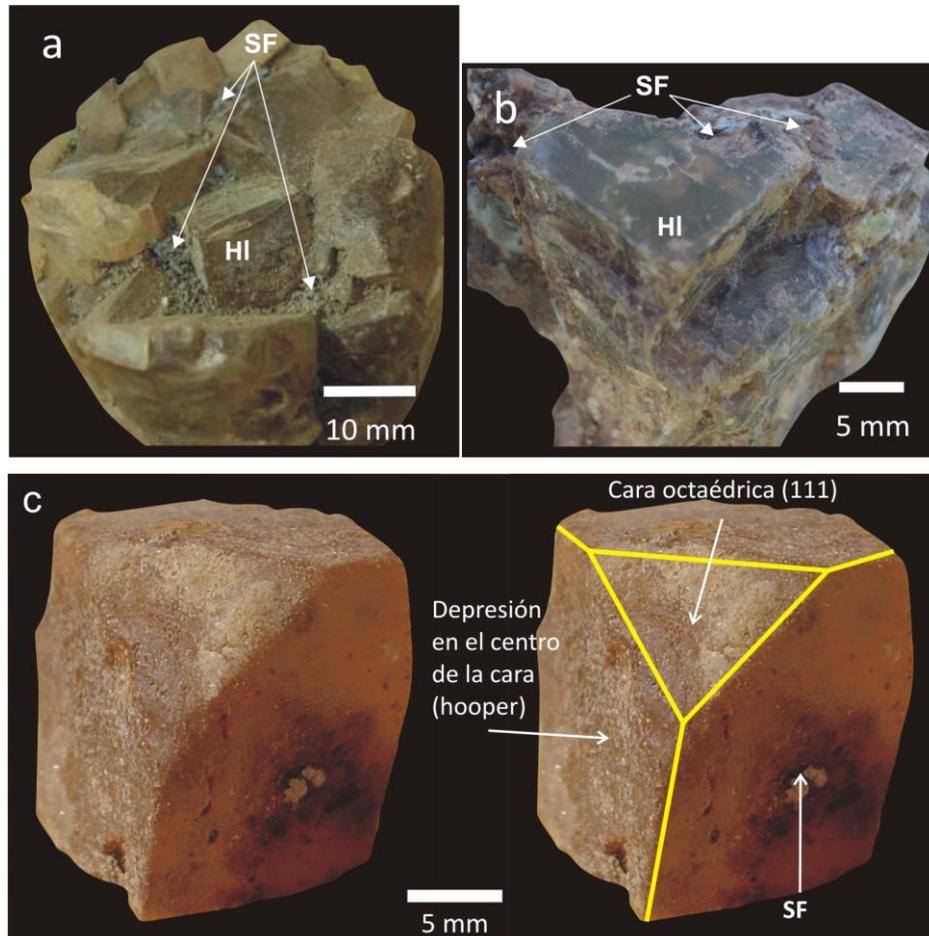


Figura 37. Halita o sal fango caótica. En (a) y (b) la masa cristalina de halita (HI), desplazativa y cementante le da cohesión a la roca, con el material siliciclástico fino (SF) que se acomoda intercrystalino y escaso intracrystalino en la halita. En (a) los cristales de halita incluyen escaso material SF intercrystalino, como en general la roca, y a su vez, presentan vértices de caras (111) y aristas de caras (110) orientados hacia arriba. Testigo levemente inclinado. Sondeo Dv.PS-2, profundidad ~490,40 m.bbp. En (b) la halita, de un tramo rocoso con un contenido SF mayor que (a), se presenta con rasgos esqueléticos. Muestra sin orientación. Sondeo Dv.PS-2, nivel ~412 m.bbp. (c) Cristal de halita de un banco de sal fango caótica. Se observa en la cara cristalina izquierda una tolva (depresión), y en la cara derecha, material SF en la parte media de la cara. Asimismo, una posible cara octaédrica (111), no común en la halita. Sondeo Dv.PS-2, profundidad ~468,50 m.bbp.

Los bancos de halita fango caótica y de sal arcillosa bandeada se dan intercalados tanto en los espesos estratos de halita cristalina, como en gradación infra y suprayacente a cuerpos arcílicos puros. Se los ha observado en casi toda la columna salina de sondeos cercanos a los piedemontes cordilleranos (Anexos 125 y 126 con sus subanexos - sondeos Dv.PS-1 y Dv.PS-2),

y en los paquetes salinos que le continúan a las sales amargas en el sector central ³ (Anexos 40, 41, 118 con sus subanexos - sondeos PRC-4, PRC-9, PRC-8). A su vez, en sondeos periféricos con el antepaís (zona El Trapial), bancos con niveles de siliciclásticos finos, dan puntos representativos en gráficas de interrelación entre las arcillas y la halita, lo que nos permiten inferir que los niveles responden a una sal arcillosa bandeada o fango caótica (Anexos 73 y 77 con sus subanexos - pozos ChT x-1 y CmT x-1).

En niveles terrígenos finos físciles y brechosos, se halla otra forma básica de halita de la tipología cristalina translúcida. Se trata de una halita rosada que suele formar delgados estratos (~0,30 m) siguiendo la estratificación y en suave ángulo, como soldando clastos de brechas y rellenando grietas en arcilitas (Anexos 126, 126.4 – sondeo Dv.PS-2). La tonalidad se infiere se debe a la presencia de hierro, dada su vinculación a componentes siliciclásticos finos (Sonnenfeld 1989, 1992a,b, 1995).

En corte delgado, se da una matriz fina de halita, de aspecto “cataclástico” (Orti Calvo & Rosell Ortiz 1981) con criptocristales cuya morfología no es identificable, en el cual se hacen visibles placas de hematita que dan formas relícticas a cubos que llegan al mm (Figura 38b). Estas placas posiblemente sean el producto de la transformación carnalita a silvita, donde el hierro es expelido a los límites cristalinos (Sonnenfeld 1989, 1992a,b).

Todos estos rasgos, se interpretan son debidos a procesos de destrucción mecánica, blastesis o cristalización en condiciones de *stress* durante el proceso de deformación tectónica, donde actuaron deslizamientos y dislocaciones como en las rocas metamórficas (Kilmurray & Teruggi 1982) y que indican flujo de sal (Rauzi 2000).

En los niveles brechosos donde la halita rosada se halla soldando clastos de brechas y rellenando grietas, presenta en general un hábito fibroso con desarrollo perpendicular a las paredes, deformado en suave ‘s’ (Anexos 125 y 126 – sondeos Dv.PS-1 y Dv.PS-2). Por análisis de rayos X, la halita se encuentra acompañada por trazas de silvita (Anexo 3.5b).

*³ Se debe destacar que los testigos de PRC observados alcanzaron en profundidad escasos metros por debajo de la silvinita.

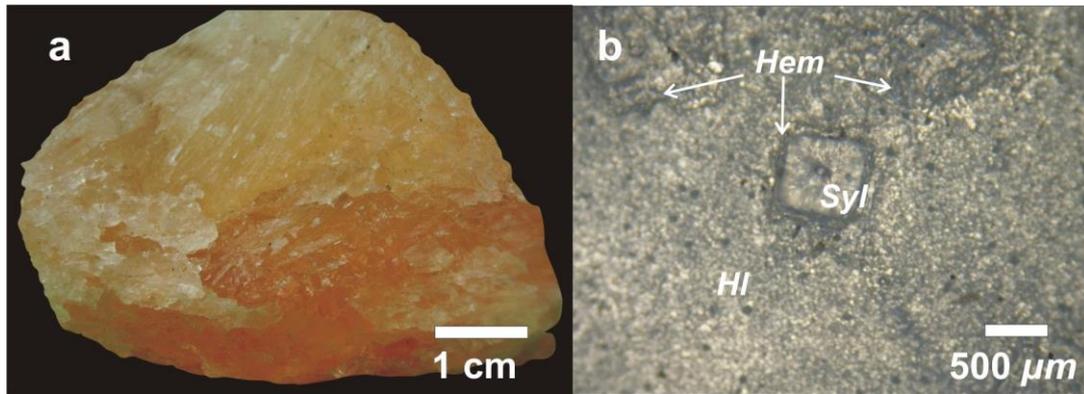


Figura 38. Halita rosada. **(a)** Halita con rasgos de slickensides, de un delgado banco estratiforme en la sucesión salina, muestra en posición normal, sondeo Dv.PS-2 - nivel 421,36 m.bbp., **(b)** Corte delgado de halita rosada (luz normal, vista paralela a la estratificación) donde se observa predominando halita, con anhidrita subordinada y escasos elementos siliciclásticos finos (Hal), criptocristalinas en matriz de aspecto cataclástico con un cristal de silvita (Sy) (ahora posiblemente halita pseudomórfica) y placas de hematita (Hem) (relictica?) que rodean el cristal y dispersas en la masa cristalina en el borde superior. Sondeo Dv.PS-2 - nivel 420,71 m.bbp.

En las descripciones litológicas de los perfiles, por cuestiones de espacio, se han señalado solamente los rasgos primarios de la halita, con excepciones cuando se creía conveniente destacarlo.

A partir de los recortes de perforación en el resto del área estudiada, la halita se describe cristalina, pura, blanquecina, translúcida, con fractura irregular, maciza, acompañada por anhidrita (subordinada), que se interpreta como delgadas láminas anhidríticas. Hacia los bordes de cuenca (antepaís, arco volcánico), la anhidrita adquiere una relativa mayor presencia y el material siliciclástico se hace manifiesto.

5.3. Silvita

Silvita o silvina (cloruro de potasio, KCl, sistema cúbico), es la sal de potasio que en forma casi excluyente se presenta en los dos horizontes potásicos y como trazas en la sucesión salina infrayacente al potasio.

Silvita se encuentra asociada con halita formando una mezcla salina que es denominada silvinita. Esta mezcla se da, dada la diferencia en los radios atómicos del Na^+ (0,97 Å) y del K^+ (1,33 Å), que les impide generar soluciones sólidas en el ámbito exógeno, por lo cual, cristalizan ambos elementos ligados al Cl^- en fases minerales diferentes (Hurlbut & Klein 1982).

En muestra de mano, la silvita se diferencia de la halita por varias propiedades, visualmente cuando son transparentes a translúcidas blanquecinas son parecidas, en las variedades rojizas

la tonalidad las hace claramente distintivas. Una propiedad diagnóstica es la dureza, levemente diferente, 1,5-2 en la silvita mientras que en la halita es 2-2,5. Estos valores, si bien son cercanos, permiten el reconocimiento ante la presión de una punta filosa, la halita deja un polvillo blanquecino donde en los gránulos más grandes pueden ser reconocidos minúsculos cubos, en virtud del tipo de clivaje cúbico, mientras que la silvita se hiende casi sin dejar polvo, como en una superficie grasosa. A su vez, entre las variedades translúcidas blanquecinas, la silvita suele presentarse con un brillo perlado o nacarado muy característico, ante el brillo vítreo de la halita. Otro rasgo es por el sabor salado-amargo astringente de la silvita, ante el gusto salado de la halita.

Al microscopio, la silvita blanquecina se presenta muy parecida a la halita, con clivaje cúbico e isotropía, aunque con un relieve apreciable, el índice de refracción de la silvita es menor al de la halita ($n = 1,490$ vs $1,544$) y puede compararse además con la del bálsamo de Canadá ($n = 1,54$); en aquellos ejemplares rojizos ofrece además del color, un incremento en la diferencia del relieve, y muestra algo de birrefringencia, seguramente dada por impurezas mecánicas micrométricas de hematita (véase más adelante) (Figura 40d) (Fuzesy 1982; Hurlbut & Klein 1982; Adams *et al.* 1997; Mineral Data Publishing 2001-2005 versión 1).



Figura 39. Silvinita (halita + silvita). **(a)** Silvita subhedral - anhedral con núcleo translúcido blanquecino (Sylb) y con una orla rojiza por mezcla mecánica con hematita (Syl+Hem). La halita (HI) transparente a translúcida a un tinte verdoso por terrígenos finos. Sondeo PRC-3, profundidad 895,50 m.bbp. **(b)** Silvita transparente a translúcida blanquecina de varios centímetros de tamaño con el típico clivaje cúbico. A la derecha, silvita en agregado cristalino rojizo, asociada con halita azulada. Sondeo PRC-8, profundidad 1.341,22 m.bbp. Vista no orientada. **(c)** Silvita rojo opaco (Sylr) por las impurezas mecánicas de hematita. Se observan terminaciones cristalinas de posibles combinaciones de cubos y octaedros. A la derecha se ve silvita blanquecina (Sylb) con un ribete de hematita. La halita (HI) es de tono gris verdoso semitranslúcido por la presencia de material siliciclástico fino. Vista paralela a la estratificación, sondeo PRC-4, profundidad 1.124,49 m.bbp. **(d)** Silvinita estratificada rojizo muy pálido - amarillento. Sondeo PRC-4, profundidad 1.136,30 m.bbp. En (a) y (d) vista normal a la estratificación.

La silvita en los bancos de sales amargas se presenta básicamente como cristales anhedrales, con subhedrales subordinados y escasos euhedrales, con tamaño promedio cristal 5 mm, desde 2 mm a varios centímetros (figuras 39-41). Caras cristalinas se dan en general cuando los cristales son colindantes con otros cristales de silvita (Figura 39c). Se la encuentra desde transparente, translúcida blanquecina a rojo intenso opaco, con toda una gama de tonalidades intermedias. La silvita transparente a translúcida blanquecina es cuando se presenta pura, sin inclusiones sólidas, y con características muy similares a la halita. Se ha citado que la tonalidad blanco lechoso, estaría dada por la presencia de inclusiones fluidas de gases (Betejtin 1977; Sonnenfeld 1995). En la silvita rojiza, el color rojo se debe a la presencia de inclusiones de microplacas y fibras de hematita finamente diseminadas, generando “cristalosoles” (Betejtin 1977; véase también Sonnenfeld 1995) (Figura 40d). A su vez, en esta última variedad encontramos una amplia gradación de tonalidades, desde algo amarillento y rojizo pálido semitranslúcido (nuboso), a rojo intenso opaco (lacre) (figuras 39-41), ya sea como individuos aislados en la masa halítica o concentrados en tramos de la silvinita, acorde la participación del hierro en la silvita (Figura 39d) (Sonnenfeld 1995).

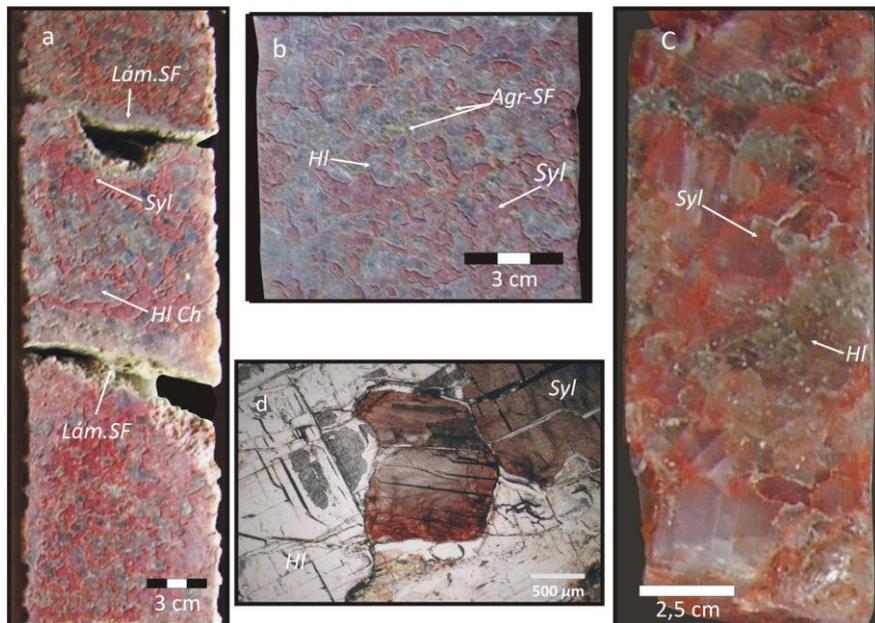


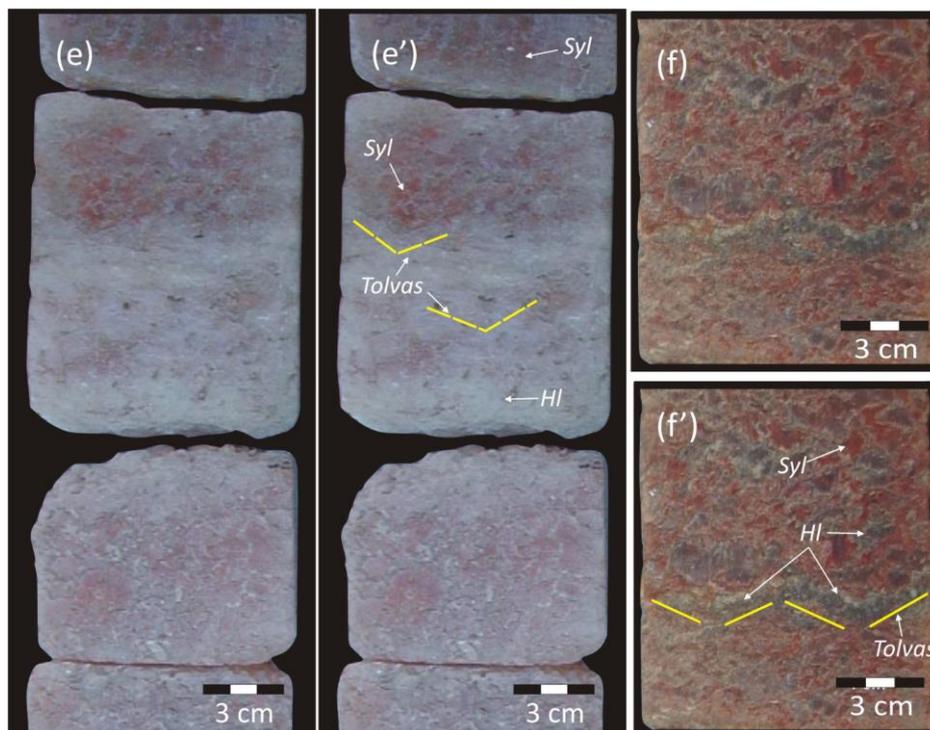
Figura 40. Silvinita (halita + silvita). **(a)** y **(b)** Silvinita grano fino textura mosaico estratificada, los cristales de silvita rojo lacre por mezcla mecánica con hematita, con mayor desarrollo en la horizontal. En **(a)** los cristales de silvita (Sy) se acomodan en la halita chevron (H.Ch) siguiendo las terminaciones piramidales en 'v'. Se observan dos láminas de material siliciclástico fino gris verdoso (L.SF), la superior por la oquedad, posiblemente en un agregado terrígeno mayor (nódulo). Sondeo PRC-9, ~1.114,55 m.bbp. En **(b)** se destacan pequeños agregados o nódulos de material siliciclástico fino verdoso. Sondeo PRC-9, 1.125,10 m.bbp. En **(c)** el grano grueso de la mezcla mecánica halita + silvita da una textura en mosaico. Sondeo PRC-3 en 891,51 m.bbp. En **(d)** corte delgado (luz normal) de silvinita rojiza grano fino. Cristales anhedrales de silvita, rojizos por impurezas mecánicas de hematita criptocristalina. Sondeo PRC-8, profundidad 1.329,78 m.bbp.

En general, la silvita cuando es de grano fino, se da con un desarrollo cristalino elongado en la horizontal, es decir, que se presenta con dimensión algo mayor en la horizontal que en la vertical, y le da un aspecto a la roca de una textura en mosaico estratificado en bandas que rondan el centímetro (figuras 39d, 40a, 40b). Cuando el grano cristalino aumenta, ya no es distinguible la estratificación en el testigo (de diámetro 10 cm o menos) y se observa una textura en mosaico (figuras 39a, 40c).

Cuando la silvita se presenta en cristales grandes, 1 centímetro o más (figuras 39a, 40c), e incluso cuando forma asociaciones cristalinas de varios centímetros, se presenta con una textura interna bandeada coloforme (véase imagen del nivel 1.341,47 m.bbp. en el Anexo 118.2 - sondeo PRC-8). Los cristales tienen un núcleo translúcido a blanquecino nuboso con brillo nacarado constituido por cristales de silvita puros, con una orla o capa exterior de tonos rojo oscuro a lacre, generalmente en degradé por la hematita diseminada intracristalina y en pátinas exterior a los cristales. Los bordes rojizos coloformes siguen formas circulares y a veces, con caras cristalinas de cristales subhedrales. Los bordes coloformes, son observables aún en aquellos cristales de silvita rojiza de tamaño fino (~5 mm).

En varios tramos donde se asocian a la silvinita agregados nodulosos de siliciclásticos finos, la estratificación de la silvinita suele acompañar la geoforma de los nódulos (Figura 43a).

Debemos incluir en éste capítulo, los criptocristales de silvita "*daughter*" que se hallan dentro de las inclusiones fluidas de las bandas piramidales en "v" de la textura *chevron* en la halita cercana infrayacente a los bancos con silvinita (Figura 36b). Los criptocristales más grandes observados tratan de cristales cúbicos rojizos. Se señala el carácter "*daughter*" en virtud de su precipitación por enfriamiento de la salmuera en la inclusión fluida, en contraste con aquellas inclusiones sólidas que son captadas accidentalmente durante la cristalización de la halita (Roedder 1984; Lowenstein & Spencer 1990).



Figuras 40e – 40f. Balsas de halita (*hopper rafts*) intercaladas en la silvinita. **40e.** Nivel de cúmulos de *hopper rafts* de halita, entre los dos bancos potásicos iniciales del horizonte inferior de silvinita. Sondeo PRC-4, en 1143,50 m.bbp. **40f.** Balsas de halita de ~8 mm de espesor en silvinita estratificada, tope del nivel inferior de silvinita. Sondeo PRC-9, en 1123,65 m.bbp. Se marcaron guías con líneas en amarillo en imágenes paralelas.

En la silvinita la halita asociada es de grano medio de 1 cm, es cristalina translúcida a blanquecina nubosa, asociada en agregados cristalinos macizos y con inclusiones fluidas paralelas, y en textura *chevron*. Se asocian balsas de halita (*hopper rafts*) de hasta 1 cm de espesor (figuras 40e, 40f). Cuando la textura *chevron* es presente, en las culminaciones piramidales se observa cómo se acomoda la silvinita (figuras 39d, 40a, 40b).

Silvinita se ha detectado en trazas en los difractogramas (Anexos 3.5, 3.6) y ha sido observada al microscopio en muestras de sal de roca de la secuencia salina de los sondeos Duval Pampa Salina (Figura 41). Se trata de cristales subhedrales a euhedrales, con plaquitas opacas rojo oscuro de hematita bordeando los mismos (Figura 41). Los cristales euhedrales, son cubos de tamaño 1 mm, muy bien desarrollados, de suaves tonos rojizos a azulados. Los subhedrales con características esqueléticas (relictos) conservan rasgos geométricos cristalinos. Las plaquitas de hematita resaltan dichos cristales ante la similitud de la silvinita y la halita. Aunque también se estima que en varios casos la sal potásica ha sido reemplazada por halita, quedando las placas como relictos, en virtud de la cantidad de esta tipología cristalina y los resultados obtenidos en los análisis DRX. Un rasgo notable es el tono azulado observado en los cristales, que como comentamos, pueden ser de halita, y que también se presenta en la halita

de la zona potásica (Figura 39b). Esta tonalidad en la halita puede ser debido a varios factores, (1) acorde a la ubicación de los sondeos, por la intensa deformación tectónica, (2) a la radiactividad del K y el Rb que se encuentra asociado en los cloruros de potasio (Betejtin 1977), o (3) al grosor de las preparaciones.

A su vez, la presencia de silvita pudo ser inferida por medio de perfiles eléctricos; en aquellos registros con una respuesta gamma natural conspicua, se hizo el cruce de puntos representativos de los registros eléctricos en gráficas de interrelación (Serra 1990). Las gráficas sugieren que la mineralogía continúa siendo predominantemente silvinita (halita más silvita) (Anexos 75, 75.1 – sondeo ChT e-4, Anexos 81, 81.1, 81.2 – sondeo ET e-9, Anexos 124, 124.1 a 124.7 – sondeo Cu x-1). En algunos casos, pudo ser ajustada a la observada en los testigos de corona y sugerida por rayos X (Anexos 40.10, 41.10 – sondeos PRC-4, PRC-9, DRX - Anexo 3.13).

5.4. Carnalita y Langbeinita

Carnalita ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) y langbeinita ($\text{K}_2\text{Mn}_2(\text{SO}_4)_3$), han sido identificadas en cantidades traza, menores al 0.2 %, en los bancos potásicos con silvinita del sector minero de la empresa Potasio Río Colorado en el sur de Mendoza (Minera TEA en Brodtkorb *et al.* 1992). A su vez, carnalita tendría una importante participación en algunos bancos del manto potásico inferior, en el sondeo Rincón del Álamo x-2 (Balod M. 2007, com. verbal), al oeste de Paso de las Bardas (Gómez *et al.* 2011) cubriendo una franja que llegaría hasta la zona de Ranquiles (Gómez 2017).

También se ha inferido la participación de carnalita por técnicas indirectas (Gabriele 1992, 1999, 2016). Así, puntos representativos en gráficas de interrelación de registros geofísicos correspondientes a bancos potásicos, sugieren una mineralogía ternaria: halita + silvita + carnalita (Anexos 124, 124.3 a 124.5 – sondeo Cu x-1; Anexos 128, 128.1 – sondeo Rq x-2).

5.5. Hematita

Cristales submilimétricos de hematita (Fe_2O_3) se presentan en forma de placas y varillas rojizas de tonalidades oscuras, intercristalinas e intracristalinas asociadas a la halita y la silvita.

En silvita se presenta como inclusiones de criptoplasmas de hematita finamente diseminadas, generando 'cristalsoles' rojo lacre (Betejtin 1977) (figuras 39c, 40a, 40b, 40d). Suelen formar una orla o ribete dispersa rojiza en cristales blanquecinos de silvita de grano grueso (figuras 39a, 40c).

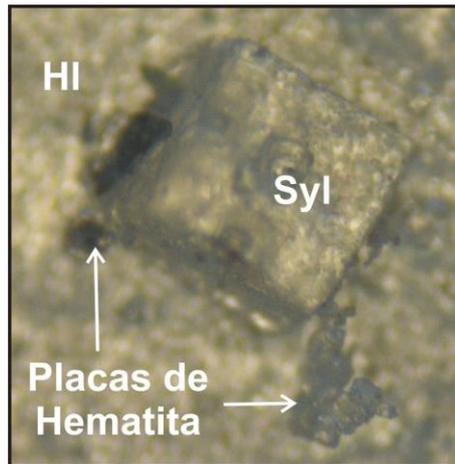


Figura 41. Hematita en placas rodeando un cristal de silvita (Syl), aunque posiblemente sea halita pseudomórfica, inmersas en una matriz cataclástica (de visión borrosa) de halita, anhidrita y elementos de siliciclásticos finos (señalado como Hi). Corte delgado luz normal, vista paralela a la estratificación, sondeo Dv.PS-2 - profundidad 420,71 m.bbp. Tamaño cristal ~1 mm.

En sal de roca de sondeos en la zona de Ranquiles, la hematita se halla como placas y varillas (en general retorcidas), de mayor grosor, con rasgos relictos de cristales, algunos bien formados, cúbicos, otros esqueléticos de cristales tolvas. Por microscopía de reflexión, la hematita da una tonalidad rojo oscuro. Su presencia a la halita le da un tono rosado (Figuras 38b, 41).

5.6. Cuarzo y Feldespato Potásico

Cuarzo (SiO_2) y feldespato potásico (KAlSi_3O_8) se dan como componentes terrígenos en toda la columna rocosa del Miembro Troncoso Superior. Desde trazas en la anhidrita basal y en los horizontes salinos, a ser componentes con mayor participación en los bancos con siliciclásticos finos de los sondeos de la zona de Ranquiles y PRC.

Ambos minerales con granulometría limo, han sido determinados a través de análisis por microscopía convencional y en difracción de rayos x.

5.7. Pirita

Pirita (FeS_2) en cristales cúbicos ha sido identificada escasamente en la sucesión evaporítica. Se observan como cristales dispersos inframilimétricos a escasamente el milímetro, alterados, conjuntamente con cuarzo y feldespatos, en estratos de anhidrita y de halita en la zona de deslinde del horizonte basal de anhidrita a la sucesión halítica (Anexo 69 – sondeo ChSN x-434).

Como cristales cúbicos de 1 mm, idiomórficos, amarillo latón metálico, en excelente estado, han sido identificados en un delgado nivel de anhidrita, con algo de siliciclásticos finos castaño rojizo y halita en cubos de crecimiento intrasedimentario, intercalado en un espeso manto de sal de roca unos metros por encima del nivel de anhidrita basal (Anexo 128.2 - sondeo Dv.PS-1).

A su vez, pirita se menciona en el recorte de perforación del sondeo sondeo ChT x-1 (Anexo 73) en escasas bandas asociadas con arcilita gris masiva poco consolidada que grada a limoarcilitas, intercaladas en halita cristalina translúcida.

5.8. Azufre Nativo

Azufre nativo (S^0) se ha manifestado en el *cutting* del sondeo Filo Morado x-1, con el típico color amarillo brillante, liviano y sumamente frágil (en formas redondeadas por el tránsito en la sarta o cañería de perforación) (Anexo 114 – sondeo FM x-1). Se han diferenciado en los recortes dos tipos de componentes individuales, como gránulos cristalinos, translúcidos, con fractura irregular y brillo graso, y como agregados microcristalinos aciculares paralelos, con $CaCO_3$ como ligante de los mismos.

En el Cerro Partido, Sierra de la Vaca Muerta, azufre nativo (S^0) se halla en estado criptocristalino con yeso secundario. En contacto a través de superficies ásperas y sinuosas con una mezcla de sulfato de calcio y carbonato producto de la alteración de la roca de caja que es una sedimentita laminada, compuesta por láminas de anhidrita blanca transparente y calcáreo algal pardo (Catalano 1926).

Se ha interpretado en ambos casos, que el azufre responde a una génesis bioepigenética, ya que la asociación del azufre a estratos anhidríticos (proveedores de iones sulfatos) e hidrocarburos, permitía inferir una acción bacterial anaerobia postsedimentaria sobre los sulfatos reduciéndolos a H_2S , y posteriormente oxidado el H_2S a azufre nativo (Gabriele 1987, 1993, 1999). En el caso del azufre de Filo Morado, el proceso de oxidación se habría dado en profundidad, en condiciones anaerobias a partir de la reacción de H_2S con polisulfuros evidenciado por el ascenso a superficie de un líquido amarillento en el barro de perforación que fue interpretado como de posibles polisulfuros (Gabriele 1987, 1993, 1999).

5.9. Dolomita

Dolomita ($\text{MgCO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$) se presenta formando parte de un tapete algáceo estromatolítico en los afloramientos de los *foot hills* de la FPyC del Agrio (Uliana *et al.* 1975a; Brodtkorb *et al.* 1975; Legarreta *et al.* 1983; Gabriele 1991a,b), y hacia el naciente en el subsuelo de Desfiladero Bayo (Sosa & Melli 1988) (sondeo DB x-39, Figura 42).

Trata de un delgado banco de calizas dolomíticas gris claro laminadas estromatolíticas entre las areniscas fluvioeólicas y la anhidrita basal del Miembro Troncoso. Con un espesor variable en afloramientos de entre 0,50 a 3,0 m, se presenta con intercalaciones de láminas de evaporitas sulfáticas, en sectores de celestina (ocasionalmente baritina) que se transforma en un potente paquete de anhidrita laminada y nodular (o por hidratación yeso con textura sacaroide) (Brodtkorb *et al.* 1975, 1992). En Desfiladero Bayo son 2 m de calcáreo dolomítico estromatolítico de tono gris pardo medio, bandeado con tonos claros, conformado por tapetes algáceos con suaves abultamientos y una importante porosidad fenestral que acompaña los abultamientos, y que incorporó cristales octaédricos de dolomita en su interior (Figura 42).

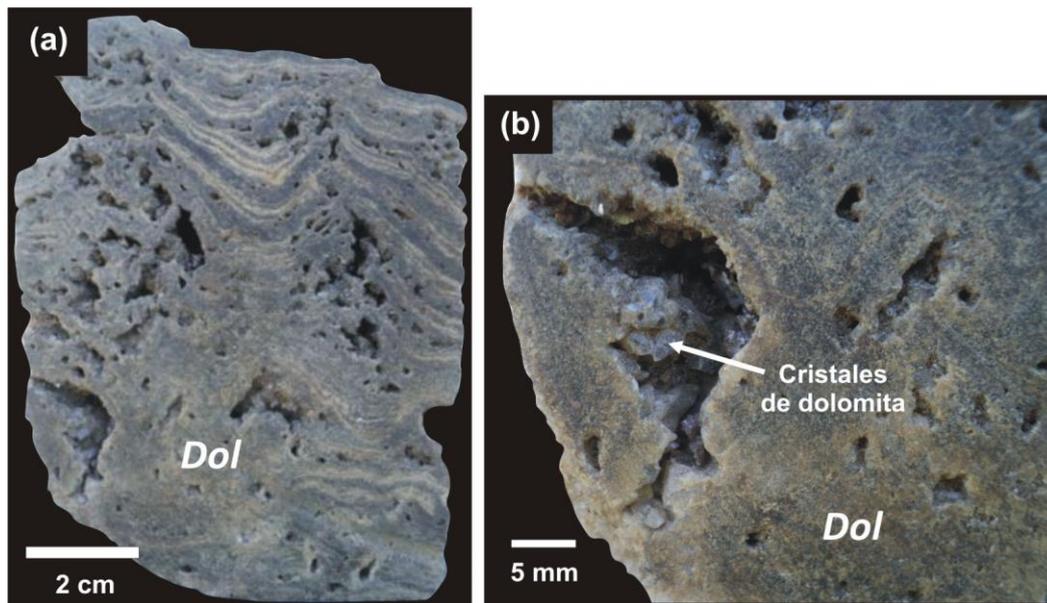


Figura 42. Estructura estromatolítica carbonática entre las areniscas del Miembro Troncoso Inferior y el horizonte basal de anhidrita del Miembro Troncoso Superior. (a) Se observa el abultamiento estromatolítico con importante porosidad fenestral, quebradura de las láminas y sobrecorrimientos. (b) Pequeña geoda de romboedros de dolomita en las oquedades fenestrales. Detalle de zona izquierda abajo de muestra en (a). Sondeo DB x-39, profundidad ~910,70 m.bbp.

Agregados microcristalinos de dolomita de tono rosado, se presenta en el *cutting* de intervalos suprayacentes a las sales amargas, con anhidrita, calcita blanca y trazas de azufre nativo (sondeo FM x-1 - Anexo 113).

5.10. Material Siliciclástico Fino – Arcillas

El material siliciclástico fino presente en las evaporitas, se encuentra en forma de diseminaciones intercrystalinas y en menor medida intracrystalinas. A su vez, se encuentra agrupado en agregados, láminas, nódulos (Figura 43) y generando bancos de arcilitas puras.

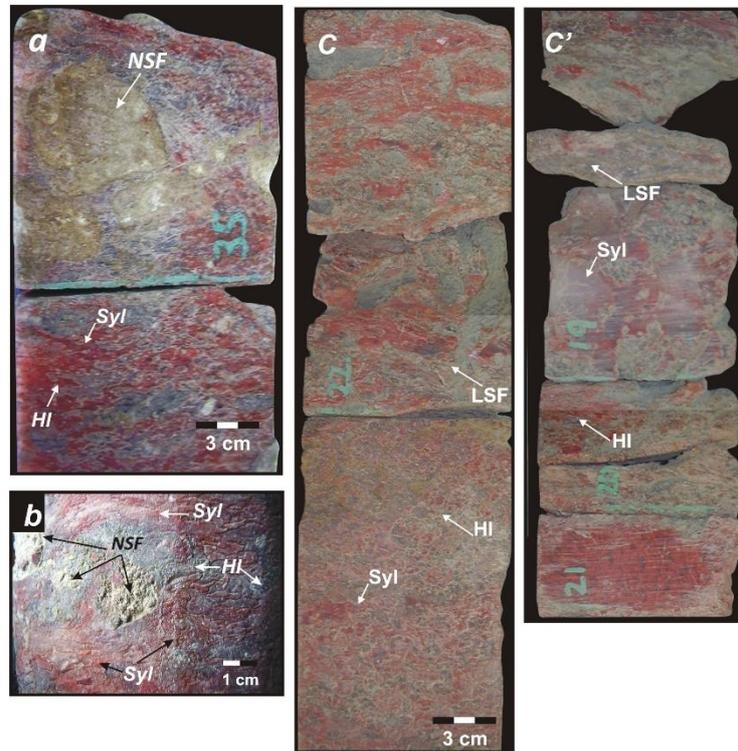


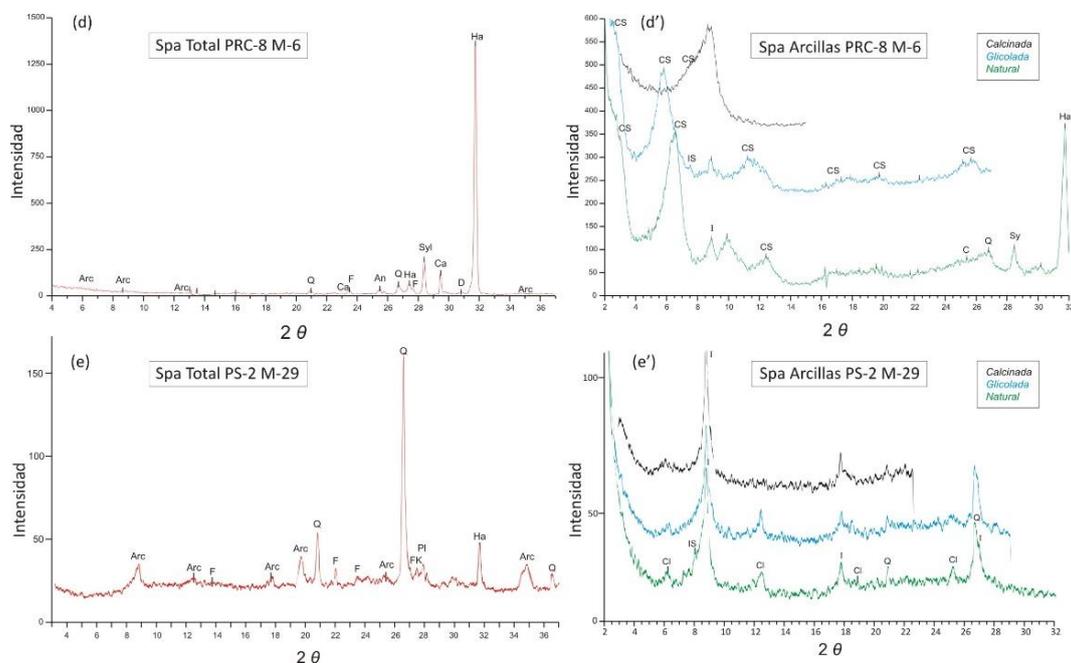
Figura 43. Siliciclásticos finos en el manto de silvinita. **(a)** Nódulos subangulosos (NSF), denotando escaso transporte en estado sólido (vista del corte del testigo). **(b)** La laminación de la silvinita sigue la geoforma del nódulo, denotando una deformación contemporánea con la depositación del nódulo (vista trasera de (a)). Sondeo PRC-4 en 1.138,35 m.bbp. **(c)** Siliciclásticos finos en láminas en el tope del nivel inferior de silvinita. En partes las láminas distorsionadas y discontinuas. La imagen izquierda tiene continuidad en la imagen derecha. Sondeo PRC-4, profundidad 1133.86 m. bbp. (base del tramo izquierdo).

En los casos que están mezclados con halita, donde se ha perdido la estratificación deposicional del material, conforma bancos de sal fango caótica (figuras 37a, 37b). El material clástico fino, se encuentra como masas irregulares entre el cemento cristalino halítico con rasgos esqueléticos (Figura 37b), que suele a su vez, mostrar algunos rezagos terrígenos rasgos laminares.

Los elementos terrígenos generan cambios cíclicos de tonalidades internas en los estratos de halita. Se dan tonalidades varias repetidas cíclicamente en la columna, esto puede verse en halita translúcida o blanquecina semitranslúcida, con tonalidades rosado, caramelo a gris muy claro semitranslúcido con contenidos trazas de terrígenos. En contenidos mayores de

siliciclásticos finos, los mantos de sal arcillosa, sal fango caótica, como de arcilitas macizas, compactas a laminadas, se los ha encontrado con toda una gama de tonalidades grisáceas, desde rojizas a verdosas.

La composición del material terrígeno fino (Figuras 43d,e), se halla compuesto en tamaño limo por cuarzo, feldespatos y ocasionalmente, muscovita, en una matriz de minerales de arcilla. Análisis difractométricos sobre muestras orientadas (Figuras 43d',e'), señalan que los argilominerales son illita y clorita, más sus precursores interestratificados, en dos asociaciones bien definidas en la cuenca. En los horizontes de silvinita, el mineral de arcilla que predomina es el interestratificado clorita-esmectita, acompañado con illita, ambas de regular cristalinidad en la zona sudmendocina (Anexos 3.8, 3.9 - pozo PRC-9), con una mejoría de la cristalinidad del interestratificado en el norte neuquino (Anexos 3.10, 3.11 - pozo PRC-8). Además, se hallan presentes el interestratificado illita-esmectita y trazas de esmectitas, caolinita, cloritas y clinoptilolita. Mientras que en la zona de Ranquiles, el argilomineral predominante en la secuencia halítica es illita ya sea en bancos arcílicos 'puros', como en bancos de sal fango caótica. La illita se presenta con buena cristalinidad, acompañada por clorita con una cristalinidad pobre. Le siguen los interestratificados de esmectitas con illita y clorita, más trazas de esmectitas, cuarzo y feldespatos (Anexos 3.3, 3.4, 3.7 – sondeos Dv.PS-1 y Dv.PS-2).



Figuras 43 d-d') y 43 e-e'). Análisis difractométricos de rayos X de argilominerales típicos de la cuenca evaporítica. Figura 43d muestra de la zona de Ranquiles y la Figura 43e muestra de la zona del Yacimiento PRC; (d) y (e) Análisis total y (d') y (e') sobre muestras orientadas.

En los registros eléctricos los mantos clásticos finos se presentan con una muy buena respuesta. En los perfiles GR, los bancos arcilíticos contrastan con 'altos' valores gamma por el contenido radioactivo de uranio, torio y potasio, ante el registro "chato" de la halita o anhidrita que oscila entre 10 y 20 unidades API. Aquellos bancos arcilíticos compuestos con contenidos illíticos dominantes, que tiene potasio en su composición química, muestran un registro gamma que rondan las 100 unidades API, mientras que los que presentan arcillas cloríticas predominando, muestran registros que rondan las 50 unidades. El registro resistivo que acompaña el GR, se destaca por el descenso en los valores de la curva en los bancos de arcillitas, ante la alta resistividad de las evaporitas. A su vez, los registros N.G.S. en gráficas de interrelación, señalan que los bancos con siliciclásticos finos se componen del argilomineral illita, con una participación de esmectitas, seguramente interestratificadas, y han sugerido también que los bancos serían del tipo sal arcillosa o sal fango caótica (Anexos 73, 77, 124 con sus subanexos - pozos ChT x-1, CmT x-1, Cu x-1).

6. DESARROLLO REGIONAL DE LAS EVAPORITAS

6.1. Introducción y definición de las evapofacies

El área abarcada en la tesis en sentido latitudinal cubre desde los 34°30'LS hasta 39°LS, y longitudinal entre 70°O y 69°O que llega a los 68°40'O (Figura 44).

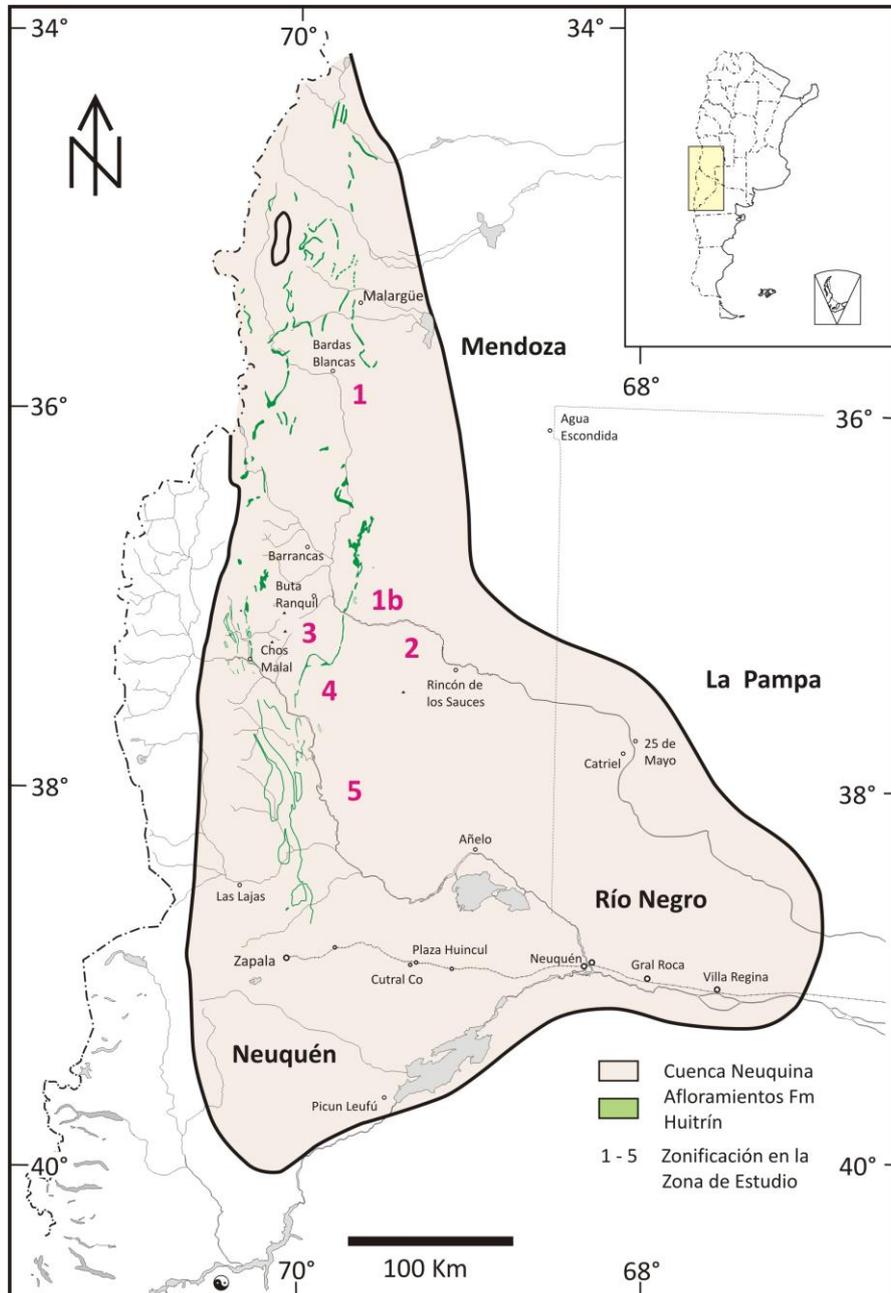


Figura 44. Zona de Estudio de la Cuenca Evaporítica Huitriniana en la Cuenca Neuquina y su Sectorización: 1) Mendoza, 1b) Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC, 2) Sierra Negra - Puesto Hernández, 3) Paso de las Bardas - Filo Morado – Chos Malal, 4) Ranquiles, 5) Cierre Sur.

Dada la amplitud de la región de estudio que cubrió un área de 50.000 Km² se la ha dividido en distintos sectores acorde a sus características geológicas y/o densidad de sondeos (Figura 44).

De esta manera se tiene:

- 1. Mendoza, con un énfasis en el sector Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC (1b.),
- 2. Sierra Negra – Puesto Hernández,
- 3. Chos Malal – Filo Morado – Paso de las Bardas,
- 4. Ranquiles y
- 5. Cierre Sur de la Cuenca.

A su vez, para describir al Miembro Troncoso Superior, se han identificado distintas unidades informales (facies sedimentarias / 'evapofacies' *sensu* Alonso 1992, 2006), siguiendo las litofacies químicas que se presentan en la columna y que a priori representarían la evolución química de una salmuera marina en una cuenca evaporítica (Figura 45, Anexo 4).

De abajo hacia arriba se tienen las siguientes unidades informales o evapofacies:

- Facies Anhidrita (FA) (Figura 45),
- Secuencia Salina (SS) (Figura 45), donde se diferencia,
 - Facies Salina Concentradora (FSC),
 - Facies de Sales Amargas (FSA) (figuras 45, 46), en la cual se diferencia a su vez:
 - Nivel de Sales Amargas Inferior (NSAi),
 - Nivel Salino Interpotásico (NSiK), que suele incluir un delgado Nivel de Sales Amargas Intermedio (NSAint),
 - Nivel de Sales Amargas Superior (NSAs),
 - Facies Salina Terminal (FST).

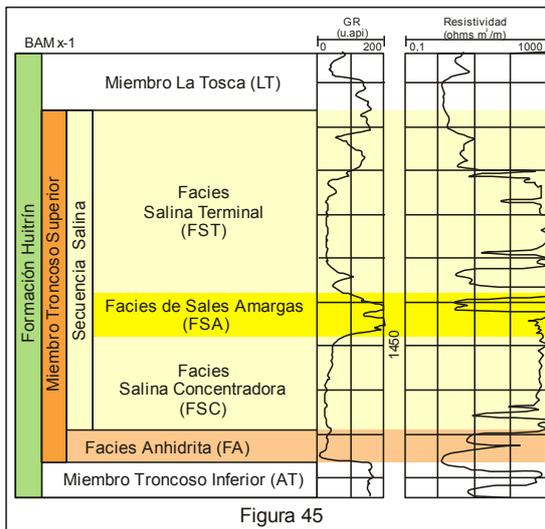


Figura 45

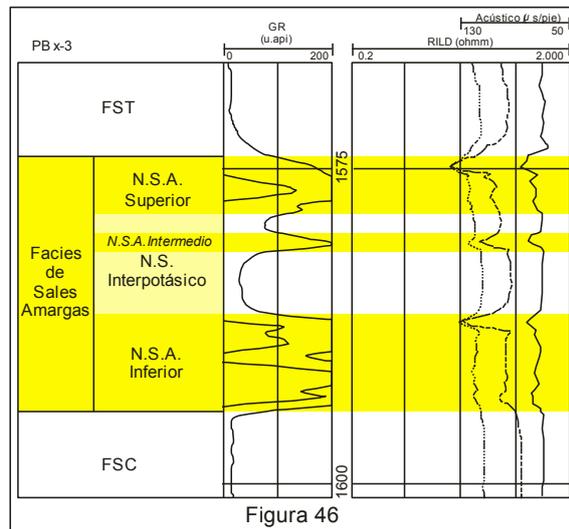


Figura 46

Figura 45. Evapofacies delimitadas en el Miembro Troncoso Superior. **Figura 46.** Electrofacies de la Facies de Sales Amargas. Referencia: N.S.A. – Nivel de Sales Amargas.

La terminología utilizada para nominar las facies infra y suprayacente a la Facies de Sales Amargas fue a partir de Sonnenfeld (1992a,b, 2000) y Schmalz (1969). En el primer caso, la

Facies Salina Concentradora, fue realizada a partir del concepto *evaporite concentration* de Sonnenfeld (1992a,b, 2000), y en relación a la Facies Salina Terminal, el *Terminal Stage* de Schmalz (1969). El uso del término “salina” para la denominación de la Secuencia Salina y en las Facies Salinas Concentradora y Terminal, se lo hizo considerando que la halita a nivel de roca, se la denomina sal gema o sal de roca, o también como sal de mesa o sal común, más allá que el conjunto de las evaporitas analizadas sean sales.

Las características propias de gran parte del material evaporítico en estudio, con bajas densidades, altas solubilidades e incluso higroscopicidad, como los contrastes de competencia entre la sal y las arcilitas intercaladas con el conjunto rocoso infra y suprayacente, y las características de escasa competencia y la tendencia a fluir de los mantos salinos (comportamiento plástico) (Helman & Schreiber 1983; Kyle & Posey 1991; Warren 2006, Ortí Cabo 2010a), ha generado que en ciertos sectores hayan habido variaciones en la columna, ya sea de índole depositacional, erosivo y/o tectónico. En aquellas áreas donde no se pueden distinguir los bancos con sales de potasio, las facies salinas concentradora y terminal, infrayacente y suprayacente a los horizontes con potasio respectivamente, cuesta individualizarlas y se usó el término integrador Secuencia Salina.

6.2. SECTOR MENDOCINO

6.2.1. Introducción

El sector mendocino cubre la zona sur de la provincia de Mendoza, desde el río Diamante hasta el río Colorado (34°30'LS – 36°30'LS), y de oeste a este envuelve los meridianos que cruzan los cerros Sosneado y Diamante (70°O – 69°O). Engloba gran parte del ámbito montañoso y el pie de monte de la Cordillera de los Andes que enlaza con la meseta basáltica de Payunia al naciente (Figura 47).

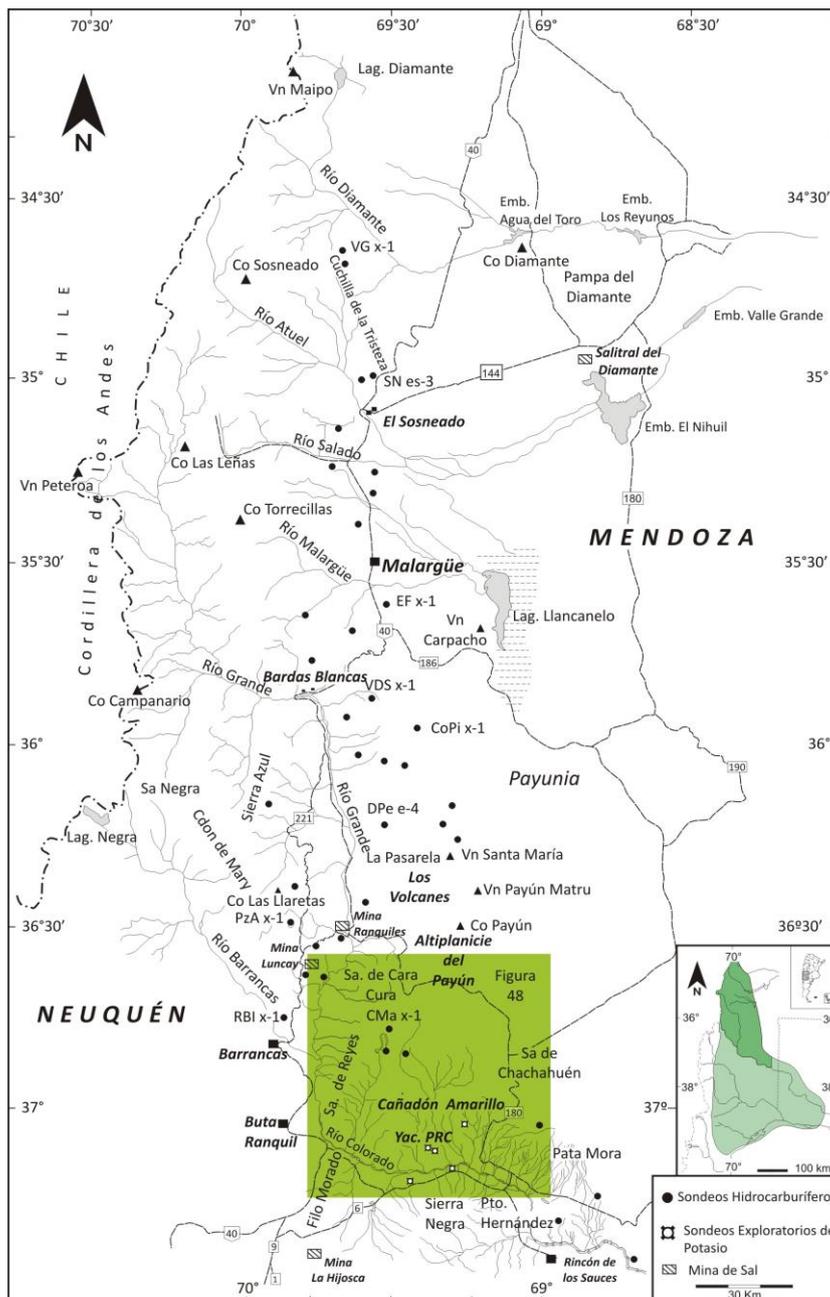


Figura 47. Sector Mendocino de la Cuenca Evaporítica Huitriniana (mapa completo en el Anexo 5). La zona lindante con el río Colorado destacada, se amplía en la figura siguiente.

Geológicamente queda comprendida en la Provincia Geológica de la Cordillera Principal (*sensu* Yrigoyen 1979), en el ámbito estructural conocido como Faja Plegada y Corrida (FPyC) Andina (Vásquez & Gorroño 1980), que localmente toma el nombre de FPyC de Malargüe (Kozłowski *et al.* 1993). En el esquema de éstos autores, cubre el sector medio y externo de la faja (Kozłowski *et al.* 1993), que al naciente pasa al sector extraandino con las vulcanitas cenozoicas de la Payunia (Llambías *et al.* 2010).

6.2.2. La Formación Huitrín y el Miembro Troncoso Superior

La Formación Huitrín se manifiesta en la comarca con los miembros Chorreado Inferior y Superior, Troncoso Inferior y Superior y La Tosca (Legarreta y Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985).

La pertenencia de la Formación Huitrín al Grupo Rayoso que fue el bloque de despegue pasivo superior de las zonas triangulares (Kozłowski *et al.* 1993, Starck *et al.* 2022), hizo que en afloramientos y en el subsuelo su presencia sea dispar. El comportamiento plástico de los mantos salinos ante la presión tectónica sobre láminas competentes, los hizo fluir generando fajas diapíricas que se alinearon siguiendo el arrumbamiento andino (Kozłowski *et al.* 1993).

Los bancos rocosos en los diapiros alcanzaron espesores anómalos que llegan a superar el millar de metros cuando los normales rondan los 100 m (Idiart & Ferraris 1987; Płoszkiewicz & Gorroño 1988), los cuales se encuentran muy flexurados (Brodtkorb *et al.* 1992) que impide conocer además la secuencia depositacional de la Formación Huitrín (Legarreta 1985).

En el caso del Miembro Troncoso Superior, se hace presente en los afloramientos con espesos bancos de anhidrita, a los cuales se asocian carbonatos, ya sea como calcáreos organógenos o como brechas calcáreas y arenas carbonáticas que rellenan canales (los “*rauhwackes*” *sensu* Legarreta 1985). Esta asociación en el subsuelo oriental, es decir, hacia la plataforma estructural, se acuña, primero lo hace la anhidrita, luego las calizas (VG x-1 – Anexo 38; CC x-11; CLi x-1); mientras que en el subsuelo occidental y meridional, entre la anhidrita y las calizas del Miembro La Tosca, se inserta una espesa sucesión de sal de roca, que intercala en los sectores lindantes con el río Colorado bancos de silvinita (Legarreta 1985) (VDS x-1 – Anexo 37; PzA x-1 – Anexo 15; CG x-1 – Anexo 7; CG x-3 – Anexo 8).

La sal de roca del Miembro Troncoso Superior no se reconoce en los afloramientos, lo cual se estima que se debería a la concurrente acción de la alta solubilidad de la sal, acompañada por la importante disturbación tectónica andina (Gabriele 1992, 1999).

Teniendo en cuenta el intenso tectonismo evidenciado en el sur mendocino, sumado al carácter puntual de la información que nos aportan las perforaciones, hizo que se ponga énfasis en la zona de Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC (Figura 48), lindera con el río Colorado, ya que es un sector con menor deformación estructural.

6.2.3. Zona Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC

La zona de Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC se halla lindante al Río Colorado, a 150 km al sur de la localidad de Malargüe (figuras 44, 48).

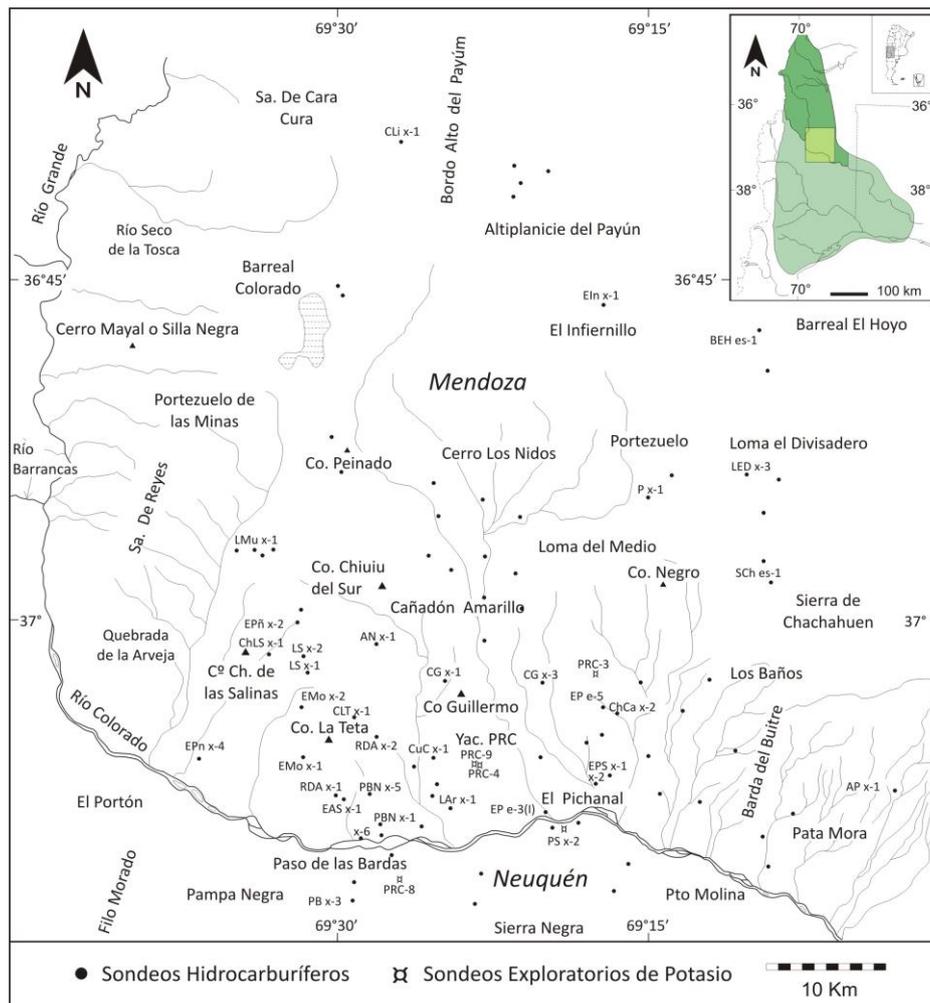


Figura 48. Mapa del sector de Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC con los sondeos citados en el texto (mapa completo Anexo 6).

Desde el punto de vista geológico se encuentra en la zona de plataforma y de transición a la Faja Plegada y Corrida (FPyC) de Malargüe, de la cual forman parte los afloramientos rocosos más orientales de la Formación Huitrín (Anexo 5), que se presenta con los miembros Chorreado, Troncoso Inferior, Troncoso Superior y La Tosca, en una faja casi continua desde Sierra de Cara Cura, Portezuelo de las Minas, Sierra de Reyes hasta el río Colorado (Veiga & Rossi 1992; Vergani *et al.* 2002; Narciso *et al.* 2004).

6.2.2. Facies Anhidrita

La facies anhidrita es la única facies del Miembro Troncoso Superior que aflora en las serranías occidentales. Se presenta con un espeso horizonte de anhidrita gris blanquecino a castaño amarillento con estructura nodular en la base a laminar hacia el tope, la cual se asienta sobre areniscas bayas y pelitas del Miembro Troncoso Inferior (Narciso *et al.* 2004). En los perfiles de Quebrada de la Arveja, Portezuelo de las Minas y Río Seco de la Tosca, el Miembro Troncoso Superior se presenta con un potente banco de yeso de 22 a 25 metros, con yeso nodular gris blanquecino predominante que se asienta sobre yeso algáceo laminado gris verdoso y culmina en yeso algáceo laminado gris castaño amarillento (Legarreta 1985).

En el ámbito de subsuelo, la facies anhidrita en los recortes de perforación se menciona compuesta por anhidrita cristalina, translúcida a gris blanquecino, microcristalina gris castaño claro, compacta, con escaso yeso blanquecino terroso y de leve reacción calcárea. Se asocian delgadas intercalaciones de arcilitas gris medio a gris oscuro, semicompactas, en parte con leve reacción calcárea. En gran parte del sector en análisis, la facies se presenta suprayacente a las areniscas fluvioeólicas del Miembro Troncoso Inferior.

La anhidrita ronda espesores de 8 a 15 m, con variaciones hasta 19 m (Anexo 43). En gran parte del sector en análisis (El Pichanal, Cerro Guillermo, Cañadón Amarillo y desde Cerro Los Nidos hacia el N) hay un predominio de espesor por encima de 10 m; en dos franjas, al oeste (Paso de las Bardas, Chihuido de la Salina) y al este (Sierra de Chachahuen), los espesores que prevalecen están por debajo de los 10 m. Hacia el naciente, coincidente con el límite de la facies hacia el antepaís, va perdiendo espesor y el límite tomaría un rumbo este-oeste, para seguir con una suave “s” de rumbo norte-sur al E de los sondeos BEH x-1, P x-1, SCh x-1, AP x-1 y CLL x-1, donde la facies anhidrita del Miembro Troncoso Superior gradaría a calcáreos arenosos y areniscas calcáreas (Pérez 1979) (Anexo 43 *⁴).

El Miembro Troncoso Superior en el sondeo Eln x-1 (Anexo 16) se halla representado por calizas arcillosas gris castaño claro acompañadas por arcilitas negro verdoso subordinadas, y en el pozo LED x-3 por una caliza proximal, tipo *wackestone*, de tono castaño blanquecino, parcialmente dolomitizada y un espesor de 3 m (Anexo 31).

*⁴ El límite es tentativo en virtud de la escasez de sondeos y de la antigüedad de aquellos de los cuales se tuvo información. Para marcar el cero de la facies anhidrita se tomó en consideración la presencia de anhidrita y/o calizas en posición equivalente, con las consideraciones reseñadas en Pérez de Fachini (1979).

6.2.3.2. Secuencia Salina

La secuencia salina en el ámbito de subsuelo en el sur mendocino comprende las tres informales secciones que se han reconocido, la facies salina concentradora, la facies de sales amargas y la facies salina terminal (Anexos 42, 44).

Desde el cero de la secuencia salina en el antepaís, el espesor va aumentando progresivamente hacia el oeste, con variaciones dadas por carso salino en la zona de plataforma (Zencich *et al.* 1999, Olea *et al.* 2011) y por las estructuras dúplex en la zona occidental en el frente de la FPyC de Malargüe (Anexo 45). Se estima que la secuencia alcanza en la zona un espesor deposicional máxima que rondaría los 160 m (Anexo 45).

Son varios los sectores donde se ha disuelto la sal, generando el desplome de estratos suprayacentes, y facies de brecha en las calizas del Miembro La Tosca, provocando el disturbio superficial en la estratificación del conjunto rocoso aflorante coincidente con lineamientos ENE (Olea *et al.* 2011), como puede verse en la zona de acceso al Yacimiento PRC desde el puente sobre el río Colorado.

En el Anexo 45 se muestran distintas áreas donde se contó con pozos que muestran disolución postdeposicional de la sal del Miembro Troncoso Superior, que incluso no presentan la secuencia salina, apoyando las calizas del Miembro La Tosca en la facies anhidrita (sondeos EPS x-1, EPS x-2, EP x-3(I) - Anexos 20 a 22, PBN x-1, PBN x-5, LAr x-1 - Anexo 26). En varios sectores sobre el río Colorado, se lo ha vinculado a la estructura en flor del fallamiento por donde transita el río (Zencich *et al.* 1999, Olea *et al.* 2011).

Hacia el poniente, en la zona exterior de las estructuras sobrecorridas subaflorantes de la FPyC de Malargüe, incluyendo la zona de transición, se observan importantes variaciones en los espesores, tanto menores (112 m en ChLS x-1), como mayores (294 metros en EPn x-4 - Anexo 25, 601 m en LMu x-1 - Anexo 28). Esta anomalía se debería a diapirismo tectónico, incluyendo apilamientos de láminas sobrecorridas que suelen repetir tramos del Miembro Troncoso en la secuencia salina e incluso dar varios metros de anomalías gamma (sondeos CLT x-1, EAS x-1, EMO x-1, EMO x-2, LMu x-1, LS x-1, y LS x-2; Anexos 12, 14, 17, 18, 28 a 30).

6.2.3.2.A. Facies Salina Concentradora

La facies inicial de la secuencia salina, es decir, la facies salina concentradora, se manifiesta en los recortes de perforación con un predominio de halita limpia cristalina, translúcida a

blanquecina, y la presencia subordinada de anhidrita gris blanquecino masiva poco compacta. En la zona de la plataforma estructural alcanza un espesor que ronda los 50 a 100 metros.

Se interpreta viendo los perfiles eléctricos, que hay una secuencia monótonamente halítica, con muy subordinadas intercalaciones de anhidrita, que se hacen manifiestas o con mayor presencia en la parte basal en la zona de traslape anhidrita – halita, y en la zona media en un tramo de 10 m (Sondeos AN x-1, CG x-1 y x-3, CLT x-1, CuC x-1, EAS x-1, LS x-1, LS x-2, PB x-6, PBE x-1, entre otros; Anexos 7 y 8, 12, 13, 14, 29, 30, 34, 35 resp./).

Verticalmente en la columna, casi en el tope de la facies salina concentradora, se destaca un banco de anhidrita cristalina consolidada gris blanquecino a blanquecino terroso con regular consolidación, de ~0,60 m de espesor. Hacia sectores vinculados al límite de la facies en la plataforma (ChCa x-2 - Anexo 10), como hacia el río Colorado (PB x-6, PBE x-1 - Anexos 34, 35, RDA x-1) se asocia escaso material siliciclástico fino en su base, que en conjunto llega al metro de espesor. La intercalación anhidrítica pudo ser observada en el sondeo RDA x-2, donde se presenta con características brechoides, “fenoclastos” angulosos de tono grisáceo blanquecino que se hallan inmersos en agregados limpios de halita; internamente los fenoclastos están muy flexurados, con una estructura laminar ondulosa a nodular con cristales de anhidrita prismáticos desordenados, en partes las láminas con terminaciones en “v”. La halita se halla con cristales equidimensionales en mosaico con escasas inclusiones. Además hay material siliciclástico fino grisáceo y amarillento (hierro?), diseminado, como en agregados en los fenoclastos. El conjunto tiene un espesor total en la columna de 1 m. El sondeo RDA x-2 se encuentra ubicado en la zona de transición, entre la plataforma y la FPYC de Malargüe (Anexo 6), que se estima ha sufrido deformaciones propias del soterramiento, como por la movilización tectónica andina. Esto es muy evidente, además de las características brechoides de la anhidrita, en la halita infrayacente, donde muestra una textura también brechoide, con cristales remanentes de textura *chevron*, como asimismo en mosaico, incluyendo cristales de varios centímetros (hasta 5 cm), translúcidos, blanquecinos, sin inclusiones fluidas, que evidencia recristalización.

Le continúa 14 a 16 m de halita con anhidrita subordinada. En los metros infrayacentes a la facies de sales amargas, zona yacimiento Potasio Río Colorado (sondeos PRC-3, PRC-4, PRC-9, Anexos 39, 40, 41 resp./), la halita se presenta con un bandeamiento de tonalidades entre blanquecina a lechosa con cristales translúcidos a transparentes. Los cristales con un tamaño de grano predominante mediano a grande (0,5 a 0,8 cm, hasta 1 cm a algo mayor),

equidimensionales, anhedrales a subhedrales y escasos euhedrales, presentan una textura interna piramidal *chevron*.

Entre las alineaciones típicas en “v” de inclusiones fluidas de la textura piramidal *chevron* de la halita nubosa, hay halita limpia que incluyen microcristales de anhidrita y de arcillas asociadas a líneas de debilidad (microfracturas). Mientras que en los metros más cercanos al potasio, en las inclusiones fluidas en la halita *chevron* se presentan criptocristales de silvita “*daughter*” (Figura 36b).

Es común la intercalación de delgadas láminas blanquecinas de anhidrita microcristalina hasta ~3 m de los bancos de sales amargas, a veces como trazas “difusas” o discontinuas cada 5 a 7 cm en los estratos salinos, que se interpreta son límites de estratificación. Suele acompañar infrayaciendo a las láminas, escaso material siliciclástico fino que oscurece la roca halita en unos 2 a 3 centímetros.

6.2.3.2.B. Facies de Sales Amargas

En los registros eléctricos, un aumento de la radiactividad en el perfil de rayos gamma nos marca el inicio de las sales amargas. Del registro GR se pueden diferenciar dos intervalos de sales potásicas separados por sal de roca que suele intercalar un delgado banco potásico (Cuadro 1).

	Este Trabajo	Gabriele (1992)	Minera TEA (1985 *)	Bengochea & Padula (1993 **)
Facies de Sales Amargas	Nivel de Sales Amargas Superior	Manto Potásico Superior	K3	K3 (+ K2)
	Nivel Salino Interpotásico + Nivel de Sales Amargas Intermedio	Sal Media	K2 + Sal Media	Sal Media
	Nivel de Sales Amargas Inferior	Manto Potásico Inferior	K1	K1

Cuadro 1. Eventos de sales amargas en el Miembro Troncoso Superior en el sector sudmendocino y su comparativa con trabajos previos. Referencia: (*) Minera TEA (1985) en Brodtkorb et al. (1992). (**) Bengochea & Padula (1993), Balod (1999), Balod et al. (1997, 2000), Gómez et al. (2011a,b), Gómez (2014, 2017).

El espesor total identificable en la zona de plataforma a partir de los perfiles eléctricos e incluyendo el banco de halita intermedio que presenta un contenido menor en potasio, varía entre 12 m en el borde oriental del depocentro (EP e-5) y 25 m en el sector occidental (CuC x-1 - Anexo 13). En la zona de transición y en la FPyC de Malargüe, se dan variaciones propias de la

respuesta incompetente o plástica de la secuencia salina ante la deformación tectónica; así tenemos, 2 m en EPñ x-2, 4 m en ChLS x-1, 35 m en EMO x-1, 34 m en EPn x-4, 33 m en RDA x-2, entre otros (Anexos 24, 17, 25).

En la zona del yacimiento Potasio Río Colorado (PRC), la mineralogía predominante que se presenta en los bancos de sales amargas trata de halita más silvita, es decir silvinita (Anexo 3.13 – análisis DRX). La mezcla es una asociación cristalina, de tamaño fino a grueso, que conforma bancos potásicos, separados de franjas limpias delgadas de una masa granular de halita, en partes tipo costras salinas, escasa en silvita.

6.2.3.2.B.1. Nivel de Sales Amargas Inferior

La sal amarga se comienza a manifestar en la columna geológica con cristales aislados de silvita en una asociación granular de halita. Verticalmente, en forma transicional pasa a un bandeamiento fino (0,5 cm en partes algo mayor) de silvinita con halita, textura mosaico estratificado y tonalidades rojizas. Los estratos se ponen en contacto a través de *partings* cada 5 a 7 y 10 a 12 cm, tipo superficies dentadas, que suelen contener material siliciclástico fino.

Los cristales de silvita van de 2 mm a 20 mm, con un predominio medio de 5 mm, donde se observa un leve mayor desarrollo siguiendo la estratificación. Es notable en tramos el acomodamiento de los cristales de silvita en las culminaciones de las estructuras piramidales en “v” (*chevron*) de la halita. Las tonalidades de la silvita son rojo opaco “lacre” y blanquecinos transparentes a translúcidos, con tonalidades intermedias, es decir levemente rojizo semitranslúcido a amarillento.

La tonalidad rojiza en la silvita está dada por el hierro que se anexa a la mezcla salina y forma inclusiones muy finas y agregados en los bordes en los límites cristalinos de la silvita. Esto último, se hace visualmente característico en aquellos cristales gruesos, que muestran un núcleo de tonalidad blanquecina brillo nacarado, donde el hierro forma un ribete o aro rojizo de ancho variable acorde al tamaño del cristal. En partes, la ausencia de hierro genera una roca rojiza muy pálida, rosada y amarillenta, que fueron bosquejadas en los perfiles, como desferrizadas.

La halita es cristalina translúcida con un tamaño de grano mayor al de la silvita, con un promedio de 8 a 10 mm. Posee inclusiones fluidas y sólidas de siliciclásticos finos, que se presentan paralelas a las estructuras piramidales en “v” (*chevron*).

En la zona central del manto potásico inferior se intercalan nódulos de arcilitas redondeados a subredondeados, de tonos blanquecinos a gris verdosos; estos cuerpos terrígenos se inician en la secuencia como cuerpos pequeños de 1 a 3 cm blanquecinos, en parte estratificados, que se van haciendo más abundantes en sentido vertical en la columna, formando un nivel de 0,60 m con nódulos individuales gris verdosos de hasta 6 cm en la vertical a algo mayor en la horizontal. En partes se observa una distorsión del bandeamiento fino de la silvinita que acompaña la geoforma del nódulo.

Tramos que rondan el medio metro con menor contenido en silvinita marcan las divisiones de los bancos de silvinita, en general con un aumento en el tamaño de grano de la halita y de la silvinita.

En los bancos superiores, aumenta la presencia de material siliciclástico fino gris verdoso, que se dispone entre los cristales oscureciendo la roca y además se concentra en las suturas limitantes de estratos, formando láminas de milímetros de espesor cada 3 a 5 cm. Hacia el tope del último banco potásico las láminas de arcilla se hacen más espesas en un tramo de 0,30 m, intercalándose con silvinita que presenta cristales de silvinita de hasta 30 mm blanquecinos con brillo nacarado y ribetes rojizos.

El material terrígeno fino en la facies de sales amargas, varía entre el 1 y 1,92% (Bengochea & Padula 1993), con la excepción localizada de aquellos sectores donde se dan nódulos y delgados bancos arcillosos.

6.2.3.2.B.2. Nivel Salino Interpotásico

El espeso manto halítico que se intercala entre los dos niveles potásicos, se comienza a manifestar por un alejamiento de las bandas de silvinita y un aumento en el grosor de las cortezas cristalinas de halita que aumenta su tamaño de grano. La disminución en la presencia de silvinita se va asociando a la aparición de finas laminillas de anhidrita blanquecina en los *partings*.

El nivel salino interpotásico ronda espesores de 5 a 7 metros, con un predominio de halita translúcida a blanquecina, y escasos cristales de silvinita que le da a la roca tintes rojizos claro. Ambos minerales tienen un tamaño cristalino promedio mayor, de 10 a 15 mm y hasta de 30 mm en el caso de la halita y de hasta 10 mm en los de silvinita. Se intercalan tramos delgados con variaciones notables en el tamaño de grano de la halita, en partes con cristales muy finos,

de 3 a 5 mm y en otros tramos con cristales de varios centímetros. Los cristales son equidimensionales, con un predominio de tipo anhedral y escasos subhedrales y euhedrales, llegando a formar estos últimos notables cúmulos de cristales cúbicos. Los estratos de silvinita se dan cada 8 a 20 cm, con cristales de silvinita chicos (2 mm) rojizos, a grandes (10 mm) translúcidos a blanquecinos con brillo nacarado.

En el tercio superior del nivel interpotásico, las bandas de silvinita se acercan y generan un delgado banco amargo que varía entre 0,5 a 2,5 metros, al cual se le asocia algo de material terrígeno intercrystalino y en las suturas límites de estratos, que se lo ha identificado como nivel de sales amargas intermedio. Minera TEA (1985) en Brodtkorb *et al.* (1992), lo identifican en los sectores centrales de la cuenca, y lo denominan nivel 'K2', que por su cercanía al manto potásico superior (K3), Bengochea & Padula (1993) lo han unificado identificándolo como K3 (ver Cuadro 1).

6.2.3.2.B.3. Nivel de Sales Amargas Superior

El nivel de sales amargas superior con un espesor total que varía entre 2 y 6 m se presenta con 1 a 2 bancos potásicos. En la zona de plataforma, se da una restricción areal en el orden del kilómetro con respecto al evento potásico infrayacente (Anexo 47). En la zona afectada por la tectónica de piel fina (occidental), pareciera faltar el nivel, no obstante se debe tomar con precaución, dada la deformación diapírica de la secuencia salina.

Las sales amargas del nivel superior en la zona del yacimiento PRC (sondeos PRC-4 y PRC-9, Anexos 40, 40.6, y 41, 41.5, resp./), poseen características texturales muy similares al manto inferior, con silvinita de textura mosaico tipo estratificada en bandeamiento de estratos de 5 cm a 10 cm. La halita con un grano menor a 10 mm, cristalina translúcida a algo grisáceo por presencia de material siliciclástico fino intercrystalino, más silvinita grano 2 a 3 mm hasta 10 mm, rojizo opaco ('lacre') por la presencia del hierro, a escasa blanquecino brillo nacarado, parcialmente sin hematita en sus límites cristalinos. Los cristales de silvinita de menor tamaño suelen acomodarse en las terminaciones en "v" (*chevron*) de los cristales de halita. Un delgado tramo de 0,30 m de halita grano grueso (10 mm) con escasas bandas de silvinita diferencia los dos bancos potásicos.

Escasa arcilla intercrystalina y en *partings* dentados cada 5 cm se presenta en casi todo el manto. Una muestra obtenida cercana a la base del nivel, señala por DRX un predominio del interestratificado clorita-esmectita más illita de regular cristalinidad, acompañados por el

interestratificado illita-esmectita y esmectita de mala cristalinidad, con trazas de cloritas, cuarzo y feldespatos (Anexo 3.8).

En los centímetros finales, se da un menor contenido de silvita blanquecina con un cambio de tonalidad de la roca a rojizo grisáceo y gris medio, y una mayor participación de siliciclásticos finos en los límites de estratificación. Casi en el tope, un estrato delgado (~5 cm) de arcilita, aporta por DRX que los argilominerales se componen del interestratificado de clorita-esmectita mas illita de regular cristalinidad, acompañadas por el interestratificado illita-esmectita de mala cristalinidad y trazas de clinoptilolita, con cuarzo y feldespato (Anexo 3.9).

Al NE del sector de mina PRC (PRC-4 y PRC-9), se presenta tanto una disminución de espesor de las distintas facies salinas, como una variación textural de los componentes mineralógicos en la facies de sales amargas en general (sondeo PRC-3, Anexo 39 y subanexos). Dicha zona, que hoy tiene cercano el límite de la facies de sales amargas, muestra además de la disminución de los espesores de los bancos de silvinita, un aumento de los tramos donde la silvita predomina con un grano cristalino mayor. Se le anexa una presencia importante de tonalidades blanquecinas y brillo nacarado, con una menor presencia de hierro tanto intracristalina como básicamente intercristalina. Es notable la presencia de material siliciclástico fino de tonalidades oscuras, casi negras, posiblemente de materia orgánica (humus?) o trizas vítreas básicas.

Al sur de los sondeos de la mina PRC, se observa un aumento notable en la cantidad de material terrígeno en toda la secuencia salina (sondeo PRC-8, Anexo 118 y subanexos), cuyos detalles se describen en el capítulo de Chos Malal - Paso de las Bardas – Filo Morado.

Un metro de halita limpia cristalina rosado translúcido, a la cual se le sobrepone un delgado banco anhidrítico suprayacente, señala la culminación de la secuencia de sales amargas, y comienza a desarrollarse la etapa final de la salmuera que generó la cuenca evaporítica amarga del Miembro Troncoso Superior.

6.2.3.2.C. Facies Salina Terminal

La última fase de la secuencia evaporítica está representada por la facies salina terminal, con bancos predominantes de sal de roca, en la cual se intercalan bancos delgados de anhidrita y tramos donde el material siliciclástico fino en la halita toma importancia (sondeos PRC-4 y PRC-9, Anexos 40, 40.6 a 40.8 y 41, 41,6 a 41,8), alcanzando la facies 30 a 36 m de espesor. Se le

sobrepone un espeso manto de arcilias grisáceas y carbonatos del Miembro La Tosca con el que culmina la Formación Huitrín.

En este espeso horizonte se han destacado tres conjuntos rocosos, que se componen a su vez de tres intervalos verticales principales. Cada uno de ellos posee un delgado banco anhidrítico en la base, un intervalo de halita limpia en el medio, y un tercer intervalo en el cual se incorpora material siliciclástico fino. Los dos primeros ciclos (C1 y C2) poseen espesores que rondan los 12 m, mientras que el tercer ciclo (C3) oscila entre 8 a 10 m.

El primer ciclo rocoso (C1) se inicia con anhidrita grisáceo blanquecino, en contacto abrupto erosivo con la halita infrayacente, se presenta laminada, microcristalina, discoidal o lenticular tamaño arena fina y prismático-lenticular tamaño arena gruesa, sin orientación. En la base, se inserta entre las láminas anhidríticas, escasa halita translúcida a hialina, con cristales chicos (mm) aislados y en láminas; verticalmente, en forma transicional, forma lentes (2 a 3 cm ancho x 1 a 2 cm alto) que siguen la estratificación, en parte distorsionándola. En las lentes, se presenta anhidrita microcristalina y halita que toman rasgos pseudomórficos de prismas de yeso que parten de una superficie en común. Culmina la delgada secuencia anhidrítica (~0,50 m) con un fino estrato (~10 cm) de halita translúcida cristales grandes (20 mm), cuyas aristas y vértices apuntan hacia arriba. *Films* oscuros acompañan la laminación anhidrítica, que posiblemente tiñeron el fluido de perforación, que a su vez tiñó el testigo exteriormente *⁵.

Le continúa halita caramelo a rosada mediante lámina irregular de anhidrita y siliciclásticos finos. La halita es de grano medio (2 a 3-4 mm hasta 10 mm), laminada a estratificada. Hay bandeamiento de cortezas de halita con textura competitiva vertical *chevron* y menor *cornets*, blanquecina de aspecto arborescente nuboso, con desarrollo vertical milimétrico a centimétrico, con halita tono caramelo a rosado que completa el bandeamiento. Al microscopio la halita limpia entre los cristales *chevron*, lo hace con tablillas de anhidrita y arcillas intercristalinas, y concentradas en líneas o microfisuras entre los cristales. Se intercalan cada 8-10 cm *partings* y láminas de 2-3 mm de anhidrita gris blanquecino microcristalina como particiones dentadas siguiendo topes textura *chevron*, e irregular de tipo 'astillosa' (*karren* cársticos), y en superficies onduladas a planas que truncan las cortezas de halita *chevron*. En el valle de las óndulas, que se infieren son de oscilación, hay anhidrita en sutiles microestructuras hidrodinámicas.

*⁵ Debe tenerse en consideración, que los *partings* oscuros pueden ser debidos al barro de perforación (saturado en sal) que con insolubles oscuros en suspensión, por el lavado de arcilias de niveles superiores, hayan contaminado los *partings* porosos.

Se enlaza con halita primaria caramelo, en fábrica geopetal (Hovorka 1987), oquedades verticales ('bolsillos' o *pits* cársticos) con terrígenos finos y anhidrita en las paredes y piso con halita limpia mosaico sin inclusiones fluidas, que termina de rellenar la oquedad. Le sigue una halita brechosa con clastos de halita nubosa primaria. Cementa los clastos, halita caramelo que rellena fisuras menores al centímetro, verticales y siguiendo la estratificación.

Le continúa en ciclicidad, halita "limpia" caramelo nubosa con texturas primarias, y halita arcillosa bandeada / sal fango caótica de tono pardo. La halita limpia con texturas *chevron* y *cornets*, tiene arcillas dispersas intercrystalinas. *Partings* a láminas muy delgadas de anhidrita se intercalan en la secuencia. Verticalmente, en forma transicional, el material terrígeno cobra más importancia y el tono litológico pardo claro se oscurece a un pardo medio.

Distorsiona la estratificación, halita translúcida en mosaico sin orientación, rellenando oquedades verticales (como 'bolsillos' o *pits* cársticos) con siliciclásticos finos y anhidrita residuales en la base y en la zona de contacto, con fábrica *geopetal*. Estas discontinuidades se suelen vincular a delgadas láminas de anhidrita y/o terrígenos asentadas en geoformas erosivas 'astillosas' (*karren* cársticos).

En los tramos de sal fango caótica, se han desarrollado cristales de halita limpia de hasta 20 mm, con vértices y aristas hacia arriba, cuando el material terrígeno es escaso, y con fábrica mosaico entrelazado sin orientación preferencial cuando el material siliciclástico fino aumenta su presencia. Se ha estimado un contenido insolubles (terrígenos) < al 5%. Se intercalan cada ~5 cm a 8-10 cm, *partings* y láminas de 2 - 3 mm de siliciclásticos pardo más anhidrita gris blanquecino.

En contacto abrupto erosivo, se inicia el segundo conjunto rocoso (C2) con un delgado banco de anhidrita gris blanquecino, con intercalaciones de halita translúcida. En la base, anhidrita microcristalina, compacta, laminada, y nódulos de 1-2 mm estratificados, con una intercalación central de varios niveles de prismas de yeso con base en común, transformados en halita y anhidrita pseudomórfica. Continúa anhidrita laminar con estructura de suaves repliegues, en partes enterolíticos, nodulosos, de 2 a 3 cm de espesor, disminuyendo hacia el tope, donde acompaña halita lentiforme, con mayor presencia en transición a halita cristalina.

Le suprayace halita caramelo - anaranjado grano medio a grueso (10 mm), con textura piramidal *chevron* y láminas delgadas de anhidrita blanquecina intercaladas cada 1 a 5 cm en los límites de estratificación. Verticalmente, en forma transicional, el material terrígeno fino

comienza a ser importante, y oscurece la roca a un tono pardusco, con la halita grano grueso hasta 20 mm y la arcilla intercrystalina, pasando a casi una halita fango caótica, compacta, donde los cristales de halita continúan gruesos y translúcidos a semitranslúcidos, en partes con arcilla intragranular que le da a los cristales de halita tonos parduscos semitranslúcidos.

Le continúa halita cristalina translúcida rosado pálido, grano medio, con escasa presencia de terrígenos finos, que pasa a halita algo arcillosa con tonalidad gris verdoso, que intercala un estrato delgado (~5 cm) siliciclástico fino gris pardo claro. Sigue bandeamiento de 5 a 10 cm de halita con variable proporción de siliciclástico fino intercrystalino y concentrado en los límites de estratos, dando cambios de tonalidades dentro del rosado al morado pálido, aunque aumentando notablemente la proporción de los mismos en el tramo final, llegando a formar tres niveles arcillosos de ~6 cm cada uno.

Le continúa halita cristalina translúcida con finas intercalaciones de anhidrita en particiones tipo zigzag, pasando a formar hacia el tope bandeamiento con halita con siliciclásticos finos, de tonalidad más oscura.

La columna de la facies salina terminal del Miembro Troncoso, finaliza con evaporitas que fueron inferidas por técnicas indirectas (perfiles eléctricos). Este conjunto rocoso, el tercero de la facies (C3), se inicia en la base, con un banco anhidrítico de ~0,60 m, que inferimos con características texturales similares a los dos anteriores, y le suprayace ~7 metros de halita limpia, con escasos siliciclásticos finos, en virtud del aplanamiento de la curva GR y la respuesta de los perfiles densidad, sónico y factor fotoeléctrico (sondeos PRC-4 y PRC-9, Anexos 40 y 41, entre otros).

6.3. SECTOR SIERRA NEGRA – PUESTO HERNÁNDEZ

6.3.1. Introducción

En la región de la Sierra Negra – Puesto Hernández, se ha reunido a un conjunto de yacimientos petrolíferos del centro norte neuquino, que incluye una pequeña franja limítrofe de la provincia de Mendoza (Fig. 44). Trata de los yacimientos Chihuido de la Sierra Negra (ChSN), Puesto Hernández (PH), Lomitas (Lo), El Trapial (ET), Puesto Molina (PMo), Desfiladero Bayo (DB), entre otros (Figura 49), que algunas veces con fines prácticos se han agrupado con el genérico Sierra Negra (SN). La región es exclusivamente de subsuelo, ya que los afloramientos más cercanos de la Formación Huitrín se hallan a 25 km al oeste en la zona de Filo Morado (véase capítulo 6.4.).

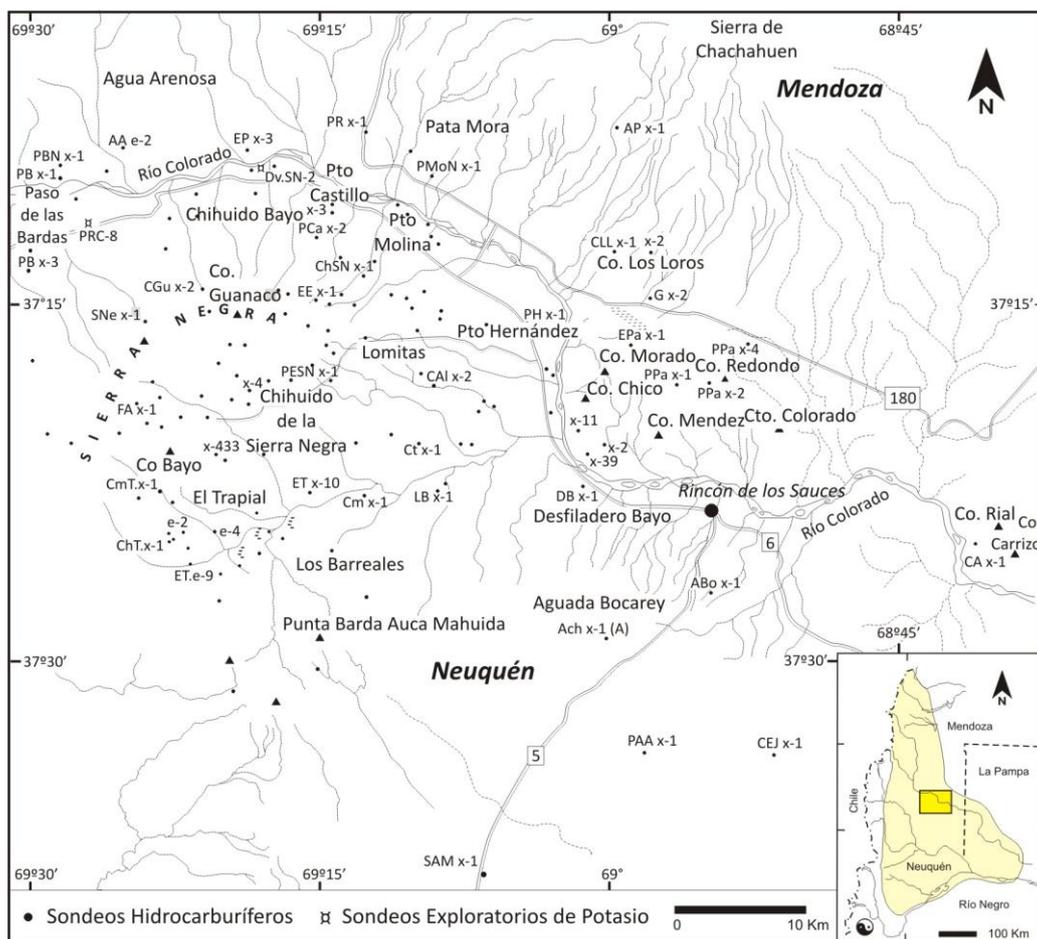


Figura 49. Mapa de la zona Sierra Negra – Puesto Hernández (Neuquén-Mendoza), con la ubicación de los yacimientos hidrocarbúricos y los sondeos citados en el texto (véase mapa con la totalidad de los pozos en Anexo 48).

Desde el punto de vista geológico, el área se ubica en la zona de la plataforma estructural, sector extraandino de la Cuenca Neuquina, donde en una nariz estructural regional, se destaca

la estructura Chihuido de la Sierra Negra. La estructura posee como característica distintiva, ser un anticlinal provocado por cuerpos ígneos andesíticos intruidos en la columna geológica, que ha sido un excelente reservorio de hidrocarburos en la Cuenca Neuquina (Kelly 1978; Pereyra & Márquez 1984; Orchuela *et al.* 1989, 2003; Comeron *et al.* 2001, 2002; Valenzuela *et al.* 2011).

El yacimiento ChSN, consta de un anticlinal con un amplio radio de curvatura con cierre en las cuatro direcciones, estructura que ronda los 125 a 130 km², desarrollada sobre una nariz estructural regional que asciende hacia el noreste. El abovedamiento de la cobertura sedimentaria (o del anticlinal) habría sido ocasionado por intrusiones ígneas andesíticas en profundidad en niveles de las Formaciones Quintuco, Vaca Muerta, Mulichinco, Agrio y Huitrín, con espesores totales que rondan los 71 a 251 metros (Kelly 1978; Pereyra & Márquez 1984, entre otros). Son numerosos los pozos que interesaron cuerpos ígneos, por ejemplo, en ChSN.x-4, se atravesaron 251 m de rocas ígneas; en ChSN x-2(I), 173 m; en ChSN x-7, 156 m; en ChSN x-10, 71 m; en ChSN a-72, 75 m (Kelly 1978; Pereyra & Márquez 1984; González & Aragón 2000), estando el sondeo ChSN x-4 en la posición cuspidal de la estructura anticlinal (Orchuela *et al.* 1989).

Se han diferenciado composicionalmente dos tipos de cuerpos acorde al porcentaje de sílice, uno superior, de composición intermedia, compuesto por una traquiandesita basáltica, que presenta una fracturación más intensa y más brechada que la parte inferior, de composición ácida, consistente en una granodiorítica, interpretando que la intrusión de este último, realizado a posteriori del anterior, habría sido el responsable de su intensa fracturación (Comeron *et al.* 2001, 2002).

En superficie el cuerpo andesítico principal forma el Cerro o Volcán Bayo de 1.381 m.snm., donde el intrusivo andesítico está asociado a un complejo de diques radiales de 3 a 4 km de extensión y de 2 a 10 m de potencia (Holmberg 1976; Ramos & Barbieri 1988). El Cerro Bayo se estima fue el principal centro magmático emisor de la zona (Holmberg 1976). González & Aragón (2000) han interpretado la estructura como un lacolito tipo árbol de navidad, mayormente andesítico, asociado a filones capa laterales, de composición basáltico – andesítica, y a un enjambre póstumo de diques radiales de composición dacítica. Valenzuela *et al.* (2011) señalan dos etapas en su generación, una de endomamiento y otra posterior de colapso de la caldera, a la cual se asocia fallamiento extensional y circulación de fluidos hidrotermales.

Estudios detallados de intrusivos en niveles de la Formación Huitrín, han determinado dos sistemas de fracturas principales, uno Suroeste - Noreste y otro Oeste – Este, casi verticales, en su mayoría abiertas, y formando bandas de 100 a 150 m con zonas de brechas de 30 m, que han compartimentalizado la estructura dando distintos yacimientos de hidrocarburos (Legarreta *et al.* 2008; Valenzuela *et al.* 2011), inclusive en algunos de los intrusivos ígneos intercalados en la Formación Huitrín (Comeron *et al.* 2001).

Los cuerpos ígneos han sido asignados tradicionalmente al Neógeno (Holmberg 1976; Kelly 1978; Pereyra & Márquez 1984; Orchuela *et al.* 1989, 2003; Comeron *et al.* 2001, 2002), incluso por dataciones radiométricas (véase referencias en Valenzuela *et al.* 2011).

6.3.2. Evapofacies

La columna geológica del Miembro Troncoso Superior yace sobre la facies eólica medanosa del Miembro Troncoso Inferior, se compone en la base por la facies anhidrita, a la cual le sigue la secuencia salina, que culmina en el Miembro La Tosca que la sobreyace.

A su vez, la secuencia evaporítica presenta intercalaciones de cuerpos ígneos (ChSN x-463 – Anexo 72, ChSN x-434 – Anexo 69, ChSN x-435 – Anexo 70, ChT x-1 – Anexo 73, ChT e-2 – Anexo 74, ChT e-4 – Anexo 75, ET e-9 – Anexo 81), como ocupando su espacio físico ó reemplazándola (ChSN a-72, ChSN x-389 – Anexo 66).

Sobre el río Colorado en la zona de Chihuido Bayo (Anexo 106), se presenta un área con disolución postdeposicional de la sucesión evaporítica, en partes parcial (ChB x-1, ChB x-2 – Anexo 61, Dv.SN-2 – Anexo 79), a total (ChBS x-1 – Anexo 62), que se vincula a la estructura en flor del fallamiento por donde transita el río, como se ha señalado en el sector mendocino (Zencich *et al.* 1999; Olea *et al.* 2011).

6.3.2.1. Facies Anhidrita

La facies anhidrita se compone de anhidrita microcristalina laminada gris oscuro, con la participación de arcilitas grisáceas hacia el tope. Con un espesor promedio de 8 a 14 metros, conforma un manto de distribución regional en la base del Miembro Troncoso Superior.

En la zona NO de la Sierra Negra, desde el Cerro Guanaco hacia Chihuido Bayo y Paso de las Bardas, el espesor medio se mantiene por debajo de los 10 m, mientras que en la estructura de ChSN - El Trapial, Los Barreales hacia el sur, y Lomitas, Puesto Hernández, Puesto Molina

hacia el NE, el espesor de la anhidrita ronda los 14 a 16 m, para continuar hacia el antepaís, con una disminución coincidente con el margen de cuenca de la sucesión evaporítica basal (Anexo 104). Sutiles variaciones de espesor no pudieron sistematizarse, pero se interpreta que en partes se deben al acomodamiento de la evaporita a paleoformas heredadas (campos de dunas?).

El bandeamiento de la anhidrita es fino, conformado por duplas entre anhidrita y calcita. Se dan intercalaciones de bandas microcristalinas de anhidrita translúcido blanquecino y delgadas intercalaciones carbonáticas blanquecino opaco, dando origen a cuplas. Suele aumentar el espesor de las dos láminas, incluyendo anhidrita oscura (más materia orgánica (?) o siliciclásticos finos oscuros). Las bandas milimétricas son relativamente paralelas, aunque hay crenuladas, hasta suaves arqueamientos. Hacia el tope las láminas se repliegan en el orden del centímetro a algo más, conjuntamente con la aparición de pequeños nódulos de anhidrita de 0,5 a 2 cm de diámetro (sondeo Duval SN-2 – Anexo 79).

Hacia el naciente, en Puesto Molina Norte y en Desfiladero Bayo, la facies presenta entre la arenisca del Miembro Troncoso Inferior y la anhidrita del Miembro Troncoso Superior, niveles de microbialitas laminadas, que incluyen estructuras estromatolíticas carbonáticas (Figura 33c, Anexo 99 - PMN x-1, Figura 42 - DB x-39, DB x-11). Se presenta una laminación suavemente distorsionada a disturbada en estructuras superficiales biosedimentarias “*petees*”, con engrosamiento de las láminas que siguen la distorsión, adelgazamiento e incluso truncamiento de los anticlinales (PMN x-1 – Anexo 99), que hacia los sectores más externos (DB x-11), incluyen suaves abultamientos en la base, que pasan a formas domales (*gas domes*) y estructuras complejas (*complex structures*), como las señaladas por Bouougri *et al.* (2007) y Bouougri & Porada (2007), o un delgado manto de caliza algal con una importante porosidad fenestral (Figura 42), al cual le sigue en sentido vertical, anhidrita en estructuras de microbialitas laminadas (DB x-39).

6.3.2.2. Secuencia Salina

La secuencia salina se compone de sal de roca con intercalaciones menores de bancos pelíticos y anhidríticos, en particular por encima de los horizontes potásicos, que se intercalan en el tercio superior de la secuencia. De esta forma se reconocen las tres informales secciones que se han identificado en la cuenca, la facies salina concentradora, la facies de sales amargas y la facies salina terminal. Hacia el E, se da una franja areal donde la secuencia salina no presenta la facies de sales amargas, y se encuentra en partes conformada por arcilitas grisáceas con

niveles de sal de roca, donde en algunos sondeos se ha intentado una correlación (Anexo 102). Más hacia el antepaís, la secuencia pasa a arcilitas grisáceas con bancos de anhidrita (CAI x-1 – Anexo 58, Ct x-1 – Anexo 76, LDB x-1 – Anexo 86) e incluso calizas*⁶ (en LDB x-2 – Anexo 87), donde no se han podido diferenciar las facies salinas, es decir, a cual de las facies pertenecen. En esta zona, el cero halítico se encuentra retraído ~5 km en relación al límite de la secuencia salina.

El cero de la secuencia salina con un rumbo casi meridiano (NNO-SSE), cruza el río Colorado al oeste de Puesto Molina, y hacia el sur toca los sondeos occidentales de Puesto Hernández, atraviesa Lomitas y en Los Barreales se desvía hacia el SO (Anexo 105). En la zona norte lindera al río Colorado (sondeos Puesto Castillo), la secuencia salina en el orden del kilómetro tiene espesores de 50 m, como puede observarse por dicha isópaca cercana al límite salino (Anexo 105). Hacia el sur, la isópaca 50 se va alejando gradualmente del cero de la secuencia, hasta alcanzar ~10 km en el zona de El Trapial. Hacia el oeste el espesor aumenta gradualmente, con una media en la zona norte de la Sierra Negra que ronda algo menos del centenar de metros, llegando a los sondeos de Paso de las Bardas con casi 170 m (véase sección 6.4). En la zona sur de la Sierra Negra, los espesores varían entre 50 y 70 m. A su vez, localmente en varias áreas se ve una disminución de los espesores de la secuencia salina (Anexo 105). En la zona cuspidal – meridional inmediata de la estructura anticlinal de ChSN, la secuencia llega a unos pocos metros, por debajo de los 20 m (ChSN x-11, ChSN x-17, ChSN x-433 - Anexo 68). Al norte, hacia el río Colorado, se presenta un área con disolución postdeposicional de la sucesión evaporítica, en partes parcial (ChB x-1, ChB x-2 – Anexo 61, Dv.SN-2 – Anexo 79), a una desaparición total del Miembro Troncoso Superior, poniendo en contacto las calizas del Miembro La Tosca con las areniscas del Miembro Troncoso Inferior (ChBS x-1, Anexo 62), que se vincula a la estructura en flor del fallamiento por donde transita el río, como se ha señalado en el sector mendocino (Zencich *et al.* 1999; Olea *et al.* 2011).

6.3.2.2.1. Facies Salina Concentradora

La facies salina concentradora se compone de halita pura con la participación subordinada de anhidrita y escasos siliciclásticos finos. Con un espesor de 10 a 18 m en el sector oriental de Lomitas – El Trapial, aumenta gradualmente a 60 m al oeste de la estructura ChSN, llegando a un espesor de 100 m en la zona de Paso de las Bardas (véase sección 6.4).

*⁶ Calizas que podrían responder a arrastre de las calizas del Miembro La Tosca en el cutting.

La halita se presenta cristalina, transparente a gris blanquecina translúcida a gris claro, tamaño de grano fino, de microcristalina a 2 mm, que llegan a 5 mm, en bancos delgados de 2 a 6 cm hasta 10 cm de espesor (sondeo Dv.SN-2 - Anexo 79). Presenta textura en mosaico laminada, donde pueden reconocerse remanentes de cúmulos cristalinos en la base, mientras que hacia arriba hay núcleos de textura chevron, ambas con sobrecrecimientos transparentes y parcialmente recristalizadas. La anhidrita se presenta microcristalina gris verdoso, gris pardusco a gris blanquecino, en láminas que rondan el milímetro, y que llegan a formar estratos muy delgados de 2-3 cm, que se intercalan cíclicamente en la sucesión de halita. Verticalmente, en forma transicional, las láminas de anhidrita ven disminuida su participación, con delgadas intercalaciones que están por debajo del centímetro. Sutiles microestructuras hidrodinámicas en los delgados estratos de anhidrita intercalados en la halita, pudieron ser identificadas (sondeo Dv.SN-2 - Anexo 79), pero con dudas, ya que la transformación yeso a anhidrita en el soterramiento suele deformar la fábrica laminar deposicional originada por la lluvia pelágica de los cristales de anhidrita (Warren 2006).

La facies a través de los registros eléctricos, se presenta en la base del sector centro - occidental, con halita en un contacto neto sobre la facies anhidrita (anexos 61, 71, 80, 84, 85, 101, sondeos ChB x-2, ChSN x-462, EE x-1, FA x-1, LRm x-1, SNe x-1, resp./), mientras que en los sondeos periféricos con el antepaís, muestra una participación de anhidrita en lo que es la zona de traslapo anhidrita - halita, es decir, la zona de transición entre la facies anhidrita y la facies salina concentradora que disminuye gradualmente y se convierte en predominantemente halítica (anexos 57, 73, 74, 75, 77, 81, 82, BT x-1, ChT x-1, ChT e-2, ChT e-4, CmT x-1. ET e-9, ET e-10, resp.).

La zona de transición de la facies anhidrita a la facies salina concentradora (zona de traslapo anhidrita – halita), pudo ser observada en un testigo de un pozo cercano al lomo de la estructura Chihuido de la Sierra Negra (sondeo ChSN x-434 - Anexo 69), donde se da un bandeamiento de anhidrita microcristalina gris oscuro con halita de tono caramelo translúcido, formando estructuras entrecruzadas de pequeña escala, sobre suaves óndulas de oscilación (Figura 34). Análisis difractométrico de rayos X de la anhidrita señala que se encuentra con halita subordinada y trazas de arcillas, cuarzo, feldespatos, calcita y plagioclasas (Anexo 3.1b).

Anhidrita también se hace presente (subordinada) en el tercio central de la facies, que en algunos casos, se da desde la base de la facies (anexos 64, 84, 85, 96, 97, 100, ChSN x-18, FA x-1, LRm x-1, PCa x-2, PCa x-3, PESN x-1, resp.). En estos sondeos, con *cutting* y registros

eléctricos solamente, tomando en cuenta lo observado en los testigos de corona, se infiere que la anhidrita participa en láminas y delgados estratos en la sucesión halítica.

Cercano al tope de la facies salina concentradora (aproximadamente a 10-15 metros), la facies halítica, se ve interrumpida por una delgada intercalación siliciclástica fina de arcilita gris medio, poco compacta, algo plástica, acompañada por un nivel de anhidrita gris blanquecino en su tope, para continuar halita en la columna. Hacia el NO, zona de Paso de las Bardas, el material siliciclástico fino pierde presencia y la intercalación se hace predominante de anhidrita. En algunos sectores de borde de la máxima expansión de la salmuera, los perfilajes muestran que al banco de anhidrita, puro en la base, intercala halita paulatinamente en mayor proporción, hasta que predomina halita nuevamente (anexos 63, 81, 82, 84, 85, 97, sondeos ChSN x-15, ET e-9, ET e-10, FA x-1, LRm x-1, PCa x-3, entre otros). El espesor estimado por los perfiles eléctricos ronda el metro, mientras que en sectores cercanos al límite salino, la dupla arcilita - anhidrita se estima en algo más de 1 m y el bandeamiento anhidrita - halita en 2 a 3 m (Anexo 64 – sondeo ChSN x-18; anexos 73 y 74 - sondeos ChT x-1 y ChT e-2; anexos 81 y 82 - sondeos ET e-9 y ET e-10).

Culmina esta facies salina basal con 8 a 15 m de halita cristalina, con la participación subordinada de anhidrita, posiblemente en delgadas laminaciones, en cuyo tope se comienza a manifestar la facies de sales amargas.

6.3.2.2.2. Facies de Sales Amargas

La facies amarga sugerida por las gráficas de interrelación se compone de la mezcla salina de silvita y halita (PoT x-1, PuT x-1, RaT x-1, RuT x-1, ChT e-4 - Anexo 75.1 y ET e-9 - Anexo 81.2), que hacen a la paragénesis asimilable a la zona minera de PRC (véase sección 6.2 Mendoza). En *cutting* la silvita se menciona como cristalina con tonalidades rojo intenso a medio, anaranjado, fractura irregular, con masiva a moderada compactación, y la halita es translúcida, blanquecina, con fractura irregular y según clivaje cúbico, compacta. La respuesta gamma de los bancos amargos supera en general las 200 unidades API, por lo menos, en aquellos sondeos perforados en calibre, indicativo de una importante relación silvita/halita.

De la correlación de las distintas reflexiones gamma, se han diferenciado 5 a 7 bancos de sales potásicas que han sido agrupados en dos niveles amargos, uno inferior y otro superior, separados por un intervalo de sal de roca. El nivel de sales amargas inferior, varía entre 2 y 9 metros, con una relación media silvita/halita de 1:4, mientras que el nivel superior, varía entre

1,6 a 4,5 m, con una relación media silvita/halita variable de 1:8 a 1:4. La sal de roca que separa los dos niveles amargos ronda en general los 5 m a 2 m hacia el cero del nivel superior de la facies amarga.

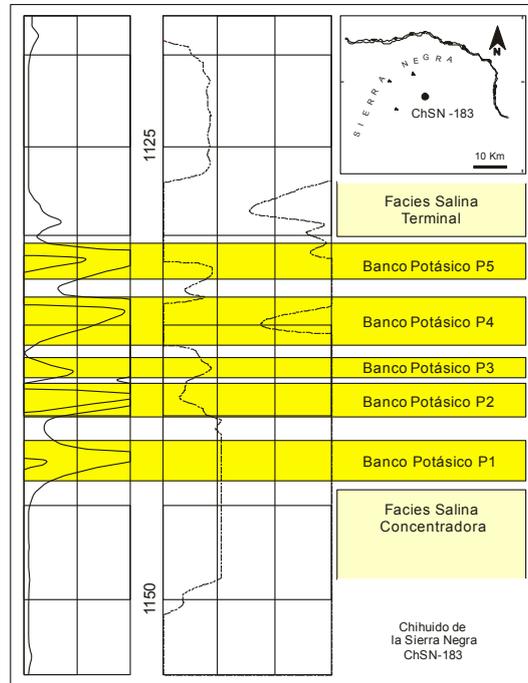


Figura 50. Definición de los bancos potásicos del nivel inferior de sales amargas en la zona Chihuido de la Sierra Negra.

Para el evento de sales amargas inferior, se han identificado 5 bancos potásicos nominados de abajo arriba como: P1, P2, P3, P4 y P5 (Figura 50); algunos de ellos insinuaban un segundo banco, pero por su adyacencia y escasa manifestación, se los agrupó en uno solo. Los bancos P1 y P5, o sea, los bancos inferior y superior del primer evento de cristalización amarga en la zona ChSN, presentan escaso desarrollo areal, un bajo contenido en potasio y muestran fuerte presencia de insolubles, llegando a gradar a bancos de siliciclásticos finos. Los niveles P2, P3 y P4 con un contenido en potasio importante y bajos contenidos en insolubles, presentan una distribución uniforme. El nivel P4 tiene en algunos sectores una menor presencia y muestra un contenido relativo en insolubles mayor a P2 y P3. En este último caso, el nivel P5 queda diferenciado como veremos más adelante.

El nivel de sales amargas inferior presenta una distribución areal mayor al nivel superior (anexos 106, 107). El cero areal del nivel de sales amargas inferior, en general acompaña la geoforma del límite de la secuencia salina, retraída ~7 a 10 km (Anexo 106). En la zona del río Colorado - Puesto Castillo el cero amargo tiene rumbo N-S y en la zona de Aguada de la Cerda se genera un retraimiento de la ribera de los amargos hacia el oeste de ~64 km², en respuesta

a un área suavemente positiva durante la depositación del potasio, donde es posible correlacionar la depositación amarga con bancos pelíticos (Anexo 102). El límite de las sales amargas en la zona de Lomitas toma rumbo N-S, hasta que en la zona de El Trapial toma dirección NE-SO, cerrando la zona en análisis por el sur (Anexo 107).

El cero del nivel de sales amargas superior muestra en el sector nordeste, zona Puesto Castillo, un límite que se superpone al nivel inferior (Anexo 107). A partir de Cerro Guanaco, hay una retracción hacia el oeste que supera escasamente la decena de kilómetros, y en la zona del Cerro Bayo, se infiere toma un rumbo este-oeste o latitudinal. Esta sistematización areal no es taxativa, ya que hay sondeos, por ejemplo, CGu x-2 (Anexo 59) donde el nivel superior no se manifiesta en la zona definida, y a su vez, están los sondeos ChSN x-15 (Anexo 63), ChSN x-391 (Anexo 67), entre otros, por fuera de dicha zona, que presentan el banco P5 diferenciado y que puede ser interpretado como formando parte del nivel de sales amargas superior (Anexo 107). En síntesis, el mapeo por registros eléctricos de ambos niveles es orientativo en la zona en análisis.

Al este del cuerpo principal del aparato volcánico del cerro Bayo, en el SO de la culminación principal de la estructura anticlinal de ChSN, hay un área de aproximados 30 km², donde la facies de sales amargas no se manifiesta (Anexo 106), acompañando la disminución en los espesores de la secuencia salina (anexos 103, 105).

6.3.2.2.3. Facies Salina Terminal

La secuencia salina continúa por encima de las sales potásicas con 30 a 35 m de sal de roca, en la cual se intercalan bancos delgados con siliciclásticos finos y de anhidrita, que hemos agrupado informalmente en la facies salina terminal, la cual tendría una extensión areal similar a la de la facies salina concentradora.

La halita se presenta cristalina, translúcida a blanquecina. Los niveles siliciclásticos finos se componen de arcilitas a limoarcilitas gris medio a gris oscuro, plásticas a algo plásticas, poco compactas, con espesores que van de 1 a 1,5 m. Estos litosomas clásticos, de los que en la zona se han diferenciado de 6 a 9 niveles, por lo menos en la resolución de los perfilajes, son acompañados algunos de ellos por anhidrita suprayacente. Los sulfatos se han diferenciado, en el primer banco pelítico que sigue al intervalo potásico, y en bancos intermedios hacia el tope, con un espesor que rondaría el medio metro (Figura 47), y responderían a los bancos basales de los ciclos C1 y C3, mientras que la base del ciclo C2, con la excepción del sondeo ACB x-1

(Anexo 51), en general, se lo ha definido por correlación con la zona sudmendocina (anexos 102, 103).

Asimismo, en virtud de que se presentan trazas de anhidrita en el *cutting* acompañando la halita, se infiere que la anhidrita esté como láminas en el orden del milímetro al centímetro cíclicamente en la halita, tal como ha sido observado en la facies salina concentradora en el sondeo Dv.SN-2 y en los restantes testigos en la cuenca.

En la zona de El Trapial, la mineralogía de las arcilitas y limoarcilitas por gráficas de interrelación de perfilajes eléctricos (espectrometría de rayos gamma - NGS) da illita y en menor proporción por interestratificados (Th vs K), con un acercamiento a halita (Pe vs K), sugiriendo una roca de tipo sal fango caótica o sal arcillosa bandeada (sondeos CmT x-1, ChT x-1, anexos 73 y 74).

Por encima de esta facies salina cuspidal, hay 5 a 6 metros de siliciclásticos finos, arcilitas a limoarcilitas gris medio a gris verdoso, poco compactas, en parte plásticas, que componen el intervalo clástico fino basal del Miembro La Tosca. Este banco de arcilitas, suele espesarse y alcanzar espesores de 8 m, donde se ha observado que intercala cerca de la base del mismo, un banco de anhidrita, el cual se lo ha correlacionado, surgiendo que podría formar parte de la sucesión salina de la facies salina terminal.

En el sondeo Dv.SN-2, por debajo de las calizas del Miembro La Tosca, se presentan niveles siliciclásticos finos con débil respuesta carbonática, un bandeo gris claro, muy fracturados. En la base de estos terrígenos, se observa una intercalación de yeso (anhidrita) blanco nodular mosaico deformado (*“chicken wire”*), que se puede interpretar como perteneciente al tope del Miembro Troncoso Superior, facies salina terminal ^{*7} (Anexo 79) como se ha señalado en el párrafo anterior. Las calizas del Miembro La Tosca son micríticas gris oscuras en tramos con bandas delgadas más claras, laminadas, gris medio en fractura fresca. Estratos oolíticos y fosilíferos con bivalvos pequeños, cuyas oquedades presentan microgeodas de calcita. Fisuras paralelas y cruzando la estratificación rellenas de halita rosada fibrosa y cristalizada en diente de perro. Presenta tramos muy fracturados.

Las distintas evapofacies del Miembro Troncoso Superior en la zona se acuñan hacia el naciente, como se puede ver en las correlaciones de carácter regional (anexos 102 y 103) y en el mapa del anexo 108.

^{*7} Al no haber testigos infrayacentes, ni perfilajes, es una interpretación que deberá analizarse con más detalle.

6.4. SECTOR DE PASO DE LAS BARDAS - FILO MORADO - CHOS MALAL

6.4.1. Introducción

La región en análisis se encuentra en el norte de la provincia del Neuquén, comprende desde el paralelo que cruza la localidad de Buta Ranquil, hasta el que pasa por Chos Malal (37°S - 37°25'S), y de oeste a este, desde el valle del Curí Leuvú, hasta las estribaciones occidentales de la Sierra Negra (70°20'O - 69°25'O) (Figuras 44, 51).

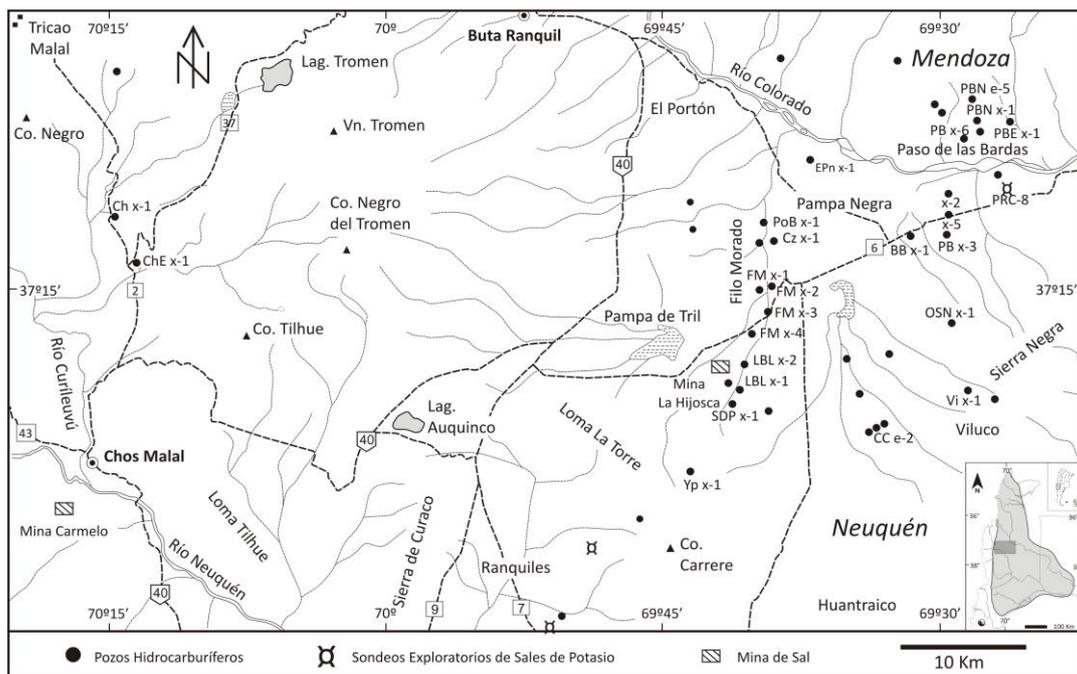


Figura 51. Zona de Paso de las Bardas – Filo Morado – Chos Malal (Neuquén-Mendoza) con la ubicación de los sondeos citados en el texto (véase mapa con la totalidad de los pozos en anexos 109-110).

La geología de la zona se caracteriza por presentar el ámbito estructural conocido como Faja Plegada y Corrida (FPyC) Andina (Vásquez & Gorroño 1980) con el Complejo Volcánico del Tromen en la zona central. Al poniente del complejo volcánico, la FPyC toma el nombre de Chos Malal (Anexo 110), mientras que al naciente, la FPyC se nombra Malargüe (Anexo 109).

Hacia el este, se ingresa a un sector de transición a la plataforma estructural, con el sinclinal de la Pampa Negra y suaves anticlinales limitados por fallas, que fueron perforados como potenciales prospectos de hidrocarburos, pasando más al oriente, a la zona extraandina de la Sierra Negra (Mombrú & Uliana 1979; Digregorio & Uliana 1980) (Anexo 109).

6.4.2. Formación Huitrín - Miembro Troncoso Superior

La Formación Huitrín se presenta con los miembros Chorreado, Troncoso Inferior, Troncoso Superior y La Tosca. Aflora en la FPyC de Chos Malal en los limbos de los pliegues apretados que caracterizan la zona, muy bien preservada en algunos sinclinales (Zollner & Amos 1973; Lebinson *et al.* 2015) (Anexo 110). Al este, bordeando al anticlinal de Chihuido de Tril, se dan los afloramientos rocosos más orientales de la Formación Huitrín, en una angosta faja de rumbo norte – sur, intensamente afectada tectónicamente en el entorno del Miembro La Tosca (Viñes 1989), donde pasa al naciente al ámbito de subsuelo (Anexo 109).

Un horizonte de anhidrita o yeso por alteración, es el material evaporítico que aflora del Miembro Troncoso Superior. Se apoya sobre las areniscas fluvioeólicas del Miembro Troncoso Inferior y es cubierto por calizas con arcilitas subordinadas del Miembro La Tosca. En el subsuelo oriental se reconoce entre el nivel anhidrítico y el Miembro La Tosca, la presencia de sal de roca con espesores muy variables, que en su tercio superior intercala sales de potasio y que forman parte de la secuencia salina.

La vinculación de las evaporitas del Miembro Troncoso Superior a las estructuras subaflorantes sobrecorridas y *duplex*, incluyendo el arrumbamiento de evaporitas en los diapiros salinos, ha llevado a que se observe un comportamiento diferencial entre las evapofacies del miembro. En el tren estructural Filo Morado - El Portón, los sondeos han hallado al horizonte anhidrítico que se habría comportado como una unidad mecánicamente competente junto a las unidades subyacentes, mientras que la sal de roca, respondió plásticamente como zona de despegue (Vergani *et al.* 2002). En las culminaciones de las estructuras anticlinales sobrecorridas, las evaporitas del Miembro Troncoso Superior se adelgazan (25 y 53 m de anhidrita y sal de roca en FM e-2 y FM x-3, 13 m de anhidrita sin sal en Y x-1 - Anexo 123), mientras que, en los limbos de las fajas de imbricación dentro de las zonas triangulares, hay notables engrosamientos de sal de roca que se presenta sumamente craquelada y brechada (245 m en Cz x-1, 826 m en EPn x-1, 352 m en FM x-1 - Anexo 114, 351 m en LB x-1, 115 m en LB x-2, 398 m en SDP x-1 - Anexo 121). Entre estos dos extremos se registra toda una variedad de deformaciones que ha provocado la distorsión de la sucesión salina, e incluso se observan repeticiones de las evapofacies (FM x-4, LB x-2, PoB x-1 - Anexo 119).

Dada la deformación tectónica de las evaporitas, el análisis de la región se realizó con un énfasis en la información proveniente de los pozos de la zona de transición – plataforma, donde la secuencia sedimentaria se encuentra menos deformada. En particular, el análisis

detallado del tramo con sales amargas, fue basado en el sondeo PRC-8 (Anexo 118 y subanexos).

6.4.2.1. Facies Anhidrita

La facies anhidrita aflora en la FPyC de Chos Malal (Anexo 110) con anhidrita o yeso por alteración, de tono gris blanquecino; alcanza espesores de 25 m en el Cerro Cañañán en la zona de la desembocadura del arroyo Menucos en el río Curi Leuvú y entre 7-10 m al este de Tricao Malal (Zollner & Amos 1973) (Anexo 110). La anhidrita se halla sobre las areniscas del Miembro Troncoso Inferior y es sobrepuesta por las calizas del Miembro La Tosca. En idéntica ubicación estratigráfica se la encuentra preservada en el subsuelo en dos sondeos hidrocarburíferos que han interesado la Formación Huitrín (Ch x-1 - Anexo 112, ChE x-1 - Anexo 113). Aquí, la anhidrita alcanza 20 m, mencionada en los recortes de perforación con tonos gris blanquecino a gris pardusco, cristalina, masiva, compacta, en partes fibrosa y con reacción calcárea.

En los afloramientos más orientales de la zona, la facies anhidrita se encuentra compuesta por anhidrita – yeso gris blanquecino, apoyada sobre las areniscas del Miembro Troncoso Inferior, e infrayace las calizas del Miembro La Tosca. Presenta un desarrollo meridiano bordeando al anticlinal de Chihuido de Tril, desde el cerro Pequencó – Rincón de Correa sobre el río Colorado hasta la Pampa de Tril por el sur (Holmberg 1976), donde pasa al naciente al ámbito de subsuelo. En los sondeos, la anhidrita se menciona en el *cutting* como pura, cristalina, masiva, de tonalidad gris blanquecino, gris castaño claro, en parte acompañada por anhidrita terrosa blanquecina, con leve reacción calcárea; hacia el tope, se presenta con escasas impurezas de arcilita gris verdoso oscuro. La facies varía entre 9 y 12 m de espesor (PB x-1, PB x-2, PB x-3 - Anexo 117, PB x-5, PB x-6 – Anexo 34, BB x-1, Vi x-1 - Anexo 122).

6.4.2.2. Secuencia Salina

La secuencia salina en la región en análisis muestra una distribución dispar, en la zona de la FPyC de Chos Malal, los sondeos Ch x-1 y ChE x-1, no la han atravesado, ya sea por no depositación, erosión o deformación tectónica. Al naciente, en la zona de Filo Morado – Paso de las Bardas, los sondeos han hallado una espesa secuencia de sal de roca sobre la facies anhidrita, que en la base de su tercio superior presenta intercalaciones de bancos potásicos.

6.4.2.2.1. Facies Salina Concentradora

El espeso horizonte de la facies salina concentradora, se presenta en los recortes de perforación compuesta de halita cristalina, translúcida, blanquecina, limpia, con escasa anhidrita gris blanquecino, masiva, poco compacta. Este horizonte se manifiesta con una mayor presencia en el sector central de la facies (anexos 117 y 122, sondeos PB x-3 y Vi x-1), donde se infiere en delgadas intercalaciones, como se ha observado en los testigos corona de los sondeos PRC y Duval. Hacia el tope de la facies, a 13 – 14 m por debajo del piso del primer manto potásico, se ubica un delgado banco que está por debajo de los 2 m, de anhidrita gris blanquecino, con escasos siliciclásticos finos grises en su base. La facies alcanza espesores de 55 a 107 m (PB x-1, PB x-2, PB x-3 - Anexo 117, PB x-5, PB x-6 – Anexo 34, BB x-1, OSN x-1, Vi x-1 - Anexo 122).

En los metros más cercanos a los niveles potásicos, la halita se presenta en una asociación granular, con cristales subhedrales a anhedrales, blanquecinos translúcidos a transparentes, del orden del milímetro al centímetro, y escaso material siliciclástico fino intercrystalino que torna la roca a un tono gris claro (PRC-8 – anexos 118, 118.1). La halita muestra una textura interna piramidal, con inclusiones fluidas y sólidas siguiendo la textura competitiva vertical en ‘v’ *chevron*. Gradualmente, la presencia de material terrígeno toma una relativa importancia y oscurece la tonalidad a un gris medio. Se intercalan en suturas dentadas cada 5-15 cm, láminas de anhidrita blanquecina de 2-3 mm de espesor a imperceptibles hacia los bancos con sales amargas. Hacia el tope el material toma características brechoides con clastos angulosos de sal arcillosa, y grandes cristales de sal hialinos de varios centímetros.

6.4.2.2.2. Facies de Sales Amargas

La facies de sales amargas por perfilajes está formada por dos paquetes de sales de potasio separados por sal de roca con un contenido escaso en potasio, conformando un espesor total que varía entre 9,5 a 23 m (PB x-1, PB x-3 - Anexo 117, PB x-5, PB x-6 – Anexo 34, OSN x-1, PBE x-1 – Anexo 35, BB x-1, PRC-8 – Anexo 118). En la zona sureste, tectónicamente menos influida, se presenta un solo manto que se lo asigna al nivel de sales amargas inferior (sondeos LMa x-1 – Anexo 115, Vi x-1 – Anexo 122, CC e-2) (anexos 124, 125). Éste, a su vez, tiene continuidad con la zona de Sierra Negra - Puesto Hernández (Anexo 108), mientras que en aquellos pozos vinculados a la faja subaflorante Filo Morado – El Portón (SDP x-1 – Anexo 121, RuC x-1 – Anexo 120, entre otros) se asocia a la deformación tectónica de la columna.

Por análisis DRX de muestras del sondeo PRC-8 (anexos 3.10, 3.11, 3.13), la paragénesis amarga consiste en halita + silvita con presencia de siliciclásticos finos en algunos bancos; en el *cutting*, la silvita se presenta cristalina rojo brillante a anaranjado moderado brillante, y la halita blanquecina translúcida cristalina. A su vez, gráficas de interrelación realizadas con puntos representativos del sondeo CC e-2 sugieren que la paragénesis esta formada por silvita + halita.

El nivel de sales amargas inferior se compone de 1 a 4 bancos de silvinita, con un espesor total que ronda de 3,4 a 9 m (BB x-1, CC e-2, PB x-1, PB x-2, PB x-3 - Anexo 117, PB x-5, PB x-6 – Anexo 34, PRC-8 – Anexo 118, Vi x-1 - Anexo 122). En la base, cristales de silvita aislados de alrededor de 5 mm generan las primeras bandas de silvinita en cristales finos a medios, que pasa a cristales de halita que rondan los 10 mm, hasta aisladamente 30 mm (anexos 118, 118.1 - sondeo PRC-8). Las bandas de silvinita se van acercando, aumentando relativamente la presencia de silvita, que toma tono rojo ladrillo, con tamaño medio de grano 5 mm; ésta es acompañada con halita grano 10 mm, transparente a translúcida, y escasa arcilla diseminada intercrystalina. La silvita toma el tinte rojo opaco por plaquitas de hematita diseminadas en los cristales.

La silvinita se presenta en estratos de 10 a 12 cm con textura mosaico estratificado, donde hay un ajuste de los cristales de silvita a los espacios que deja la halita, en los cuales muestra un leve desarrollo cristalino mayor en la horizontal; en algunos casos se observan las terminaciones en “v” de la textura *chevron* de la halita. Se intercala un tramo delgado de silvinita blanquecina translúcida con brillo nacarado a un amarillento muy pálido, sin el hierro característico de los cristales de silvita en el resto de los bancos. Le sigue una suave inclinación de los bancos de silvinita que se torna mayor en la columna, donde material siliciclástico fino intercrystalino conforma bandas deformadas en óndulas subverticales. Se pone en contacto lateral y superior, acompañando la geofoma ondulosa, un agregado cristalino de silvita de hasta 6 cm de espesor y largo de 30 cm (excediendo límite testigo). Este agregado lo constituye un núcleo de silvita cristalina semitranslúcida a blanquecino brillo nacarado con el típico clivaje cúbico, que hacia los bordes en el contacto con la silvinita arcillosa, presenta un ribete coloforme rojizo translúcida a rojo ladrillo de milímetro a centímetro de espesor con inclusiones microscópicas de hematita en la silvita. Hacia el tope del nivel potásico inferior se da un bandeamiento más delgado, con un tamaño de grano de 10 y 5 mm en la halita y silvita (resp./); la silvita muestra mayor desarrollo en la horizontal y tonalidades rojo ladrillo, culminando el nivel inferior con una mayor presencia de siliciclásticos finos intercrystalinos,

que llegan a constituir en la silvinita delgados estratos arcillosos gris verdosos (anexos 118, 118.2 - sondeo PRC-8).

Verticalmente, en forma transicional, el tamaño de grano de las sales se hace mayor, en el orden del centímetro; las bandas de silvita se distancian y se intercalan en la halita cada 5 a 7 cm, dando forma al nivel salino que separa los dos eventos potásicos (anexos 118, 118.3 - sondeo PRC-8). La halita aparece con cristales translúcidos, de textura interna *chevron* y tamaño de grano 10 mm, y cristales libres de inclusiones que suelen llegar a los 50 mm. Hacia arriba se observa una variación en el tamaño de grano, que se hace menor; no obstante, mantenerse en el orden del cm. Este horizonte salino con una menor presencia de silvita posee en la zona espesores de 5 a 8 m (Anexo 34 – sondeo PB x-6, Anexo 35 – sondeo PBE x-1, Anexo 117 – sondeo PB x-3, anexos 118, 118.3 – sondeo PRC-8).

Cercano al tope del intervalo salino, se da un acercamiento de las bandas de silvita en un tramo de 0,50 m, dando forma a un delgado banco de sales de potasio, que concurrente con una presencia mayor de terrígenos finos con sutiles estructuras mecánicas, le da un tinte rojo oscuro a la base del tramo por 0,30 m (anexos 118, 118.3 – sondeo PRC-8). Este nivel ha sido nominado como nivel de sales amargas intermedio. En los pozos cercanos, el banco salino ronda espesores por perfilajes de 1,4 a 2 m. Los sondeos PB x-3 (Anexo117) y BB x-1, constituyen las manifestaciones más australes de dicho nivel que han podido ser reconocidas en la cuenca dentro de la resolución de los perfilajes (anexos 124, 125).

Gradualmente hacia el tope del nivel salino interpotásico, las bandas de silvinita se van acercando, disminuye el tamaño de grano y se da forma al nivel amargo superior. Este manto potásico se presenta en la zona con espesores de 2 a 7,6 m, diferenciados en 1 a 2 bancos (PB x-1, PB x-3 - Anexo 117, PB x-5, PB x-6 – Anexo 34, PBE x-1 – Anexo 35, BB x-1, PRC-8 – Anexo 118).

La silvita se manifiesta con un grano de 5 mm tono rojo ladrillo opaco, también en individuos de mayor tamaño, cristalinos translúcidos blanquecinos con bordes rojizos por el hierro. Ambas variedades de silvita poseen características similares al nivel de sales amargas inferior (anexos 118, 118.4 – sondeo PRC-8). La textura de la silvinita, en general, es de tipo estratificada y trata de un mosaico de cristales de silvita rojizos, con desarrollo preferencial en la horizontal, entremezclada con cristales de halita translúcida a blanquecina. Ambos minerales muestran el clásico clivaje cúbico que los caracteriza, y a ellos se asocian agregados intercristalinos de siliciclásticos finos en trazas.

Es destacable la presencia de arcillas en todo el tramo salino, tanto diseminada intercrystalina, como formando láminas hacia el tope, acompañada por un mayor tamaño cristalino de las sales, que da por finalizando el evento potásico. Los argilominerales diseminados en la base del nivel amargo superior consisten en esmectitas + interestratificado clorita-esmectita, ambas abundantes con cristalinidad mala, a las cuales acompaña Illita con cristalinidad mala y el interestratificado illita-esmectita y cuarzo como trazas (Anexo 3.11 – sondeo PRC-8). Por su parte, la mineralogía de arcillas de una lámina intermedia, se compone del interestratificado clorita-esmectita con buena cristalinidad más illita con regular cristalinidad y trazas del interestratificado illita-esmectita, caolinita y clinoptilolita, asociadas con cuarzo y feldespato potásico subordinados (Anexo 3.10 – sondeo PRC-8).

En los restantes sondeos en los que se contó con la información petrolera clásica, las arcillitas grisáceas presentes en los intervalos de sales amargas inferior y superior, han sido manifiestas en los recortes de perforación y han tenido una muy buena respuesta en los perfiles eléctricos (PBE x-1 - Anexo 35, PB x-2, PB x-3 – Anexo 117, PB x-5, Vi x-1 – Anexo 122).

6.4.2.2.3. Facies Salina Terminal

Continúa en sentido vertical, la facies salina terminal con 26 a 73 metros de sal de roca. La participación de siliciclásticos finos es notoria, y se concentra en 8 a 9 intervalos con espesores que rondan el metro, de los cuales en dos de dichos intervalos se asocia anhidrita (PB x-1, PB x-2, PB x-3 - Anexo 117, PB x-5, PB x-6 – Anexo 34, PBE x-1 – Anexo 35, BB x-1, OSN x-1, Vi x-1 - Anexo 122).

La facies salina terminal se inicia con un banco de 0,58 m de anhidrita con base abrupta, de tonalidad gris blanquecino, laminada planar a ondulosa hacia el tope, compacta, con lentes de halita y de un material con tintes rosados (silvita?) (anexos 118, 118.5 – sondeo PRC-8). La halita toma una participación importante en la parte superior del banco anhidrítico, en transición a la sal de roca que le continúa. En los dos primeros metros, la halita en cristales translúcidos es de tono rosado pálido y pasa a un tinte anaranjado en los 2 m siguientes; la coloración se torna más clara hacia el tope de todo el conjunto salino, con variaciones sutiles de tonalidad en bandas gruesas de 5 a 10 cm, donde en las bandas “oscuras” se manifiestan por la presencia de arcillas intercrystalinas. Acompañan a la sección salina delicadas intercalaciones de anhidrita, en láminas de 5 mm a menos de 1 mm; en ocasiones su presencia es difusa, con trazas de anhidrita siguiendo el límite de los cristales de halita en cierta horizontalidad (anexo 118, 118.5 – sondeo PRC-8).

El resto de la columna de la facies salina terminal, por el *cutting* de los sondeos petrolíferos, se compone de halita que se menciona como pura, cristalina, translúcida, compacta; acompañada por arcilitas gris medio, masivas y de fractura irregular que se agrupan en bancos de 1 a 1,5 m, y anhidrita subordinada gris blanquecino, poco compacta y aspecto terroso.

Como se ha identificado en los sectores precedentes (capítulos 6.2. y 6.3.), en la facies salina terminal se han reconocido los tres ciclos evaporíticos de la facies salina terminal (Anexo 124). El banco anhidrítico descrito en párrafo precedente de los testigos de corona del sondeo PRC-8 (anexos 118, 118.5), y con buena respuesta en los registros eléctricos (PRC-8, PB x-3, PBE x-1 - anexos 118, 117, 35, resp.), forma parte del banco basal del primer ciclo evaporítico C1. Por registros eléctricos y *cutting*, se ha podido diferenciar el banco anhidrítico basal del tercer ciclo evaporítico (C3) (PRC-8, PB x-3, PBE x-1 - anexos 118, 117, 35). La base del ciclo C2, se lo ha definido por correlación con el sondeo PRC-9 (Anexo 41) de la zona sudmendocina.

Sella la secuencia evaporítica, 4 a 6 metros de arcilita gris medio a gris verdoso, masiva, con fractura irregular y poco compacta, que se asigna a la base del Miembro La Tosca.

Hay sectores muy localizados al norte del río Colorado, donde las calizas del Miembro La Tosca se hallan en contacto con la facies anhidrita del Miembro Troncoso Superior, de modo que no se registra la secuencia salina (sondeos PBN x-1, PBN e-5 en la provincia de Mendoza (anexos 45, 125). Zencich *et al.* (1999) han interpretado dicho fenómeno como producido por disolución de la sal por aguas subsaturadas ascendentes en zonas fracturadas desde las areniscas del Miembro Troncoso Inferior, provocando el colapso de las suprayacentes calizas del Miembro La Tosca. Este proceso sería de tipo local, ya que en el entorno de las zonas colapsadas, se mantienen los espesores depositacionales del manto salino.

6.5. SECTOR RANQUILES

6.5.1. Introducción

La región de Ranquiles se halla ubicada en el centro oeste de la provincia del Neuquén, a 150 km al norte de la ciudad de Zapala y a 40 km al este de la localidad de Chos Malal (Figuras 44, 52).

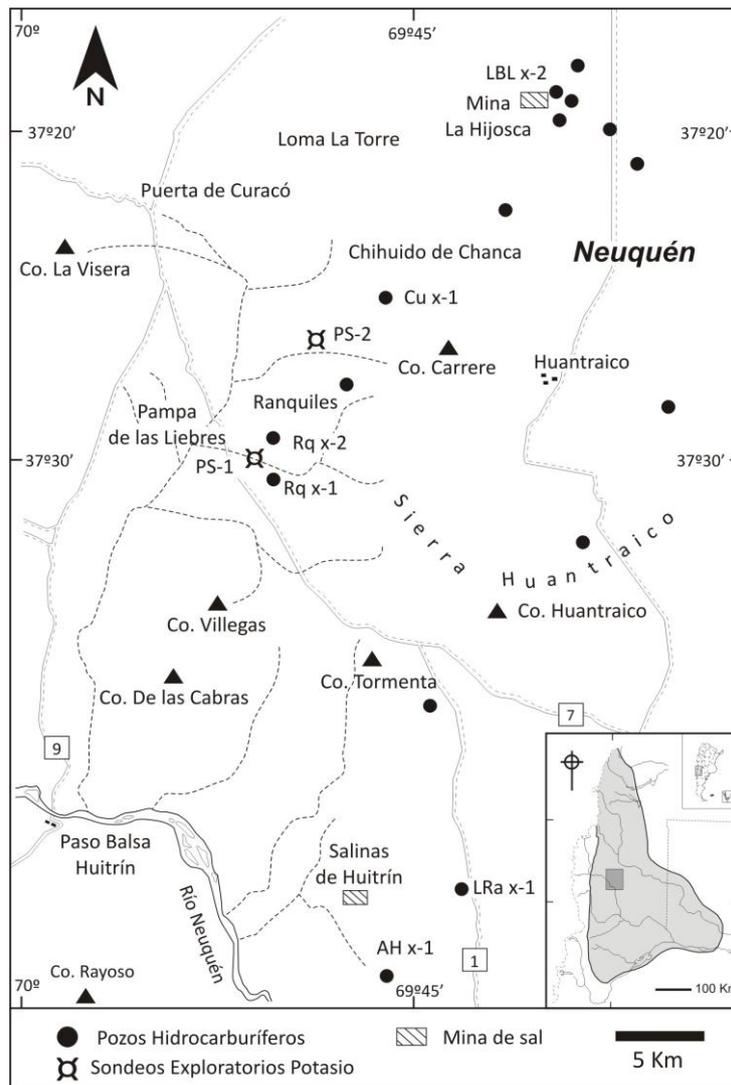


Figura 52. Mapa de la zona de Ranquiles (Neuquén) con la ubicación de los sondeos citados en el texto (véase mapa completo en Anexo 126).

Desde el punto de vista geológico, el área se ubica en el sector de pie de sierra, en el límite exterior de la expresión superficial de la Faja Plegada y Corrida. La zona se encuentra tectonizada por las estructuras de piel fina subaflorantes que caracterizan el sector oriental de la FPYC del Agrio (Zamora Valcarce 2007; Zamora Valcarce *et al.* 2011), integrando la Formación Huitrín un paquete sedimentario del Cretácico, cuya expresión superficial en la faja,

marca el deslinde del estilo estructural de los pliegues tipo “Churriaca” en superficie, con las zonas triangulares del subsuelo (Anexo 126).

La Formación Huitrín aflora al oeste en Loma La Torre, en Puerta de Curacó – Mina San Eduardo, se presenta en Paso Balsa Huitrín sobre el Río Neuquén, continuando en los limbos del anticlinal del Cerro Rayoso - Cordón del Salado (Holmberg 1976, Ramos 1981) (Anexo 126).

En el análisis de la región se utilizó la información clásica de sondeos exploratorios de hidrocarburos, y testigos de corona de sondeos de exploración potásica de la empresa Minera Duval. Los sondeos Pampa Salado 1 y Pampa Salado 2 (Dv.PS-1 y Dv.PS-2), presentan la columna sedimentaria con características de haber sido removida tectónicamente (exceso de espesor, siliciclásticos finos disturbados, triturados, brechas, etc.), lo que evidencia su posible ubicación en las estructuras sobrecorridas subaflorantes.

6.5.2. Facies Anhidrita

El Miembro Troncoso Superior se presenta en afloramientos representado únicamente por la facies anhidrita, con anhidrita laminar a nodular y con espesores de 20 m en Curacó y San Eduardo, a 8 m en Balsa Huitrín (Ramos 1981). En general, esta facies sulfática se halla por encima de las areniscas bayas fluvioeólicas del Miembro Troncoso Inferior. A su vez, las evaporitas son cubiertas por el Miembro La Tosca compuesto por calizas dolomíticas gris claro, blanquecina a amarillenta, con intercalaciones de delgadas particiones pelíticas gris verde oliva a algo rojizas (Uliana *et al.* 1975a; Ramos 1981), presentando en general un cierto grado de fracturamiento.

El horizonte anhidrítico por efectos de la meteorización, se ve transformado frecuentemente en yeso, de una variedad laminada de tonalidad gris pardusco blanquecino, que cambia a un gris más blanquecino cuando se halla presente la facies nodular. Por efectos de la tectónica y la alteración meteórica, la anhidrita se ve muchas veces transformada en un yeso en estratos disturbados, en parte como yeso sacaroide, compacto a deleznable, fácilmente removible durante las lluvias estacionales (Gabriele 1991a).

El manto anhidrítico en subsuelo se compone de anhidrita microcristalina, con tono gris medio a gris oscuro, estructura laminada a bandeada y alcanza espesores de 7 a 14 metros. Las láminas están formadas por dos unidades delgadas en el orden del milímetro a submilímetro tipo duplas, una de anhidrita blanquecina translúcida a gris medio a oscuro, y la otra consistente en una muy delgada partición carbonática blanca. Por DRX, la roca se compone de

anhidrita con calcita subordinada y trazas de cuarzo (Anexo 3.1a). En algunos casos, siguiendo bandeamientos, las láminas anhidrita - calcita suelen aumentar su espesor. Se suelen dar microformas ondulosas que asemejan óndulas de oscilación, hay anhidrita césped ~mm (anhidrita *grass-like*), como a su vez ciclos de anhidrita - calcita (~5/6 ciclos) en el mm de espesor. La laminación muestra desde sutiles a marcados repliegues en el orden de escasos milímetros, en partes con desarrollo de niveles con nódulos muy chicos (1-2 mm), principalmente en la sección media del manto (Anexo 128.1 – Dv.PS-1). La anhidrita laminada en medio hipogeo (cavernas) se meteoriza de manera diferencial, las láminas submilimétricas de anhidrita - calcita se disgregan dando un material grisáceo de característica terrosa, mientras que en las láminas de mayor espesor, la anhidrita translúcida se repliega en su transformación a yeso por el aumento de volumen en la absorción de las dos moléculas de agua, y las láminas de calcita, de relativa menor solubilidad, se resquebraja.

El sondeo Dv.PS-2, no ha interesado a la facies anhidrita, encontrándose en su lugar material pelítico muy afectado, y que quizás pertenece a una escama tectónica de algún otro nivel geológico, posiblemente del Miembro Troncoso Inferior o del Miembro Chorreado Inferior (anexos 129, 129.1).

6.5.2.2. Secuencia Salina

En subsuelo hacia el naciente, se interpone entre la facies anhidrita del Miembro Troncoso Superior y las calizas del Miembro La Tosca, un espeso intervalo salino, que no ha sido hallado en los afloramientos debido posiblemente a la acción concurrente de la alta solubilidad de la evaporita y el alto grado de tectonismo sufrido por las rocas (Gabriele 1992, 1999). La secuencia salina totaliza un espesor que ronda los 50 a 65 metros, con espesores anómalos como el del sondeo Dv.PS-2 de 119 m (Anexo 129), acrecentados posiblemente por tectocinesis.

6.5.2.2.1. Facies Salina Concentradora

La primera de la facies salina suprayacente a la facies anhidrita, es decir la facies salina concentradora, se compone de espesos bancos salinos donde se intercalan bancos con siliciclásticos finos, alcanzando un espesor total que varía entre 14,5 a 41,5 metros (Anexo 127 – sondeo Cu x-1; anexos 128, 128.2, 128.3 – sondeo PS-1; anexos 129, 129.1, 129.2 – sondeo PS-2 con la consideración señalada, y anexos 130, 131 – sondeos Rq x-1, Rq x-2 resp.).

Los horizontes salinos se componen de halita cristalina pura, transparente y translúcida blanquecina a semi-translúcida gris pardusco muy claro, con finas láminas de anhidrita intercaladas, que alcanzan hasta 12 metros de espesor. Análisis de rayos X indican que la halita se encuentra con trazas de silvita, y la anhidrita en las láminas se encuentra acompañada con trazas de cuarzo y arcillas (Anexo 3.6).

El tamaño de grano en general es fino a medio, de 2 a 6 mm, aunque en partes se identifican individuos más gruesos hasta de 10 mm, y menores por debajo de los 2 mm. Cuando el entrelazado cristalino es fino, se encuentran conformando agregados (cúmulos) cristalinos en unidades de sedimentación delgadas de 2 a 3 cm, horizontales a inclinados, con límites suavemente tortuosos, en 'zigzag o dentados'.

En los *partings* en zigzag, cubriendo en *drape* las cortezas cristalinas de la halita, se presentan criptocristales tabulares de anhidrita que suelen no llegar al milímetro, pero que agregados presentan visualmente los límites de estratificación. Anhidrita como cristales tabulares solitarios y en agregados que rondan el milímetro sin seguir ningún lineamiento, se presenta intercrystalina en la halita. A su vez, anhidrita y material siliciclástico fino se hallan en halita limpia con escasas inclusiones fluidas, entre los cristales *chevron* agrupados en microfisuras.

Cada 5 a 10 cm, los microcristales de anhidrita constituyen unidades de mayor espesor de 2 a 4 mm, en láminas horizontales a suaves formas onduladas de tono gris verdoso siguiendo la estratificación. Hay tramos, donde las láminas se acercan, hasta generar delgados niveles de anhidrita de varios centímetros, que suelen exceder la decena; en otras ocasiones, las láminas son discontinuas, como difusas. Material siliciclástico fino suele asociarse a las láminas de anhidrita, en particular cuando se hallan muy próximas (2 a 3 cm), dándole en este caso una tonalidad grisácea a la roca, una 'halita reciclada' en el decir de Hovorka *et al.* (2007).

A 3 m de la base, en el sondeo Dv.PS-1 (Anexo 128.2), la halita pierde su grado de compactación y se disgrega en forma 'arenosa', siguiendo unos centímetros más arriba, la estratificación muestra un pliegue con plano horizontal de 0,50 m de longitud de onda (Figura 53c), y dos metros más arriba del pliegue, se presenta una intercalación de anhidrita de ~10 cm de espesor, suavemente replegada (Figura 53d) de tono gris verdoso blanquecino, donde se asocia material siliciclástico fino gris amarillento con tintes rojizos y escasos cristales de piritita de 1 mm, cúbicos, bien cristalizados, con el típico color amarillo latón metálico. El análisis difractométrico de este delgado nivel (Anexo 3.3) sugirió que la anhidrita se encuentra acompañada por cuarzo, arcillas y feldespatos subordinados. Muestras orientadas, indican que

los minerales de las arcillas son illita con buena cristalinidad y en menor proporción, clorita con una cristalinidad pobre, acompañadas del interestratificado illita-esmectita y sólo trazas del interestratificado clorita-esmectita.

Material siliciclástico fino participa en la halita cristalina, diseminado tanto en forma intercrystalina como intracrystalina y forma estratos de halita con una transparencia semitranslúcida gris claro a pardusco, que está en bandeamientos cíclicos con los estratos de halita limpia, transparente y translúcida. Cuando el siliciclástico fino aumenta su contenido, da una sal arcillosa o una sal fango caótica gris pardusco, con partición en límites de estratificación donde se concentra el material terrígeno fino. A su vez, en el material terrígeno intergranular en la sal fango caótica, se disgregan cristales de halita translúcido y semitranslúcido pardo claro por inclusiones sólidas de material arcilloso.



Figura 53. Tramos de la Facies Salina Concentradora. En **(a)** y **(b)** arcilitas grisáceas con grietas verticales rellenas de halita fibrosa con desarrollo transversal a la grieta. En **(a)** grieta en arcilita gris rojizo laminada compacta, rellena con halita color caramelo en continuidad con halita estratificada suprayacente (Sondeo Dv.PS-2, nivel 494,50 m.bbp.). **(b)** Grieta en arcilitas gris rojiza, rellena con halita rosada, en la foto parcialmente oculta su continuidad a la derecha del testigo por debajo de la escala (Sondeo Dv.PS-2, nivel ~498 m.bbp.). **(c)** Pliegue de sal con longitud de onda de 50 cm cercano a la base del primer banco salino, donde se observa una continuidad horizontal de las unidades de sedimentación salina por encima del pliegue, con láminas de anhidrita que se encuentran parcialmente discontinuas (Sondeo Dv.PS-1, nivel 635,00 m.bbp.). **(d)** Intercalación de anhidrita gris verdoso blanquecino laminada replegada con siliciclástico fino gris rojizo - amarillo y pirita. Las restantes láminas de anhidrita son discontinuas en la horizontal. (Sondeo Dv.PS-1, nivel 633,00 m.bbp.). En **(c)** y **(d)** halita semitranslúcida en tonos castaños por siliciclásticos finos intercrystalinos.

Los niveles de sal fango caótica, suelen estar aislados dentro de la columna de sal de roca, y en otras, en transición a bancos macizos de arcilitas y limoarcilitas rojizas y grises. Las pelitas, que

alcanzan espesores de 1 a 8 m, se presentan macizas a laminadas, en parte muy fílsiles, con cristales de halita y anhidrita. Son abundantes los niveles brechosos, con halita generalmente rosada a pardo semitranslúcido de aspecto “esquistosa”, como cemento ligante de los clastos, en ocasiones con un desarrollo cristalino transversal (fibroso) a las grietas. Delgados bancos de halita rosada “esquistosa” también se encuentran siguiendo la estratificación. En los niveles netamente arcilíticos hay grietas verticales e inclinadas rellenas de halita con desarrollo cristalino fibroso transversal al eje de la grieta, de tonos rosados a pardos semitranslúcidos (figuras 53a,b). La halita rosada en grieta vertical de la Figura 53a por DRX se halla compuesta por halita pura más trazas de silvita (Anexo 3.5b).

Los minerales de arcillas identificados por DRX en las arcilitas y en los bancos de sal fango caótica, se componen de illita con buena cristalinidad, junto a una menor proporción de clorita de cristalinidad pobre, acompañados y/o en trazas por los interestratificados illita-esmectita y clorita-esmectita (Anexo 3.4). Los argilominerales se encuentran acompañados por cuarzo y muy escasa proporción de feldespato. Gráficas de interrelación⁸ del sondeo Culenantu, acompañan esta mineralogía con illita como argilomineral dominante con esmectitas subordinadas (anexos 127.8 a 127.10).

Los cristales de halita que aislados son abundantes en los litosomas clásticos, tienen un tamaño predominante de 1 - 2 mm, que llegan hasta los 20 mm, en típicos cubos y en tolvas, de tono pardusco claro semitranslúcido, de posible crecimiento intrasedimentario. De acuerdo a su abundancia en los litosomas pelíticos, pueden llegar a constituir sectores de sal fango caótica, en los que la halita forma masas cristalinas con el clásico clivaje cúbico, esqueléticos, y tonos pardos por las inclusiones sólidas de siliciclásticos finos en los cristales, que marcan un crecimiento de la halita no solo desplazativo, sino incorporativo. A su vez, la halita esquelética suele verse como adaptada a posibles zonas de mayor permeabilidad, como ser estratificación o zonas con fisuras (tectónicas?).

En la parte media de la facies salina concentradora del pozo Cu x-1, se presenta una anomalía gamma de un metro de potencia, con unidades API levemente mayores que los restantes picos, y que no tiene su correspondiente descenso en la curva del perfil resistivo como hubiese correspondido de ser un nivel con material siliciclástico fino, designado informalmente como nivel “P₀” (“P₀ Culenantu” - Anexo 127). De la lectura de los perfiles eléctricos y de las gráficas de interrelación elaboradas con puntos representativos del banco en cuestión, se definió el

⁸ Gráficas de Interrelación: Torio versus Potasio, Factor Fotoeléctrico versus Relación Torio-Potasio y Factor Fotoeléctrico versus Potasio.

nivel como un banco de sales de potasio, con una composición de halita más silvita que rondaría una relación 9:1 (anexos 127, 127.1, 127.2).

La intercalación de dicho evento potásico en el sondeo Cu x-1, se lo ha tratado de correlacionar con el resto de los sondeos de la cuenca, no encontrándose vinculación entre los perfiles litológicos. En los sondeos Duval PS-1 y PS-2, no se detectaron niveles con potasio en la facies salina concentradora. No obstante, en una posición estratigráfica equivalente, se han observado brechas, que pueden ser generadas por el lavado de la sal amarga de extrema solubilidad, con el colapso subsiguiente del material siliciclástico fino suprayacente. Una excepción se dio en el pozo Laguna Blanca x-2, que se halla ubicado a 15 km al NE del pozo Cu x-1 (Figura 52), donde hay un posible nivel potásico en la facies salina concentradora de 3 m de espesor, a 11 m por encima de la facies anhidrita; dado que el pozo interesó niveles centrales de las escamas tectónicas subaflorantes de la estructura de Filo Morado y asociadas, es posible que sea una repetición de algunos de los mantos potásicos, como puede llegar a ser el caso de Culenantu.

6.5.2.2.2. Facies de Sales Amargas

La facies con sales de potasio se presenta en varios bancos con un espesor total de 4 a 12,5 metros, que se han agrupado en dos niveles, inferior y superior (sondeos Cu x-1, Rq x-1, Rq x-2, anexos 127, 130 y 131 resp./). El nivel inferior es el que expresa un desarrollo areal mayor, con uno a tres bancos de potencia entre 4 a 6 m. El nivel superior se manifiesta solamente en el sondeo Rq x-1 y posee un espesor de 4,4 metros.

La litología de los bancos potásicos se pudo inferir por gráficas de interrelación elaboradas a partir de datos obtenidos de los perfilajes (Figura 54). En el sondeo Cu x-1, el banco inferior de 1,5 m está formado de halita más silvita, en una relación $\sim 7:3$; mientras que el banco potásico superior presenta una mineralogía ternaria, ya que a la mezcla de halita más silvita, se le anexa carnalita en una relación $\sim 6:1:3$ (Figura 54, anexos 127, 127.3 a 127.5).

En el sondeo Rq x-2, los puntos representativos en las gráficas de interrelación, señalan una composición predominante de halita con carnalita como mineral potásico (Figura 54, anexos 131, 131.1).

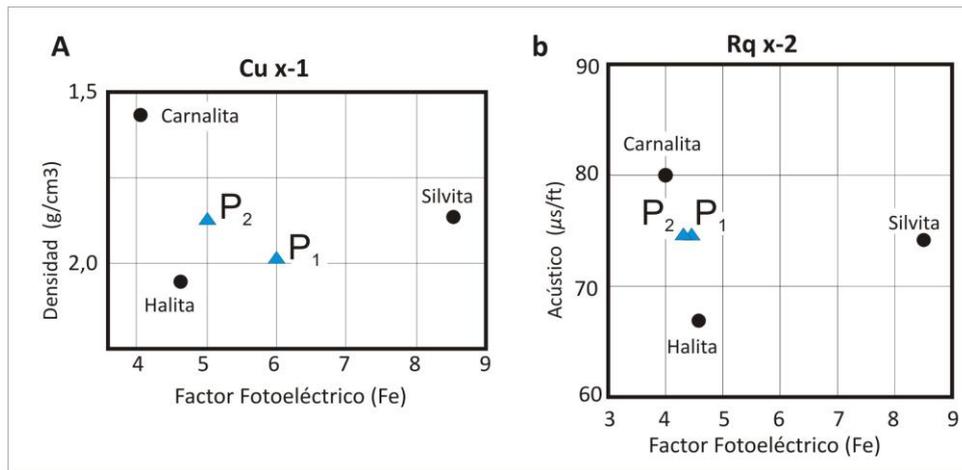


Figura 54. Mineralogía de los niveles potásicos inferida por gráficas de interrelación en la zona de Ranquiles. **(a)** En el sondeo Cu x-1, el banco inferior (P1) se compone de halita + silvita, mientras que el banco superior (P2), presenta una paragénesis ternaria, con la incorporación de carnalita a la mezcla salina halita + silvita. **(b)** En el sondeo Rq x-2, los bancos P1 y P2 dan una paragénesis carnalita + halita. Véase el resto de los crossplots en los anexos 127, 127.3 a 127.5 y 131, 131.1 (sondeos Cu x-1 y Rq x-2).

Se ha citado en un sondeo cercano a Puerta de Curacó, la paragénesis mineral de halita + carnalita con silvita minoritaria, donde la halita se presenta gris blanquecina a gris, en cristales subhedrales, mientras que la carnalita es de color rojizo, naranja a amarillo, anhedral, grano muy fino de <5 mm a <10 mm (Gómez 2017).

6.5.2.2.3. Facies Salina Terminal

La facies salina terminal presenta espesores que rondan los 15 a 29,5 m, con predominancia de bancos de sal de roca, donde se intercalan niveles con siliciclásticos finos a los que en algunos casos, se le sobrepone un nivel de anhidrita (sondeos Rq x-1, Rq x-2 – anexos 130, 131). En el sondeo Culenantu x-1 (Anexo 127), las intercalaciones siliciclásticas finas son escasas, y la facies salina terminal se presenta con facies de cloruros casi excluyentes.

En el sondeo Dv.PS-2, se ha tomado un tramo por su posición en la columna y las facies que presentan, como bancos rocosos que forman parte de la facies salina terminal, al no haber sales de potasio, que nos permita tal diferenciación. De esta interpretación se dan dos intervalos salinos separados por un paquete de siliciclásticos finos (anexos 129, 129.5 a 129.7 – sondeo Dv.PS-2).

En los bancos salinos predomina halita cristalina translúcida, grano cristalino fino a medio, equigranular, con textura interna piramidal vertical *chevron*, que le imparte una tonalidad blanquecina por las inclusiones fluidas, hasta cristales muy gruesos y/o agregados limpios con

textura en mosaico, de hasta 50 mm. Presenta estratificación paralela horizontal a ondulosa de amplitud 2 a 3 cm, en tramos que se estiman disturbados por recristalización.

Los contactos de estratos se dan en suturas dentadas a superficies suaves, con intercalaciones visibles de microcristales hasta en láminas delgadas de anhidrita microcristalina gris blanquecino de 2-3 mm de espesor, cada 10 a 15 cm, en parte difusas, en particular hacia el tope. Las suturas dentadas responden a toques cristalinos de la halita, y a particiones astillosas, de características microcársticas (*karren* cársticos), mientras que las superficies suaves, son planas a ondulosas (anexos 129, 129.5 a 129.7 – sondeo PS-2).

Hay láminas de anhidrita que engrosan su espesor en el valle de las óndulas (de oscilación o erosión), que se desarrollaron sobre halita *chevron* con inclusiones fluidas (Figura 35c). En ocasiones, la anhidrita se encuentra en el piso y paredes de huecos de disolución (*pits* cársticos) en fábrica geopetal. Algunas de la láminas de mayor espesor, se encuentran deformadas, ondulosas (Figura 34c), nodulosas, hasta formas fungi (Figura 34d), lo que da una idea de fluencia, es decir, de una deformación en estado plástico, producto del soterramiento y/o la tectogénesis.

Cuando la halita se presenta en cristales transparentes que exceden varios centímetros, o en agregados con textura en mosaico, se aprecia que provoca la desintegración de las láminas anhidríticas, quedando pequeños restos de láminas en los límites de los cristales de halita.

Material siliciclástico fino intercristalino suele acompañar la halita, concentrándose hacia las particiones con láminas de anhidrita. Esta participación, le cambia la tonalidad a la roca a grises claros, en algunos casos, con bandeamientos cíclicos.

Los bancos siliciclásticos finos, compuestos por arcilitas a limoarcilitas rojizas y grises, en su mayor parte muestran características brechosas, donde es frecuente la unión de los clastos angulosos con sal rosada 'esquistosa', aunque también translúcida, de hasta 5 cm de espesor. Estos suelen intercalarse con material clástico fisil, muchas veces triturado, con cristales dispersos de halita de escasos milímetros y niveles de sal fango caótica. En estos niveles, los cristales de sal se hacen sumamente abundantes y llegan a coalescer formando bancos definidos de sal fango caótica, donde la halita, en partes con rasgos esqueléticos, se asocia con el material arcilloso que ocupa espacios intercristalinos, como asimismo intracristalinos como inclusiones sólidas, que imparte una tonalidad gris pardusca, y perdiendo la arcilita cualquier vestigio de su estructura deposicional.

Los difractogramas de rayos X indican que los argilominerales tienen una composición de illita con buena cristalinidad, junto a una menor proporción de clorita con cristalinidad pobre, acompañados por los interestratificados clorita-esmectita e illita–esmectita, todos ellos junto a cuarzo y muy escasa proporción de feldespato (Anexo 3.7 – sondeo Dv.PS-2).

En Cu x-1, la facies salina terminal se presenta con un espesor de 29,5 m de halita con cinco bancos de sales de potasio y dos delgados bancos pelíticos que interrumpen el monótono intervalo salino (anexos 127, 127.6 a 127.10). Los espesores individuales de los bancos potásicos varían de 1 a 1,5 metros, con contenidos en potasio (%K) a partir del registro N.G.S., que rondan el 2% al 4,5%, lo cual, por ser tan bajos, enmascaran su identificación mineralógica en las gráficas; un valor negativo del perfil neutrón, nos señala que es una sal anhidra, posiblemente silvita (anexos 127, 127.6, 127.7). A su vez, los puntos representativos de uno de los bancos pelíticos en la gráfica de interrelación factor fotoeléctrico versus potasio, sugieren la mineralogía de illita + halita, posiblemente una sal arcillosa o sal fango caótica (anexos 127, 127.8, 127.10).

6.6. SECTOR CIERRE SUR DE LA CUENCA

6.6.1. Introducción

El sector cierre sur de la cuenca evaporítica se halla ubicado en el centro occidental de la Provincia del Neuquén. Se extiende de norte a sur desde la latitud del Paso Balsa Huitrín sobre el río Neuquén hasta las estribaciones norte de la Meseta Barda Negra, algo al sur de la localidad de Zapala ($\sim 37^{\circ}30'LS - \sim 39^{\circ}LS$), y de oeste a este desde el meridiano que cruza la localidad de Las Lajas hasta el meridiano del Cerro Auca Mahuida ($70^{\circ}15'O - 69^{\circ}O$) (Figuras 44, 55).

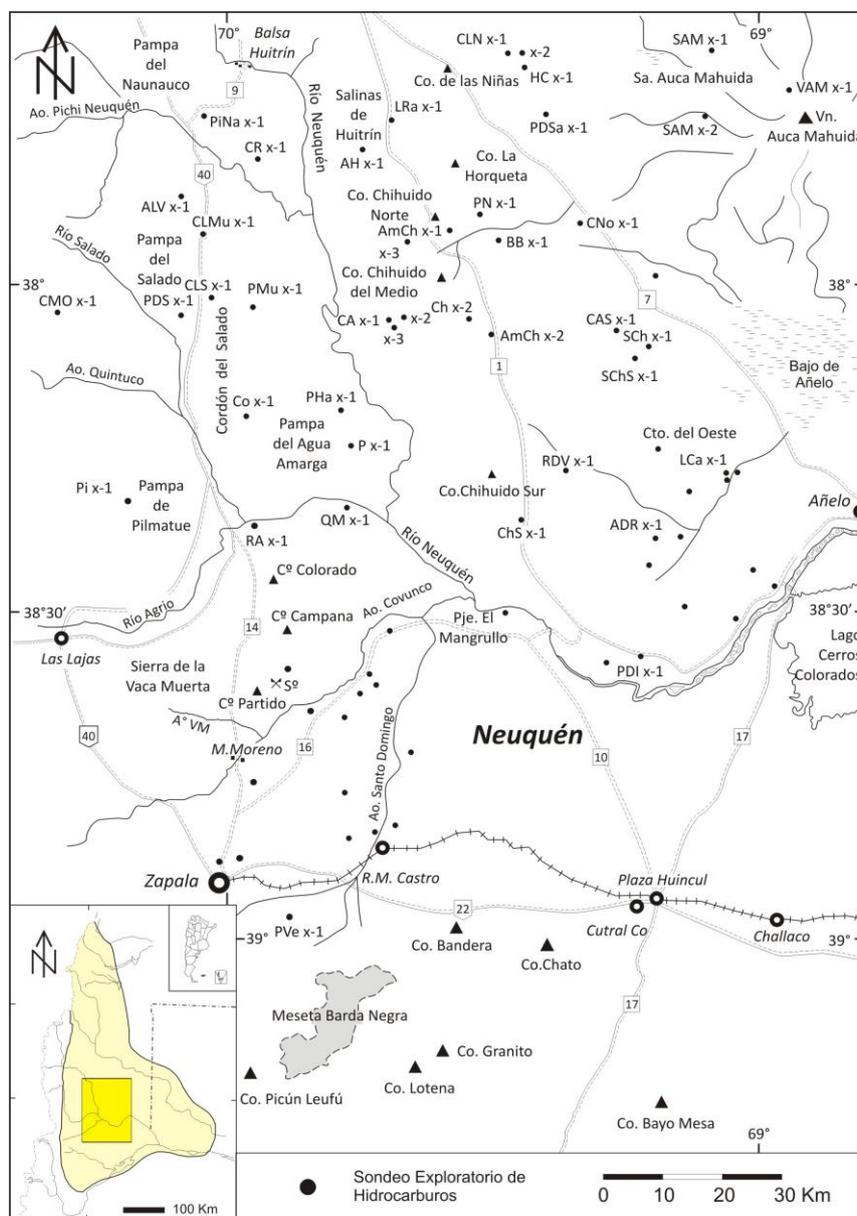


Figura 55. Sector Cierre Sur de la Cuenca Evaporítica (Neuquén) con la ubicación de los sondeos mencionados en el texto (véase mapa completo en anexo 134).

La región geológicamente comprende los afloramientos más australes de la Formación Huitrín en la Cuenca Neuquina, y abarca desde aproximadamente el Lineamiento Cortaderas al norte (Ramos 1978, 1981), hasta la Dorsal de Huincul al sur (Anexo 134). Comprende dos estilos estructurales bien definidos, al oeste, la Faja Plegada y Corrida del Agrio (FPyCA), y al este, la zona sobreelevada o megaestructura del Dorso de los Chihuidos (Ramos 1978, 1981); conectadas ambas a través del sinclinal frontal de la Pampa del Agua Amarga, con límite oriental del Dorso a escasos kilómetros donde se comienza a presentar el Bajo de Añelo (Anexo 134).

En la FPyC del Agrio, el área de análisis es la 'zona externa', que se encuentra tectonizada por las estructuras de piel fina subaflorantes (Zamora Valcarce 2007, Zamora Valcarce *et al.* 2009, 2011, Ramos *et al.* 2011). Aquí, la Formación Huitrín integra un paquete sedimentario del Cretácico, cuya expresión superficial en la faja, marca el deslinde del estilo estructural de los pliegues tipo Churriaca en superficie, con las zonas triangulares del subsuelo. La participación de las evaporitas del Grupo Rayoso como nivel de despegue pasivo superior en la movilización tectónica de láminas competentes, distorsionó la natural sucesión salina, con engrosamientos, adelgazamientos o repeticiones de intervalos evaporíticos.

Varios de los sondeos hidrocarburíferos tuvieron boca de pozo en niveles de la Formación Agrio o Mulichinco (CR x-1, CLM x-1, PMu x-1, ALV x-1, Pi x-1, RA x-1), mientras que otros sondeos, fueron iniciados en niveles más superficiales y han interesado a la Formación Huitrín preservada en el subsuelo (PiNa x-1, CoLS x-1, PDS x-1, PHa x-1, Co x-1, P x-1, QM x-1) (Anexo 134).

De los sondeos que han perforado la Formación Huitrín, los pozos PiNa x-1 (Anexo 145) y PDS x-1 (Anexo 142) son los más occidentales de la zona en análisis, y fueron ubicados en amplios sinclinales que dieron forma a la Pampa de Naunauco y a la Pampa del Salado. En el esquema de piel fina que caracteriza la zona externa de la FPyCA (Zamora Valcarce 2007; Zamora Valcarce *et al.* 2009, 2011), ambas zonas se interpretan como bloques rígidos, con una menor deformación, poco estructurada para la Pampa del Salado donde se encuentra el sondeo PDS x-1 (Anexo 142), mientras que la Pampa del Naunauco donde se halla el sondeo PiNa x-1 (Anexo 145) mostraría un grado de deformación mayor. Hacia el este, se han perforado los sondeos CoLS x-1 y Co x-1 (Anexo 140) en el Cordón del Salado, que se caracteriza por ser una faja de apretados pliegues en la estructura de piel fina; más al este, en el sinclinal frontal con suaves anticlinales de la Pampa del Agua Amarga, prospectando el anticlinal Quili Malal, se

encuentran los sondeos PHa x-1 (Anexo 147), P x-1 (Anexo 146) y cruzando el río Agrio, el pozo QM x-1 (Anexo 149) (Figura 55, Anexo 134).

Al naciente del río Neuquén, se encuentra la megaestructura de Los Chihuidos, que con un desarrollo de eje de más de 60 km de rumbo norte – sur, se halla constituida por una serie de suaves anticlinales (Herrero Ducloux 1946; Ramos 1978, 1981) con vergencia hacia el oeste, siendo el flanco occidental de la megaestructura más empinado que el flanco oriental, donde se comienza a presentar al Bajo de Añelo (Mosquera & Ramos 2006).

En el flanco noroccidental del Dorso de los Chihuidos, se ha planteado una estructura en dominó, que habría generado el fallamiento normal de las Salinas de Huitrín, a partir de la movilidad de evaporitas a baja profundidad y la pendiente regional dada por el flanco oeste del Dorso (Ploteck *et al.* 2018).

La estructura se habría manifestado activa, con varios episodios de inversión tectónica desde el Jurásico inferior (Comínguez & Franzese 2005; Maretto & Pángaro 2005; Mosquera & Ramos 2005, 2006; Zamora Valcarce *et al.* 2009), con una fuerte reactivación que llevó a los rasgos actuales, a través de varios pulsos compresivos desde los movimientos patagónicos y que se desarrollaron durante el Cenozoico (véase Ramos *et al.* 2011). El Dorso fue perforado por sondeos que han encontrado la Formación Huitrín en el subsuelo, CLN x-1 (Anexo 139), AH x-1 (Anexo 135), HC x-1 (Anexo 141), AmCh x-1, PN x-1 (Anexo 144), CA x-3 (Anexo 138), entre otros.

6.6.2. Evapofacies

La Formación Huitrín aflora en la FPyC del Agrio en los flancos de las estructuras anticlinales y sinclinales, yace sobre las pelitas oscuras euxínicas y areno-carbonáticas litorales de la Formación Agrio. Se inicia con las areniscas bayas fluvioeólicas del Miembro Troncoso Inferior, sobre las cuales se hallan las evaporitas del Miembro Troncoso Superior, que se presenta básicamente en facies sulfáticas, y culmina con las calizas del Miembro La Tosca. En la zona de Chihuidos, con la excepción de las Salinas de Huitrín donde la erosión alcanzó los niveles del Miembro La Tosca, la Formación Huitrín es excluyente de profundidad y se presenta con los tres miembros citados (Anexo 134).

En el ámbito de subsuelo se reconoce entre la facies anhidrita y las calizas del Miembro La Tosca, una sucesión de sal de roca con arcilitas y ocasionalmente sales amargas. En los

afloramientos de la zona de los *foot hills* de la FPyC del Agrio, no se reconoce la sal de roca, lo cual se estima que se debería a la concurrente acción de la alta solubilidad de la sal, acompañada por la alta disturbación tectónica (Gabriele 1992, 1999), al ser uno de los niveles de despegue pasivo superior a nivel regional de la cuenca (Zamora Valcarce 2007, Zamora Valcarce *et al.* 2011, Starck *et al.* 2023). En este contexto, varios sondeos evidencian un intenso tectonismo, como por ejemplo, el sondeo CoLS x-1, donde el tramo de la columna del Miembro Troncoso Superior, se compone de repeticiones de niveles de anhidrita, calizas y arcilitas.

6.6.2.1. Facies Anhidrita

La facies anhidrita en los afloramientos se inicia con un delgado banco calcáreo estromatolítico gris pardo, de espesores variables entre 0,05 a 1,5 metros, que pasa en forma gradual a anhidrita (yeso por alteración), que alcanza espesores de 8 a 10 m hasta casi 30 m al N de Covunco (Leanza *et al.* 2001). La secuencia de anhidrita se presenta en tonos pardos a gris oscuro y estructura laminada a nodular (estratificada a mosaico). En algunos sectores, el estroncio y el bario se hacen presentes, y celestina, en partes celesto-baritina, yacen en concentraciones explotables y alcanzan espesores de 2 m en Mina La Cecilia, al SE del Cerro Rayoso (Brodtkorb *et al.* 1975). Estas evaporitas son cubiertas por un banco de arcilitas a fangolitas gris verde oliva que se asigna a la parte basal del Miembro La Tosca, el que continúa con calcáreos arcillosos de color gris amarillento claro con intercalaciones de delgadas particiones pelíticas gris verde oliva que se encuentran, en sectores, muy afectados por la tectónica.

En el ámbito de subsuelo la facies anhidrita se presenta en los recortes de perforación compuesta por anhidrita cristalina gris de tonos oscuros a pardusco hasta blanquecinos y pardos amarillentos, con reacción calcárea dolomítica, muy dura, e intercalaciones muy subordinadas, en general hacia el tope, de arcilita gris verdoso, gris oliva, gris castaño, con fractura irregular, masiva, y cuya presencia se acentúa hacia el borde de cuenca. La facies en gran parte del área supera la decena de metros (AH x-1 – Anexo 135, PiNa x-1 – Anexo 145, PDS x-1 – Anexo 142, PHa x-1 – Anexo 147, QM x-1 – Anexo 149), llegando a los 20 m en algunos pozos (CLN x-1 – Anexo 139, AmCh x-1, AmCh x-2, BB x-1 – Anexo 136, PVe x-1 – Anexo 148), para ir disminuyendo su espesor hacia el antepaís (8 m en SCh x-1, SChS x-1, ChS x-1).

El límite de la facies anhidrita en el antepaís tiene forma de una suave “s”; desde la zona de la Sierra Negra – Puesto Hernández viene con rumbo NE-SO, toma dirección N-S al oeste del sondeo SAM x-2, para continuar hacia el sur con una dirección NNE-SSO, donde pasa entre la localidad Ramón M. Castro y el Cerro Bandera y cierra con rumbo meridiano unos kilómetros al sur de Zapala, donde la facies se manifiesta en PVe x-1 (Anexo 152).

6.6.2.2 Secuencia Salina

La secuencia salina se reconoce en el ámbito de subsuelo con un espeso horizonte salino halítico que intercala bancos de arcilitas y anhidrita subordinada, que ronda espesores entre 66 y 115 m (anexos 150, 151).

En la columna rocosa de la secuencia salina se puede diferenciar un patrón en común, con tres intervalos; en los dos tercios inferiores, una sucesión de halita cristalina con anhidrita subordinada y escasos niveles arcilíticos – sal fango caótica, mientras que el tercio superior presenta un intervalo siliciclástico fino, con un nivel de sal de roca suprayacente que cierra la columna (anexos 150, 151).

En el intervalo de sal de roca basal, la halita se menciona en el *cutting* como cristalina, translúcida a blanquecina, fractura irregular, compacta, con anhidrita cristalina gris blanquecino subordinada. Se intercala un delgado tramo siliciclástico, que en la zona de Chihuidos aumenta su espesor en coincidencia con su acercamiento al antepaís; éste se compone de arcilitas gris verdoso a gris pardusco, masivas, con fractura irregular, que, a su vez, por la respuesta eléctrica, se estima responden parcialmente a bancos de sal fango caótica. El espesor en la FPYC del Agrio varía entre 38 a 73 m, y en la zona de Chihuidos entre 14 y 27 m (anexos 150, 151). Por correlación, este horizonte de sal de roca puede ser equiparable a la facies salina concentradora.

Hacia el tope del intervalo salino basal, suele presentarse en algunos sondeos una anomalía gamma que se interpreta responde a bancos de sales amargas. En el sondeo AH x-1 (Anexo 135), la anomalía gamma supera las 200 u.api., con un descenso en el registro resistivo que denota un banco potásico con terrígenos finos. Unos kilómetros al NE (Anexo 134), en el sondeo LRa x-1, en una posición equivalente, hay un pico en el registro GR, que aunque con bajos valores, es acompañado por una resistividad elevada y en el *cutting* no se menciona material siliciclástico, solamente halita cristalina. Estos atributos permiten inferir que podría tratarse de una sal potásica, posiblemente carnalita, sumamente higroscópica.

Al sur, cercano al río Agrio, se presenta un nivel de 5 m en el pozo Co x-1 (Anexo 140), con un registro eléctrico gamma que ronda las 160 u.api., acompañado por un leve descenso del registro resistivo que sugiere un banco potásico. En el *cutting* se describe silvita cristalina naranja dura y halita cristalina traslúcida, con presencia de siliciclásticos finos, compuestos por arcilita rojo grisáceo y gris claro, fractura irregular, masiva, blanda, plástica.

Por encima del horizonte salino basal o de las sales amargas, se presenta un intervalo siliciclástico fino con delgadas intercalaciones de halita, donde la fase clástica se halla compuesta por arcilitas parcialmente limosas, gris medio a oscuro, gris verdoso, fractura irregular hasta en bloques, masiva, firme a plástica. En partes, esos finos aparecen mezclados o con inclusiones de halita, por lo cual se considera que el intervalo corresponde a sal fango caótica. Posee espesores variables entre 11 y 15 m, éste último en general cuando no hay sales amargas.

Le continúa un paquete de sal de roca de 3 a 10 m de espesor, que alcanza 29 m en sondeos donde se intercalan bancos de arcilita. Este paquete puede ser interpretado como perteneciente a la facies salina terminal. Asimismo, en la mayoría de los pozos se ha reconocido un horizonte con halita limpia asignable al primer ciclo evaporítico (C1) que se ha diferenciado en la zona de Cañadón Amarillo – Yacimiento PRC – Sierra Negra (ver capítulos 6.2, 6.3) (pozos PDS x-1 – Anexo 142, PHa x-1 – Anexo 147, QM x-1 – Anexo 149, CLN x-1 – Anexo 139, BB x-1 – Anexo 136, PN x-1 – Anexo 144). Por su parte, en aquellos sondeos en los que se incorporan arcilitas, se diferencia el nivel C2, que suele coronar con un delgado banco de halita y que representaría el nivel C3 (AH x-1 – Anexo 135, LRa x-1, PiNa x-1 – Anexo 145, Co x-1 – Anexo 140).

Se intercalan tramos rocosos en la secuencia salina, que dado el enlace a la tectónica que afectó la comarca, se interpreta responden a escamas tectónicas, como son 5 m de anhidrita en el sondeo Co x-1 (Anexo 140), y 6 m de calizas en el sondeo PiNa x-1 (Anexo 145), ambos fuera de contexto geológico en la columna salina deposicional.

En síntesis, la secuencia salina se encuentra conformada por un intervalo de halita basal que representa la facies salina concentradora. La facies de sales amargas, se encontraría representada por un nivel de sales amargas, que se interpreta es el nivel inferior, ya que es el de mayor desarrollo areal en la cuenca. A su vez, un banco de arcilitas suprayacente al banco potásico, como el intervalo clástico en los restantes sondeos, se incluyen en forma tentativa como temporalmente equivalentes al ciclo de sales amargas. El horizonte salino del tope, que

en algunos sondeos incorpora siliciclásticos finos, se lo asigna a la facies salina terminal (anexos 150, 151).

La secuencia salina presenta un desarrollo areal reducido en relación a la facies anhidrita, entre 20 km en la zona oriental, a 70 km en la zona meridional (Anexo 152). La facies de sales amargas se registra en dos zonas estrechas, una en la zona de las Salinas de Huitrín que podríamos inferir en continuidad con la zona de Ranquiles, y la otra dada por el sondeo Co x-1, solitario, cercano a la desembocadura del río Salado en el río Agrio (anexos 133, 152).

En los sectores de máxima expansión de la salmuera halítica en la cuenca, tanto en el antepaís, como hacia el arco volcánico, los espesos mantos de halita se tornan en partes impuros, con abundante material siliciclástico fino intercalado.

6.7. DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES EVAPOQUÍMICAS DEL MIEMBRO TRONCOSO SUPERIOR

El desarrollo espacial de los distintos intervalos evaporíticos resulta fundamental para comprender la evolución de una salmuera en el tiempo. Por lo tanto en este apartado se describe brevemente el alcance espacial integrado de tres de las principales facies descritas en este trabajo, las cuales se muestran en la Figura 56, que con más detalle se pueden ver en los anexos 154 a 160.

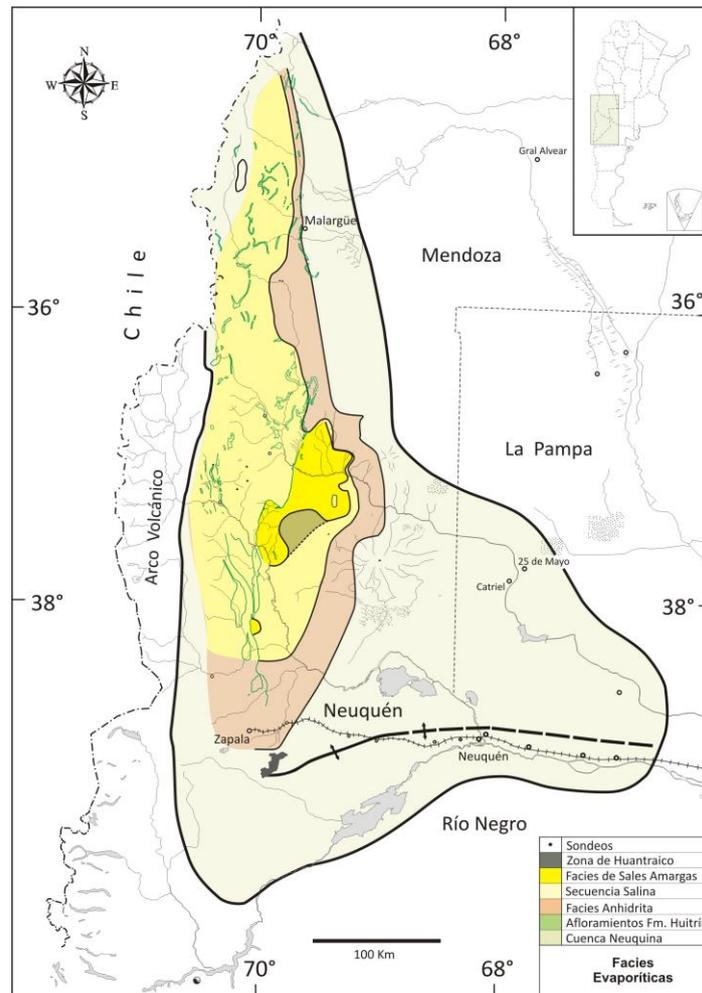


Figura 56. Distribución de las Facies Evapoquímicas del Miembro Troncoso Superior.

A partir de la distribución de la facies anhidrita, se observa que la ingresión del mar del Troncoso Superior, alcanzó a cubrir un amplio sector de la plataforma que llegó por el nordeste a la Cordillera Frontal, por el este al Bloque de San Rafael - Sierra de Chachahuen y por el sureste la zona del Volcán Auca Mahuida, mientras que por el sur tuvo como limitante la Dorsal de Huincul (Figura 56, anexos 154, 160).

El positivo de la Dorsal separa para estos tiempos barremianos, la cuenca evaporítica huitriniana de la Subcuenca o Depocentro de Picún Leufú (Hogg 1993; Leanza & Hugo 1995,

2011; Leanza 2003, Ramos *et al.* 2011a). En este depocentro, desarrollado al sur de la Dorsal y con características netamente continentales, se depositaron las sedimentitas de la Formación La Amarga, temporalmente equivalentes a la Formación Huitrín (Leanza 2003; Leanza & Hugo 2009, 2011).

Los espesores de la facies anhidrita rondan la decena de metros en gran parte del sur de Mendoza y norte de Neuquén (anexos 43 y 104). En la zona de máximo alcance de la salmuera se encuentra por debajo de los 10 m, pasa a un tramo que los supera llegando escasamente a los 20 m en Cerro Los Nidos – Cañadón Amarillo – El Pichanal - Puesto Molina – Puesto Hernández – El Trapial y vuelve a descender por debajo de los 10 m en el resto de la cuenca hacia el oeste (anexos 43 y 104). Estas sutiles variaciones es posible que se vieran en algunos casos influenciadas por la paleotopografía eólica heredada, como por el desarrollo intrasedimentario de los nódulos de anhidrita.

En la FPYC Andina, se dan variaciones importantes en los espesores de anhidrita que se enlazaría a tectocinesis (Legarreta 1985, Silvestro y Kraemer 2005, entre otros), donde es posible que en el arrumbamiento de las evaporitas sulfáticas del MTS, incluya otros niveles de anhidrita, ya sea de los miembros Chorreado Superior o Troncoso Inferior.

La secuencia salina se encuentra en gran parte de la cuenta retraída ~20 km de la máxima expresión de la anhidrita (anexos 44, 105, 152, 155). Este distanciamiento de yacencia entre las facies presenta desvíos, algo mayor en el sector sudmendocino, que en Neuquén. En estos sectores los niveles salinos han sufrido procesos posdeposicionales, ya sea por soterramiento, carso salino, o halocinesis e intrusión de cuerpos ígneos por la tectónica andina (anexos 45, 106, 125, 133, 152, 156).

Desde el cero salino en el antepaís, la secuencia va aumentando paulatinamente su espesor hacia el oeste, llegando a los 250 m en condiciones mapeables, pasando a valores anómalos en la FPYC Andina influenciados por los procesos de la halocinesis tectónica Andina (Anexo 156). En este último sector, se dan aumentos y disminuciones del espesor de la secuencia salina, que hacen no viable su integración en un mapa isopáquico, no obstante en la zona de la FPYC del Agrio se han delimitado las isopacas a fines ilustrativos (Anexo 156).

Desde el cero salino en el antepaís, el espesor de la secuencia va aumentando paulatinamente hacia el oeste, llegando a los 250 m en condiciones mapeables, pasando más al oeste en la FPYC, a valores anómalos con aumentos y disminuciones, que hacen no viable su integración

en un mapa isopáquico, no obstante en la zona de la FPyC del Agrio se han delimitado las isopacas a fines ilustrativos (Anexo 156).

En el centro neuquino la secuencia salina se manifiesta hasta la latitud de la desembocadura del río Agrio en el río Neuquén, a 70 km al norte de la manifestación más austral de la facies anhidrita (anexos 152, 155).

La facies de sales amargas habría representado el momento de mayor retracción de la salmuera libre. De norte a sur se observa una restricción que aumenta; en la zona mendocina, se da una estrechez entre las facies sódica y amarga, que se debería a procesos de disolución por fenómenos de carso salino posdeposicional (Zencich *et al.* 1999; Olea *et al.* 2011) (anexos 46 y 47).

En Neuquén, teniendo en cuenta el importante vacío de información en la zona de Huantraico (~500 km²) (Figura 56, anexos 133, 157), y la halocinesis por la deformación tectónica de las estructuras sobrecorridas, que no permite una adecuada reconstrucción, la reducción entre la superficie ocupada por la facies amarga con respecto a la facies salina concentradora sería importante (Figura 56, anexos 107, 133, 152, 157, 159). Las manifestaciones más meridionales de sales amargas, una en la zona de las Salinas de Huitrín (sondeos AH x-1 – Anexo 135, LRa x-1), que puede inferirse en continuidad con la zona de Ranquiles, y la otra manifestación, más austral, se da en el sondeo Co x-1 (Anexo 140), aislada, en un contexto estructural de piel fina de la FPyC del Agrio, a 50 km al sur de las salinas y a 20 km al NO del sondeo más meridional donde se manifestó la secuencia salina del Miembro Troncoso Superior (QM x-1 – Anexo 146, Figura 56, anexos 152, 157, 159).

El desarrollo areal (preservado) de la facies amarga, tomando el del nivel amargo inferior que constituye la máxima expresión de los dos horizontes potásicos (anexos 157, 158), es de 3.000 Km² (Figura 56, Anexo 159).

Este cálculo de sales amargas se realizó sin tener en cuenta la manifestación del sondeo Co x-1, que a su vez, permite inferir que la salmuera potásica habría desarrollado un área depositacional mayor a la señalada.

El desarrollo areal de las evapofacies en el sector septentrional de la cuenca en Mendoza, se ha seguido en partes la paleogeografía de Legarreta & Uliana (1991) al no contarse con nuevos elementos que permitan una reconstrucción propia, viendo que los sectores anómalos se

encuentran fuertemente enlazados con procesos erosivos y tectónicos (Legarreta 1985) (Anexo 160).

La reconstrucción paleogeográfica de las facies evaporíticas presentes, nos da un escenario de acumulación química de anhidrita infrayacente y arealmente excedente a un espeso paquete de sal de roca, que en su tercio superior intercala sales de potasio, en una superficie restringida distal de la cuenca evaporítica huitriniana en la Cuenca Neuquina (Figura 56, Anexo 160). Esto señala un espacio de acomodación evapoquímica que se fue restringiendo en la medida que evolucionaba la salmuera, en un contexto regional de escaso dinamismo que pudiese aportar elementos siliciclásticos a la cuenca.

7. Modelo Genético

7.1. Procesos y evolución del sistema deposicional

El sistema deposicional de la cuenca evaporítica del Miembro Troncoso Superior, se vincula a un ambiente marino restringido, un mar interior hipersalino somero, donde la evaporación, que excede al flujo de agua superficial, subterránea y de precipitaciones atmosféricas, va aumentando las concentraciones salinas y provoca la depositación de sales acorde a su grado de solubilidad (Figura 57, Anexo 153).

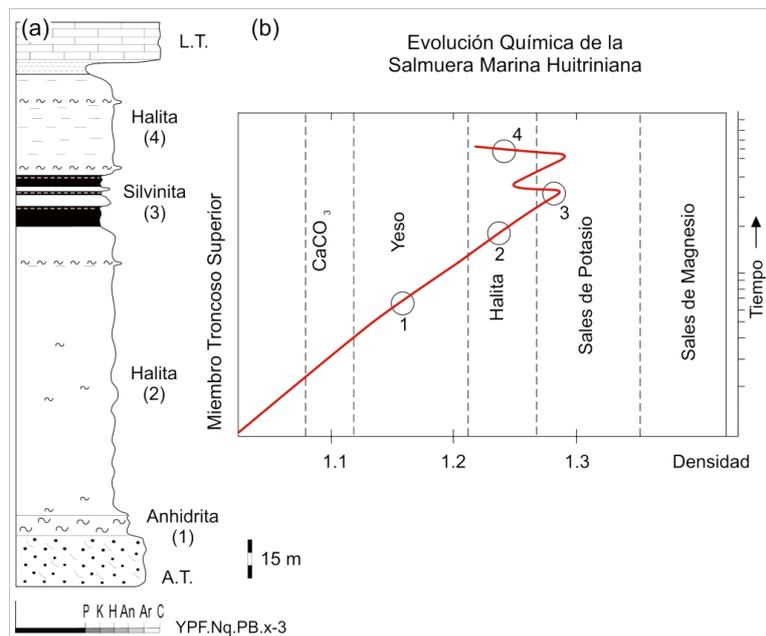


Figura 57. Evolución Evapoquímica de la Salmuera Marina del Miembro Troncoso Superior. **(a)** Columna Geológica del Miembro Troncoso Superior. **(b)** Campos de precipitación de los distintos minerales evaporíticos acorde a la densidad de la salmuera. La línea roja representa la evolución del agua de mar actual (basado en un modelo de Sonnenfeld 1992a). Los números en los cuerpos rocosos de la columna y sobre la línea roja representan un enlace para marcar el estadio evolutivo.

La continua evaporación del solvente, habría generado un desequilibrio en el nivel del cuerpo de agua en relación al nivel marino del momento (Stewart 1963; Braitsch 1971; Sonnenfeld 1992b). Esto habría inducido el ingreso de aguas marinas a la cuenca, renovando el aporte de solutos. Durante el desplazamiento del influjo marino en la cuenca, la salmuera se habría ido preconcentrando en planicies someras soleadas, antes de ingresar al centro deposicional. A tales planicies Richter-Bernburg (1957 en Sonnenfeld 1992b) las ha llamado planicies de saturación ("saturation shelves"). La concentración de una salmuera es más rápida en una cuenca somera que en una cuenca profunda, y a su vez, acelera el tiempo que le lleva al agua de mar alcanzar la concentración en fase yeso, ya que el tiempo requerido es mucho mayor

que el que demanda las siguientes sales solubles (Figura 57, Anexo 153) (Sonnenfeld 1989, 1992a,b).

Es posible que altofondos, como el de Cara Cura – Reyes, o cuerpos carbonáticos en el sector mendocino (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985), hayan diferenciado subcuencas en la cuenca evaporítica huitriniana (por ejemplo, subcuenca Malargüe, subcuenca Calmucó, subcuenca Sudmendocina-Neuquina). Así lo señalaron Brandson (1915 con las consideraciones que amerita el conocimiento geológico de principio del siglo pasado), Borchert (1969), Sonnenfeld (1992b) y más modernamente por Babel (2004a,b, 2005) para las evaporitas Badenianas (Mioceno Medio) del norte de los Cárpatos, con las particularidades de los diferentes ámbitos deposicionales y/o conceptos técnicos que se desarrollaron para explicarlos. De esta manera, las variaciones en el relieve del fondo es posible que hayan generado distintas vías evolutivas de la salmuera en las subcuencas o partes de la cuenca (Babel & Schreiber 2014).

La salmuera en la medida que se fue concentrando, se habría ido estratificando, el agua ingresante habría conformado una salmuera superficial en contacto con la atmósfera, menos salina, y una salmuera de fondo, en contacto con el sustrato de la cuenca, concentrada en sales, más densa, la cual se habría alojado en los sectores más subsidentes de la cuenca evaporítica (Sonnenfeld 1989, 1992a,b). Las salmueras estratificadas se caracterizan por tener diferentes densidades, salinidades, composición iónica y temperaturas (Babel 2004a,b). La salmuera de fondo usualmente es estancada, muestra constancia en la salinidad, densidad y temperatura, mientras que la salmuera superior es más dinámica, con mayor posibilidad de mezclas, manejada por la influencia atmosférica.

En los sectores de máximo alcance de la salmuera evaporítica (la 'línea de costa') se habrían desarrollado facies de sabkha marginal, quizás con cuerpos de agua salinos aislados del mar interior principal, e influenciados por esporádicas corrientes de marea o *seiches*. Los controles sobre la evolución de la salmuera evaporítica pudieron ser variados, y entre los principales no se deben descartar los cambios en los procesos de alimentación marina, el flujo de agua subterránea y superficial, la fuga del solvente a la atmósfera y cristalización, y la fisiografía local que lleve a una inhibición de la acción de corrientes costaneras.

7.1.1. Facies Anhidrita

Una vez que la salmuera alcanza una densidad de $1,10-1,13 \text{ g/cm}^3$, la solución se satura para el sulfato de calcio y comienza la cristalización de yeso (Babel & Schreiber 2014).

En la columna de agua la cristalización de yeso se habría dado en el estrato de salmuera superficial (interfase salmuera-atmósfera o cerca de ella) y en los contactos entre los estratos (Schreiber *et al.* 1986; Schreiber & El Tabakh 2000; Babel 2004a,b; Babel & Schreiber 2014).

Sonnenfeld (1992a) ha comentado que en salmueras saturadas en yeso la concentración de oxígeno disuelto sería insuficiente para precipitar yeso, por lo cual es posible que la presencia de microorganismos fotosintetizadores, haya aportado oxígeno, ya sea en la salmuera superficial saturada en yeso (Schreiber & El Tabakh 2000), como debajo de la interfase entre el influjo superficial y la salmuera residente, dentro de la zona fótica.

Los cristales de yeso decantan al piso de la cuenca y se asientan conformando cúmulos microcristalinos (yeso/anhidrita pelágica o mecánica), que se preservan en sucesivas láminas (Figura 58).

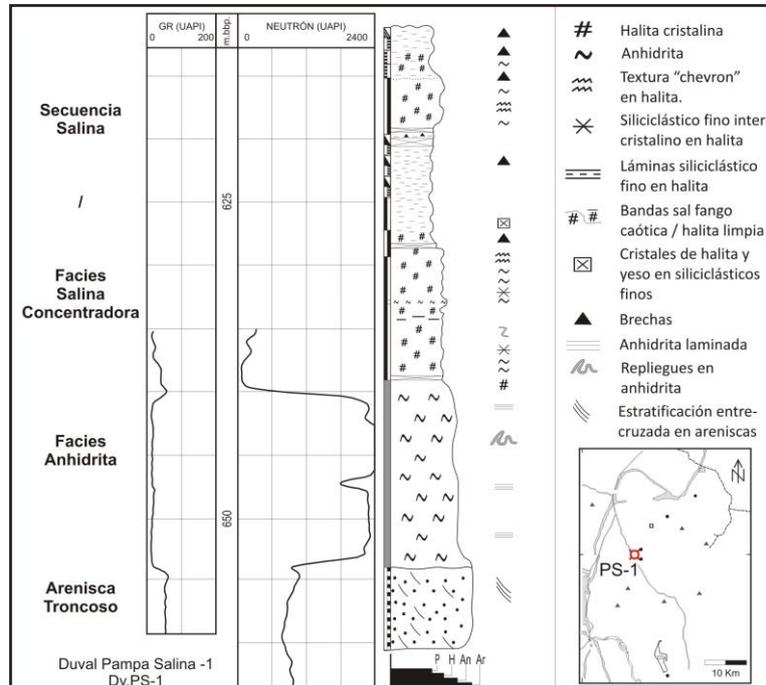


Figura 58. Facies Anhidrita y Facies Salina Concentradora (parcial), zona de Ranquiles (Neuquén).

Se dan momentos en que las altas tasas de evaporación disminuyen y/o son superados por los aportes continuos de agua marina, el esporádico escurrimiento superficial y/o lluvias estacionales, y se generan variaciones en la concentración química de la salmuera superficial,

hacia estados menores de salinidad. Se eleva la concentración (presión parcial) de CO₂ en el agua (como bicarbonatos) y prolifera la actividad de microorganismos fotosintetizadores en la columna de agua (Kirkland *et al.* 2003), ya sean algas verdes, cianofíceas o pico-cianobacterias, aumenta el pH y se estimula (induce) la nucleación de pequeños cristales de CaCO₃ (“*whiting event*”) (Robbins *et al.* 1997; Thompson *et al.* 1997; Yates & Robbins 1998; Riding 2000, 2011b; Kirkland *et al.* 2003; Dittrich & Obst 2004, entre otros) generando un depósito pelágico de calcita ‘biogénica’ sobre el sustrato anhidrítico.

Si bien la precipitación de yeso se produjo en un contexto de balance hidrológico negativo por las condiciones paleogeográficas de aislamiento y climáticas tórridas, aptas para el desarrollo evapoquímico, la ciclicidad nos podría estar mostrando en este estadio, que hubieron ingresos de aguas subsaturadas o lapsos de estacionalidad más húmeda que permitieron crear las condiciones óptimas para la precipitación de calcita. Estas duplas anhidrita - calcita (Figura 33, Anexo 3.1a - análisis DRX, Anexo 79 - sondeo Dv.SN-2, anexos 128, 128.1 - sondeo Dv.PS-1, Anexo 99 - PMN x-1) han sido interpretadas como ‘varves’, es decir con características de depositación anual (Anderson 1982), eventualmente de tipo estacional, no necesariamente anual (Sonnenfeld 1992b; Warren 1982, 1983, 1996). Las láminas de anhidrita por debajo del milímetro, son compatibles con la máxima evaporación anual para salmueras saturadas en yeso (Braitsch 1971). Un aporte mayor de agua o una estacionalidad más extendida, permitió una amplificación en el desarrollo cristalino anhidrita - calcita, dando láminas de mayor espesor.

La cristalización rápida de yeso / anhidrita que cubrió en forma neta los conjuntos rocosos infrayacentes, nos aporta la idea de que la salmuera es posible que haya llegado parcialmente concentrada al depocentro que con el tiempo desarrolló sales amargas. Esto se habría dado por una diferenciación cuencal, quizás como se ha señalado, con una sectorización de la cuenca en varios depocentros.

Los espesores de la facies anhidrita rondan la decena de metros en gran parte del sector en estudio (p.ej. sectores Sudmendocino y Sierra Negra - anexos 43 y 104), con sutiles variaciones que en algunos casos es posible que se vieran influenciadas por la topografía eólica preservada, como por el desarrollo intrasedimentario de los nódulos de anhidrita. Estimando un rango de acumulación sedimentaria de las láminas sin interrupciones, solo con los *hiatus* estacionales de las cuplas, se infiere que las condiciones ambientales durante toda la facies fueron estables (Hovorka *et al.* 2007), posiblemente en una salmuera estratificada de relativa profundidad, por la sedimentación pelágica en láminas tan finas (Schreiber & El Tabakh 2000;

Warren 1996, 2006). Este ambiente habría ocupado temporalmente un importante lapso de tiempo en todo el proceso evapoquímico de las evaporitas huitrinianas (Sonnenfeld 1989, 1992a,b).

En el Dorso de Chihuidos, hay sondeos donde el espesor de la facies anhidrita ronda los 20 m (Figura 59) que exceden la decena de metros (por ejemplo AH x-1 – Anexo 135) que se estima son los depositacionales. Estos espesores anómalos, se atribuyen dada su ubicación en sectores marginales, al ingreso de aguas subsaturadas / aluvionales de proveniencia meteórica desde el antepaís, que habría generado procesos de disolución sindeposicional o postdeposicional de la sal de roca suprayacente, aumentado el espesor de la facies anhidrita, por acumulación de anhidrita como residuo insoluble.

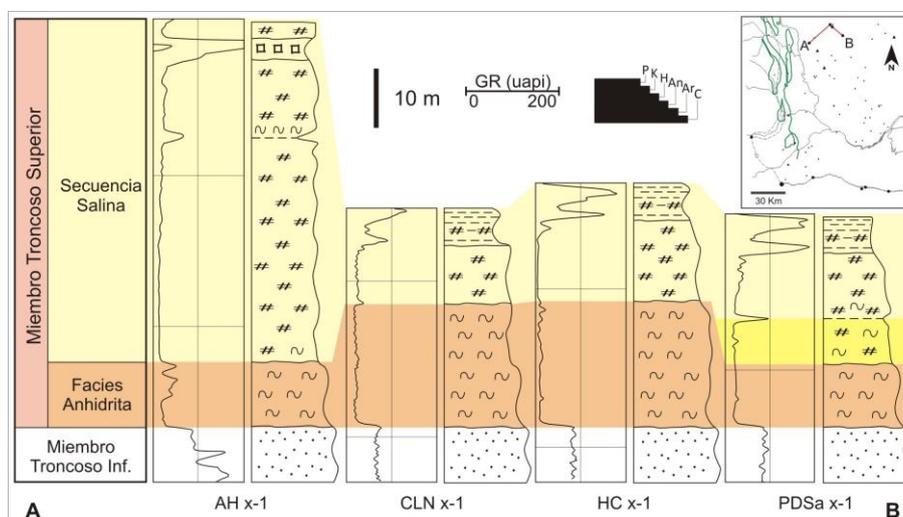


Figura 59. Correlación de la Facies Anhidrita y la Secuencia Salina (parcial tramo basal) en el margen SE de la cuenca evaporítica. Desde el sondeo AH x-1 hacia el NE hay un notable aumento del espesor de la anhidrita en los sondeos CLN x-1 y HC x-1; mientras que en el sondeo PDSa x-1, tenemos que la anhidrita muestra un espesor similar al AH x-1, con un tramo suprayacente en la secuencia salina donde la halita y la anhidrita se encuentran en proporciones iguales (destacado en amarillo más fuerte, véase Anexo 143 - PDSa x-1 con registros eléctricos completos). La correlación esta nivelada a la base de la Facies Anhidrita.

En ambientes de máximo alcance de la salmuera evaporítica, litoral somero, intermareales, como altofondos someros, en condiciones de escasa energía, fóticas, con buena luminosidad sobre el sustrato, y con una concentración salina de la salmuera mayor a la del agua de mar, lo suficiente como para desalentar la presencia de organismos competidores o depredadores, se habría desarrollado una prolífica comunidad microbiana bentónica como suele asociarse en estos ambientes hipersalinos (Oren *et al.* 1995; Wright & Oren 2005; Baumgartner *et al.* 2006, 2009; Riding 2006, 2011a,b; Brigmon *et al.* 2008, 2010; Vogel *et al.* 2009, 2010; Petrash *et al.* 2012, entre otros).

En función del sustrato, composición y concentración del agua, el pH, presencia de vertientes, nutrientes, etc., en el sistema hipersalino costanero se generaron diferentes ámbitos biogeoquímicos (Brigmon *et al.* 2008, 2010); donde se habrían dado procesos de mineralización inducidos o influenciados biológicamente, es decir procesos de organomineralización (Dupraz *et al.* 2004, 2009; Dupraz & Visscher 2005). En cuerpos de agua con una salmuera rica en bicarbonatos y calcio, la comunidad microbiana, posiblemente dominada por cianobacterias, habría inducido la precipitación de carbonato de calcio, dando formas a microbialitas (Brigmon *et al.* 2008). Estos depósitos organosedimentarios se fueron acumulando, quizás alternativamente con precipitados *in situ* y muy escasos sedimentos terrígenos, dando forma a microbialitas laminadas, en partes con formas de tapetes algo cónicos por el heliotropismo de las comunidades, es decir estromatolitos (Dupraz *et al.* 2004, 2009; Awramik 2006; Allwood *et al.* 2006, 2007, 2009; Schieber *et al.* 2007; Brigmon *et al.* 2008; Noffke & Awramik 2013; véase además Riding 2011b).

El tapete microbiano carbonático se encuentra sobre los siliciclásticos del Miembro Troncoso Inferior con suaves abultamientos, que en algunos casos desarrolló una importante porosidad fenestral (Figura 42 – sondeo DB x-1, Figura 33c y Anexo 99 – sondeo PMN x-1). Formas en la laminación de las areniscas cercanas a las estructuras organosedimentarias, podrían indicar que responden a estructuras por bioestabilización o de la preservación de estructuras sedimentarias clásticas, es decir, estructuras sedimentarias inducidas por la actividad microbial (MISS) (Gerdes *et al.* 2000; Noffke *et al.* 2001; Schieber *et al.* 2007; Noffke 2008; Noffke & Awramik 2013).

La actividad microbial en el sustrato evaporítico, tuvo importantes emisiones de gases, CH₄, CO₂, CO, H₂, H₂S (Gerdes *et al.* 2000, Noffke *et al.* 2001, 2003, Dornbos *et al.* 2007 y bibliografía allí citada). Ya sea del crecimiento y digestión microbiana, como de la descomposición de la materia orgánica, los gases quedan por debajo de la mata en concentraciones más altas que en la atmósfera. La presión en el tapete dieron formas domales (*gas domes*) a las matas microbianas mineralizantes o litificantes, que en acción concurrente con la depositación de sedimentos siliciclásticos y estadios de desecación, generaron la quebradura de las matas y sobrecorrimientos, que en el decir de Bouougri *et al.* (2007), Bouougri & Porada (2007), se formaron “estructuras complejas” (*complex structures*).

La actividad microbiana continúa, pero el pasaje de la salmuera en fase carbonato de calcio a la fase yeso, hace que los depósitos organosedimentarios sean casi excluyentes de yeso; es decir, que la fase de concentración de la salmuera sería el componente mineral que se

deposita en el sustrato, como han sugerido Farias *et al.* (2014). En este sentido, estos autores señalan que debe existir una correlación entre la composición mineral y diversidad microbiana, o, alternativamente, que la salinidad que controla cuál mineral precipita determina la diversidad microbiana de un sistema dado (Farias *et al.* 2014).

En sectores con ciertas irregularidades en la paleotopografía vinculados al tapiz microbiano, en cuerpos lagunares con una profundidad del agua menor, una circulación restringida y una elevada temperatura de la salmuera, le permitió a la misma lograr una concentración anómala del catión estroncio (Kinsman 1969a; Etcheverry *et al.* 1990). Ello se manifiesta en la precipitación de celestina acorde a su menor grado de solubilidad en un sistema salino marino (Brodtkorb *et al.* 1975, 1993; Barbieri *et al.* 1981; Brodtkorb & Danieli 2011).

Baritina, que también se halla presente asociada en forma minoritaria con la celestina, dentro del contexto de las concentraciones en el agua de mar y las solubilidades de los elementos químicos que integran un sistema salino marino, se habría desarrollado por aportes foráneos del bario. Este aporte se habría dado por dos mecanismos, o aportado por la actividad volcánica del arco magmático situado al oeste (Ramos & Brodtkorb 1990), o a través de ingresos fluviales adsorbido en arcillas, producto de la meteorización de rocas del basamento preexistente (Brodtkorb *et al.* 1975; Brodtkorb & Danieli 2011, entre otros). En este último caso, las anomalías químicas (Sr, Ba) detectadas, responderían a la cuenca de captura en la zona del sistema hídrico que aportó agua y sedimentos durante la facies fluvial del Miembro Troncoso Inferior. A su vez, este aporte en la zona de mezcla de acuíferos costeros y salmueras de cuenca ricas en Sr (Ba) y sulfatos, podría haber generado el reemplazo de los calcáreos estromatolíticos, por lo que el carácter de la depositación celestobarítico sería epigenético (de Barrio & Vergani 2011). Toda esta inferencia, sin dejar de asociar una epigénesis terciaria, puede encontrarse asociada con la actividad magmática de la orogenia Andina (Hayase & Bengochea 1975; Angelelli *et al.* 1976; de Barrio *et al.* 2009, 2014; de Barrio & Vergani 2011).

Un desequilibrio en el sustrato de la densa salmuera evaporítica, en condiciones subácueas, y en un estado hidroplástico no afectado por la diagénesis (Mattauer 1976), genera que las fuerzas de gravedad y/o movimientos sísmicos generados por el arco volcánico, inestabilicen los estratos de yeso - anhidrita aún embebidos de salmuera, y causen en el tramo central de la facies anhidrita suaves replegamientos de las láminas (Figura 58, anexos 128.1 y 79 - pozos Duval PS-1 y SN-2). Este efecto se ha encontrado en otras cuencas evaporíticas, por ejemplo, en la anhidrita del Mioceno del Norte de los Apeninos italianos (Warren 1991; Sonnenfeld 1992b).

7.1.2. Secuencia Salina - Facies Salina Concentradora

Las condiciones ambientales cálidas o de efecto invernadero, áridas, siguen siendo óptimas para el ámbito evaporítico y la evaporación continúa concentrando la salmuera y precipitando sales. Cuando la salmuera alcanza una densidad entre 1,20 – 1,26 g/cm³, entra en el campo de precipitación de halita (Babel & Schreiber 2014) y se da inicio a la sucesión salina.

En la medida que la salmuera se hiperconcentra, el rango de evaporación desciende a causa del aumento en la densidad y la tensión superficial de la salmuera (Harbeck 1955; Braitsch 1971; Kinsman 1976; Sonnenfeld 1992a,b; Schreiber & El Tabakh 2000; Schreiber *et al.* 2007). A su vez, las balsas o cortezas cristalinas de halita suspendidas en el contacto salmuera – atmósfera, disminuyen la superficie libre expuesta a la evaporación e incluso aumenta el albedo (Tyler *et al.* 1997; Groeneveld *et al.* 2010). Contrarresta esta declinación, el atrapamiento de la fracción infrarroja de la radiación solar, ya que una vez ingresada a la salmuera estratificada, se refracta y genera que la temperatura interna del agua se eleve (Sonnenfeld 1992a,b; Schreiber & El Tabakh 2000; Schreiber *et al.* 2007). Una elevación adicional de la temperatura del agua, se puede dar por la actividad bacteriana halotolerante y halofílica (extremófilos), que comúnmente se desarrolla en ambientes ácidos salinos y que colorean el agua con tonos rojizos (Sammy 1983; López Cortés *et al.* 1991; Madigan & Oren 1999; Oren 2006, 2009, 2010a,b, 2012; Mohebbi *et al.* 2011; DasSarma & DasSarma 2012; De Medeiros *et al.* 2012, entre otros), con valores estimados de incremento de 3°C a 6°C (Schreiber & El Tabakh 2000; Schreiber *et al.* 2007).

En este estadio, como unidad evaporítica informal basal en la secuencia salina, se inicia la facies salina concentradora. El contacto entre esta facies y la facies anhidrita, a través de los registros eléctricos (Figura 60a) se aprecia neto en la mayoría de los pozos de la cuenca (véase Figura 4, Kendall & Harwood 1996). En zonas marginales orientales, los registros muestran que la halita sobre la facies anhidrita, se incrementa progresivamente en la columna a expensas de la anhidrita (Figura 60b, anexos 73, 74, 81 - sondeos zona Chihuido de la Sierra Negra - El Trapial).

En testigos de corona, la “zona de traslapo anhidrita - halita” se aprecia a través de moldes y cristales pequeños de halita en el tope de la anhidrita, como a su vez, las láminas de anhidrita tienen una mayor cercanía en la halita que la suprayace (anexos 79, 128, 128.2 – sondeos Dv.SN-1, Dv.PS-1).

En el sondeo ChSN x-434 (anexo 69), cercano al lomo de la estructura de ChSN, la zona de traslape evapoquímico anhidrita-halita se da con una lluvia pelágica en ciclos alternantes de los cristalitas de anhidrita y halita, que se acumularon en el sustrato de la cuenca por encima del nivel de base de ola, tal como lo evidencian estructuras hidrodinámicas (óndulas de oscilación y microestructuras entrecruzadas) entre las dos sales (figuras 34a, 60c).

La transición en sectores marginales, da la idea de un rango de acumulación de halita (precipitación menos redisolución) menor a la depositada en el resto del depocentro, y podría señalar a su vez, ligeras fluctuaciones en los alcances marginales de expansión de la salmuera por el ingreso de aguas marinas.

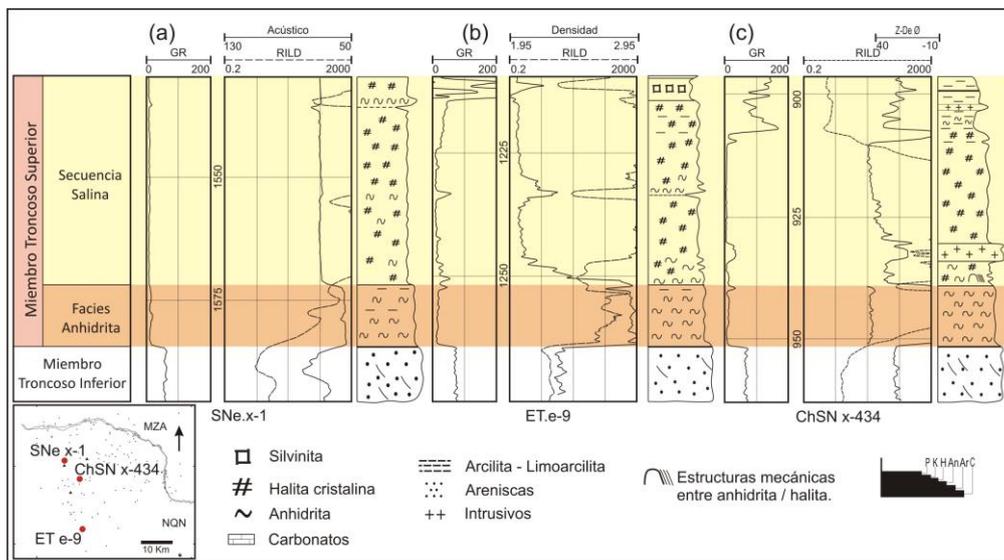


Figura 60. Contactos entre la Facies Anhidrita y la Secuencia Salina. **(a)** El contacto es neto en los registros eléctricos, la anhidrita se encuentra sobrepuesta en forma neta por la halita. **(b)** Entre las dos facies, hay una zona de transición, visible en los registros eléctricos, donde la halita va predominando en la columna, intercalada con delgados bancos de anhidrita. **(c)** El contacto por registros eléctricos es neto; por testigo de corona, la zona de transición se da con estructuras sedimentarias mecánicas, óndulas de oscilación, estructuras microentrecruzadas.

En la interfase salmuera / atmósfera, donde la salmuera por la evaporación se sobresatura, se genera una película de alta densidad, donde núcleos iniciadores comienzan la cristalización de halita (Dellwig*⁹ 1955 pp:89). Mientras aumenten su tamaño con formas de placas y cubos, y puedan ser suspendidos por tensión superficial, se mantendrán en la superficie, continuando un crecimiento hacia el exterior y hacia arriba a lo largo de las aristas. El cristal se va hundiendo por su peso y da una pirámide hueca, con el vértice apuntando hacia abajo, generando cristales en forma de tolvas (*hopper-shaped – pyramidal hopper*). Cuando la tensión superficial es superada ya sea por el peso de los cristales o por suaves ráfagas de viento, los cristales se hundirán en la salmuera y se asentarán en el sustrato de la cuenca por el efecto de

*⁹ Dellwig (1955) citando el trabajo de Badger & Baker (1928).

la gravedad (Dellwig 1955; Arthurton 1973; Hardie *et al.* 1983; Handford 1991; Taj & Aref 2015). Si el film superficial de salmuera, puede sostener a los cristales de halita a la deriva, estos pueden coalescer y generar una balsa (*rafts*) de cristales débilmente unidos, la cual a su vez puede continuar su crecimiento lateral, e incluso coalescer con otros cristales o balsas en deriva (Handford 1991), hasta que se hundan y se asientan en el sustrato de la cuenca. Este apilamiento cristalino genera cúmulos de granos cúbicos pequeños del orden del milímetro (la textura "*crystalline cumulus*" de Lowenstein & Hardie 1985); en ocasiones, conectados en láminas delgadas, planas, con forma de tolvas, cuando logran sobrevivir al llegar al sustrato (la textura "*hopper rafts*" de Hardie *et al.* 1983) (Figura 35a).

La textura de cúmulos cristalinos, nos indica para la halita una depositación detrítica primaria con un asentamiento en un cuerpo de salmuera estratificado (Hardie *et al.* 1983). Estos autores también plantearon la posibilidad de una salmuera no estratificada con una muy rápida evaporación; el tamaño de grano, relativamente grueso, en el orden de 1 mm, que llegan a 3 milímetros, y más allá de la cristalización o recristalización que cierra la porosidad durante el soterramiento somero (Casas & Lowenstein 1989), nos lleva a pensar en una salmuera hiperconcentrada, que permitió a los cristales mantenerse más tiempo en la superficie. Un asentamiento rápido de cristales o una salmuera estanca en el contacto con el sustrato, en una salmuera de relativa profundidad, habría prevenido el crecimiento sintaxial de fondo, permitiendo la preservación de los cúmulos cristalinos (Hardie *et al.* 1983; Hovorka *et al.* 2007).

En este sentido, Kendall (1984) ha sugerido que el grano fino con una estructura laminada, indica un ambiente de deposición subácueo en una salmuera de relativa profundidad. Hovorka *et al.* (2007) han planteado a su vez, que una salmuera del orden de escasos metros puede estratificarse. Se estima que la profundidad de la salmuera inicial de la precipitación de haluros en el sector central de la cuenca, habría estado en el orden de decenas de metros como han propuesto Tucker & Cann (1986) a partir del estudio de bromo en halita.

Mientras la salmuera se va superconcentrando en halita, se dan ingresos de aguas marinas que renuevan solutos en la salmuera. No obstante, estos ingresos habrían ido disminuyendo acompañando el incremento del aislamiento desde la facies anhidrita a la facies de sales amargas. Se ha planteado para cuencas evaporíticas que alcanzan el estadio de sales amargas, que la comunicación con el océano abierto en la fase halita, habría sido mínima (Braitsch 1971).

El agua ingresada, de menor densidad, sobreyace a la salmuera hiperconcentrada, que estratificada o no, genera un estrato superficial que va a persistir hasta que se igualan las concentraciones, con una variación en la concentración química de la salmuera superficial hacia el mineral de menor solubilidad (Sonnenfeld 1992a). El tiempo de recomposición de la salmuera para continuar con la precipitación de halita, va a estar en función del volumen (espesor) y concentración de la lámina de agua subsaturada ingresada, la concentración de la salmuera residente en la cuenca y la diferencia de densidades entre las dos salmueras, que a su vez, es lo que va a determinar el espesor de la lámina de anhidrita intercalada en la halita (Magaritz 1987). Este proceso genera un *hiatus* deposicional (Sonnenfeld 1992b); a su vez, la precipitación de yeso / anhidrita que se deposita en el piso de la cuenca, deja entre los estratos de halita un registro de sulfato que actúa como “*partings*” de la estratificación (Hite 1968 en Magaritz 1987) (anexos DRX: 3.2a – Dv.SN-2, 3.3 – Dv.PS-1, 3.6 - Dv.PS-2).

En este estadio de cristalización de la salmuera evaporítica, se estima que los sulfatos que cristalizaban en la columna y en cercanías del contacto salmuera-atmósfera, era yeso, el cual deshidrata a anhidrita cuando se deposita en el piso de la salmuera por la higroscopicidad de la salmuera estanca (Sonnenfeld 1992a,b; Schreiber & El Tabakh 2000); aunque también es posible que el mineral que haya precipitado fuese anhidrita, ya que acorde a Jaworska (2012, ver también King 1947) es el único mineral de sulfato de calcio que cristaliza en una solución concentrada para halita.

Es posible que hayan habido aportes de aguas aluvionales. Los análisis DRX de láminas de anhidrita y halita aledaña (anexos análisis DRX 3.2a - Dv.SN-2, 3.3 - Dv.PS-1, 3.6 - Dv.PS-2) proponen el acompañamiento de arcillas, cuarzo, feldespato y plagioclasa. Como la presencia de partículas de arcillas suspendidas en el agua de mar es casi inexistente, se estima que el aporte de terrígenos finos provino de aluviones (*flash floods*) (Sonnenfeld 1989, 1992a). Los aluviones son típicos de zonas semiáridas, crecidas excepcionales donde el agua arrastra material suelto y disuelve o recicla las costras y eflorescencias salinas de zonas marginales o emergidas inmediatas, que renuevan solutos a la cuenca (Roulston & Waugh 1983; Magaritz 1987).

En resumen, tenemos una ciclicidad dada por estratos de ~2 cm de halita, separados por *partings* o tablillas de anhidrita, que cada 10 a 15 cm, aumentan su espesor y se manifiestan en delgadas láminas de anhidrita. Estos estratos de halita, suelen ser de una halita semitranslúcida grisácea por insolubles, señalando una halita reciclada. Es frecuente que estos procesos sean repetitivos y que por lo tanto generen ciclos en la secuencia salina (anexos 128 y

129 con subanexos – sondeos Dv.PS-1 y Dv.PS-2). A su vez, se han observado algunos ciclos en los que los espesores de las láminas de anhidrita aumentan gradualmente en la columna, hasta formar un estrato de mayor espesor, para luego disminuir a láminas milimétricas (anexo 129.3 – Dv.PS-2).

Estos cíclicos descensos en la concentración de la salmuera superficial se pueden inferir en los sondeos hidrocarburíferos de la cuenca, ya que la anhidrita fue registrada en el *cutting* como elemento minoritario con la halita, acompañado por variaciones en los registros eléctricos.

En sectores marginales meridionales de la cuenca evaporítica, retrocesos del cuerpo de salmuera por una mengua en el aporte de agua marina y/o las altas tasas de evaporación y precipitación de sales, generaron que amplias superficies evaporíticas quedaran expuestas a la atmósfera (Figura 60, anexos 128, 128.2, 128.3 - sondeo Dv.PS-1; anexos 129, 129.1 a 129.3 - sondeo Dv.PS-2, anexos 132, 150, 151 - correlaciones zona Ranquiles y Cierre Sur).

Estos cíclicos balances negativos en el volumen de la salmuera, con lapsos de desecamiento, permitieron la progradación de facies fangosas aluviales distales, convirtiendo las áreas marginales afectadas en barreales salinos (Kendall & Harwood 1996). El cuerpo de salmuera libre en los avances y retrocesos, habría gradado a un barreal salino húmedo, y éste, a un barreal seco hacia sectores topográficos más altos, con dominio de depósitos de sal fango caótica y arcilitas (resp./) entre la sal de roca (Eugster 1984; Warren 2006).

En uno de los cuerpo de salmuera en condiciones de muy baja humedad relativa, o quizás con una importante participación del viento, la salmuera evolucionó hasta lograr la concentración de sales amargas con precipitación de sales de potasio e inferida del magnesio, es decir carnalita, hoy preservadas como silvinita (halita + silvita, nivel potásico que en la presente tesis se ha denominado “P₀ Culenantu” (anexos 127, 127.1, 127.2 – sondeo Cu x-1) *¹⁰.

El lago además de los ciclos de avances y retracciones de la salmuera central, se puede haber influido por el ingreso de aguas subsaturadas meteóricas cargadas de sales que inundaron un bajo ribereño como se ha observado modernamente en la costa sur del Mar Mediterráneo (Bryant *et al.* 1994).

*¹⁰ Dicho nivel, que se encuentra desvinculado del patrón químico que caracterizó la evolución de la cuenca evaporítica del Miembro Troncoso Superior, no ha podido ser correlacionado y/o corroborado con cierto margen de seguridad con otros sondeos. A su vez, la ubicación del sondeo en una zona con tectónica de piel fina subaflorante amerita ser cuidadoso en el análisis de dicho nivel (ver capítulo 6.2 Ranquiles).

Los altos rangos de acumulación de halita (precipitación menos redisolución) uniformiza la topografía de la cubeta salina. Depositados unos dos tercios de la facies salina concentradora, cerca de alcanzar la concentración en sales amargas, se genera un importante quiebre en la concentración de la salmuera evaporítica.

Un banco anhidrítico de espesor suficiente para ser detectado por los registros eléctricos (nominado como “FFi1”) se intercala en la secuencia salina. Se lo ha identificado desde los sondeos de la FPyC del Agrio – Dorso de Chihuidos hasta los sondeos sudmendocinos (Figura 61, anexos 42, 102, 103, 132, 150, 151 – correlaciones del Miembro Troncoso Superior en las distintas zonas).

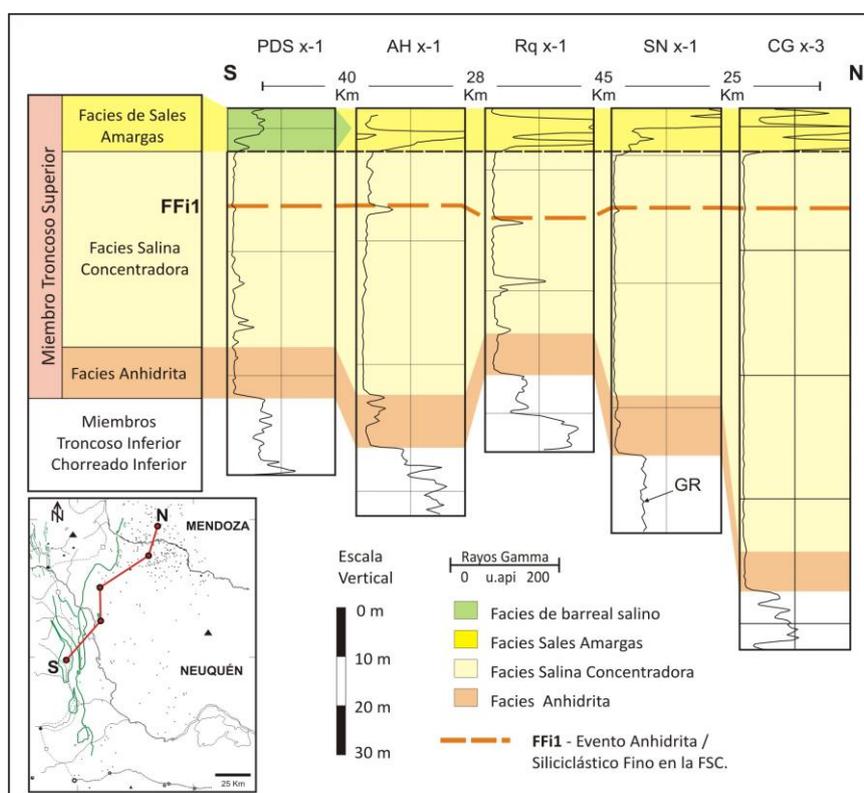


Figura 61. Correlación de la Facies Anhidrita y la Facies Salina Concentradora (FSC), nivelada en la base de la facies de sales amargas. Se observa una buena correlación de las facies desde el centro de Neuquén hasta el sur de Mendoza. En Neuquén (PDS x-1, AH x-1 y Rq x-1) la FSC muestra anomalías en el registro GR que representarían elementos siliciclásticos finos (SF), en partes facies de barreal salino. El evento FFi1, que se intercala en la FSC y que se manifiesta en toda la cuenca, muestra un mayor contenido de SF en el sur de la cuenca, mientras que hacia Mendoza hay una impronta de anhidrita predominando.

Los rasgos observados del banco FFi1 en el sondeo RDA x-2 son compatibles con una sedimentación pelágica de anhidrita, afectada por soterramiento o tectocinesis, por el brechamiento generalizado. A su vez, la laminación interna ondulosa de la anhidrita en los fenoclastos, podría ser asignada en parte a una cristalización de yeso en el piso de la salmuera

(ahora anhidrita y halita pseudomórficas), como a una génesis por microorganismos bentónicos, que nos indicaría a escasos metros de la facies amarga, una dilución total de la columna de salmuera, algo que se estima no son compatibles.

La particularidad de ser un evento deposicional que afectó a toda la cuenca evaporítica, señala que fue el resultado de una rápida transgresión por anegamientos de una amplia área de una cuenca evaporítica con una paleotopografía sumamente plana, con aguas subsaturadas marinas (Hovorka 1987; Kendall & Harwood 1996; Hovorka *et al.* 2007) y/o meteóricas (Magaritz 1987; Sonnenfeld 1989, 1992a,b).

Al banco de anhidrita FFi1 se asocian siliciclásticos finos. En el sur de Mendoza y norte de Neuquén, los terrígenos finos acompañan la anhidrita muy subordinados, mencionados como trazas en el *cutting* (Figura 61; anexos 7, 8, 12, 34, 117 - sondeos CG x-1, CG x-3, CLT x-1, PB x-6, PB x-3, entre otros). Mientras que hacia el antepaís, el contenido de terrígenos aumenta y se diferencia de la anhidrita claramente un banco de arcilita / sal fango caótica que la infrayace (Figura 61, anexo 10 – zona de Chihuido Castro en Mendoza, anexos 73 a 75, 81, 82, 94, 97 - zonas El Trapial – Chihuido de la Sierra Negra – Aguada de la Cerda, anexos 127 a 129 - zona Ranquiles, anexos 131, 139, 140 – zona Salinas de Huitrín – Faja Plegada y Corrida del Agrio).

La diferenciación del banco siliciclástico fino en el sector neuquino, es posible que en partes responda a la expansión de la salmuera y la superposición del material clástico y la anhidrita producto del aluvión, sobre niveles de sal fango caótica de la facies de barreal salino. A su vez, su vinculación a áreas de aporte de la cuña clástica fluvial del Troncoso Inferior, nos permite inferir un mayor suministro terrígeno como carga en el agua en dichos sectores, que habría llegado encauzada, colectando aguas de los *flash floods* provenientes de un amplio sector del antepaís expuesto, altos intracuencales (Dorsal de Huincul), como del arco magmático, por medio de cuencas de drenaje preexistentes.

En la zona de Chihuido de la Sierra Negra y aledañas, ya sea por la facies de barreal salino ante la retracción de la salmuera o por el mayor aporte de terrígenos en aluvión, al banco arcilítico (+ anhidrita) se lo detecta en los perfilajes eléctricos y *cutting* por ~20 km, desde la zona de máxima expresión de la halita en la sucesión salina.

La presencia de siliciclásticos en el evento FFi1, nos orienta a pensar en que el anegamiento es posible que haya sido el producto de aguas meteóricas que en zonas emergidas erosionaron suelos, eflorescencias y costras salinas, e ingresaron a la cuenca como aluviones con cierta

carga de sales y terrígenos (Braitsch 1971; Sonnenfeld & Hudec 1983; Sonnenfeld 1989, 1992a,b). Este ingreso de aguas, habría generado un estrato superficial diluido que habría sobrenadado a la salmuera libre hiperconcentrada en halita, en un volumen tal que habría avanzado sobre el barreal salino litoral. El material terrígeno fino acarreado por los aluviones, en una salmuera hiperconcentrada e higroscópica, fue trasladado en la interfase entre la salmuera residente y la fase subconcentrada de agua ingresada a la cuenca, floculando y sedimentándose lentamente en su tránsito, lo cual le permitió cubrir amplias zonas de la cuenca (Sonnenfeld & Hudec 1983). La recomposición evapoquímica de la salmuera superficial, habría depositado el mineral de menor solubilidad, es decir, anhidrita pelágica sobre el sustrato evaporítico en la zona de salmuera perenne, y sobre sal fango caótica / arcillitas grisáceas en zonas marginales (Magaritz 1987; Sonnenfeld 1992b) (Figura 61, anexos 42, 102, 103, 132, 150, 151).

En la medida que aumenta la concentración de la salmuera en halita y se uniformiza el contenido salino en la columna, en el sustrato hay cristales de la lluvia pelágica de halita que comienzan a ser iniciadores de un desarrollo cristalino competitivo vertical (Arthurton 1973; Handford 1991) de mayor tamaño cristalino individual (~3 mm). Debido a la gran cantidad de cristales compitiendo por espacio, se eliminan los cuboides y se generan fábricas orientadas verticalmente, donde comienzan a cristalizar texturas típicas del sustrato salino, *cornets* y *chevron*. Este proceso si bien se lo menciona en este estadio, no es posible identificarlo con precisión temporal en el proceso evolutivo de la facies salina concentradora. Es posible que se hayan ido intercalando entre bancos de cúmulos cristalinos en la medida que avanzaba el proceso de concentración de la salmuera, o en otras palabras, que estadios de salmueras estratificadas, hayan permitido la preservación de los cúmulos (Hovorka *et al.* 2007).

La textura *chevron* zonada, nos señala además de un desarrollo cristalino *in situ*, en el contacto sedimento-salmuera, una cristalización en una salmuera altamente supersaturada (Wardlaw & Schwerdtner 1966 en Hardie *et al.* 1983). Variaciones en la velocidad de crecimiento, generan en los cristales de halita un bandeamiento intracristalino de inclusiones fluidas, paralelas a las caras del cubo, con el ápice apuntando hacia arriba. Se dan bandas oscuras de alta densidad de inclusiones y bandas claras pobres en inclusiones fluidas. Las bandas nubosas oscuras se dieron con tasas altas de cristalización, que incorporaron abundantes inclusiones fluidas, mientras que las bandas limpias o con escasas inclusiones, se dieron en condiciones evaporíticas más calmas, permitiendo un crecimiento más lento y perfecto, sin inclusiones (Masuzawa 1979; Hardie *et al.* 1983; Kendall 1984; Handford 1991). Este patrón con una variación de

crecimiento de alta frecuencia (Hovorka *et al.* 2007), se ha interpretado que podría responder a cambios diarios o relacionados al clima. Altas tasas de evaporación y rápida cristalización durante el período diurno, y con bajas tasas de evaporación y lenta cristalización durante la noche (Masuzawa 1979; Holser 1979 en Handford 1991). Estos cambios súbitos en la concentración de la salmuera, sólo pueden ser llevados a cabo en cuerpos de salmueras de reducido volumen, es decir, que la salmuera poseía una profundidad somera (*shelf a shallow*, Kendall 1984; Kendall & Harwood 1996) para esta etapa de la secuencia salina, cercana a alcanzar la salmuera la concentración en sales amargas.

Anhidrita en tablillas acompaña la halita, y con cada ingreso de agua, se deposita en las suturas dentadas que separan los estratos de halita, como a su vez, en microfisuras de los depósitos de halita limpia entre los cristales *chevron*. Es posible que la anhidrita responda a residuos ‘insolubles’ de la corrosión superficial de halita (Hovorka *et al.* 2007).

7.1.3. Facies Sales Amargas

Una salmuera con una profundidad somera, quizás en el rango del decímetro, y en continua pérdida de solvente, ~5% desde una salmuera concentrada para halita, entra en el campo de saturación de las sales amargas (Sonnenfeld 1989, 1992a,b). La densidad de la salmuera, con un valor de ~1,30 g/cm³, habría tomado características que la asemejan al del aceite de oliva (Warren 2006).

La presencia de criptocristales de silvita “*daughter*” (Roedder 1984) en las inclusiones fluidas de la halita *chevron* en los metros más cercanos a las sales amargas (Figura 36a,b), nos señala una columna de salmuera cerca o ya saturada para la precipitación de silvita - sales amargas (Roedder 1984; Hardie *et al.* 1983; Spencer 1983; Lowenstein & Spencer 1990). Se estima que las inclusiones fluidas de salmuera atrapadas durante la cristalización de la halita en el piso salino, tomaron contacto en el soterrramiento somero con aguas subterráneas más frías, generándose la precipitación de criptocristales de silvita “*daughter*”. Esto sucede dada la sensibilidad e insolubilidad de la silvita en altas concentraciones a “bajas” temperaturas.

El área total de los cuerpos de salmueras que generaron al ciclo de sales amargas es difícil de calcular, una cuestión común a los depósitos evaporíticos en general (Hovorka *et al.* 1993). Sin considerar una reconstrucción del acortamiento cortical horizontal en el sector de la faja plegada y corrida andina, que por ejemplo, para el sector abarcado desde la Fosa de Loncopué hasta Filo Morado - Chihuido de la Salina, se ha estimado que sería de 30 km (Zapata *et al.*

1999), a partir de la distribución actual (Figura 56, anexo 159) la cuenca de sales amargas debe de haber rondado en su etapa inicial, de mínima, los 3.000 km². Este desarrollo areal, tomando la reconstrucción paleogeográfica de Legarreta & Uliana (1991) (Figura 14), con la elaboración propia (anexo 160), sería el concentrado amargo (preservado?) de una cuenca evaporítica total (que incluye la facies anhidrita) de ~40.000 km².

Los procesos de cristalización de las sales amargas, se agruparon en dos espesos mantos o ciclos, que hemos diferenciado como nivel de sales amargas inferior y superior (cuadro 1). El nivel inferior es el que se presenta con la mejor expresión vertical, tanto en bancos como en espesor, y es a su vez, el que alcanza la distribución areal mayor (figuras 56 y 62, anexos 157, 159). El ciclo superior se encuentra algo restringido, tanto en espesor como areal, en particular en el sector neuquino de la cuenca (Figura 64, anexo 158). Ambos niveles, se encuentran separados por 5 a 8 metros de sal de roca con un contenido menor en potasio (nivel salino interpotásico, Figura 63).

La retracción de la salmuera amarga en relación a la facies salina concentradora (Figura 56), alojada en los sectores más subsidentes de la cuenca evaporítica (Sonnenfeld 1989, 1992a,b), habría permitido el avance de facies de siliciclásticos finos en los sectores marginales sobre las evaporitas sódicas. Se habría generado un ambiente de barreal salino ribereño, que dejó un banco de arcilitas grisáceas que se lo ha correlacionado con la facies de sales amargas; proceso que se habría acentuado con la retracción del nivel amargo superior en relación con el inferior. En la zona NE de la Sierra Negra, se puede ver la retracción de la salmuera o avance del barreal salino en los anexos 102 y 107 (detalles en sondeos ADLCN x-1, ADLCO x-1, ACB x-1, PESN x-1 - anexos 49, 50, 51, 100). Los sondeos Aguada de la Cerda con bancos de arcilitas que se estima responden al retraimiento de los dos niveles amargos, con una intercalación de sal de roca producto de la expansión temporaria de la salmuera que dejó al nivel salino interpotásico. A su vez, no debe descartarse que en partes se hayan dado procesos erosivos ulteriores, como veremos más adelante.

Al sur de esta zona, en el faldeo oriental de la estructura ChSN, se da una disposición del nivel de sales amargas inferior con un desarrollo vertical mayor en relación al faldeo occidental, que se estima se daría por el retardo que tienen las salmueras por coriolis (Sonnenfeld 1992b).

La deformación tectónica de la zona cordillerana occidental, impide saber si el depocentro que se presenta en las zonas de Cerro Guillermo – Yacimiento PRC - Paso de las Bardas, con la mejor expresión en la columna de toda la cuenca evaporítica de sales amargas huitriniana, no

extendía su desarrollo hacia el oeste, dado el retardo que tendría la salmuera por el efecto coriolis (Sonnenfeld 1992b).

7.1.3.1. Nivel de Sales Amargas Inferior

La precipitación de las sales amargas en una salmuera hiperconcentrada, se habría dado en pequeñas cuencas someras del orden de algunos kilómetros, quizás con varios lapsos de desecación y relleno. Estos ciclos en ‘lagos o lagunas’ someros, cambiantes, habrían dejado depósitos potásicos vinculados en continuidad lateral y vertical con bancos de halita, a través de superficies de erosión en la base, como ha señalado Schreiber *et al.* (1986).

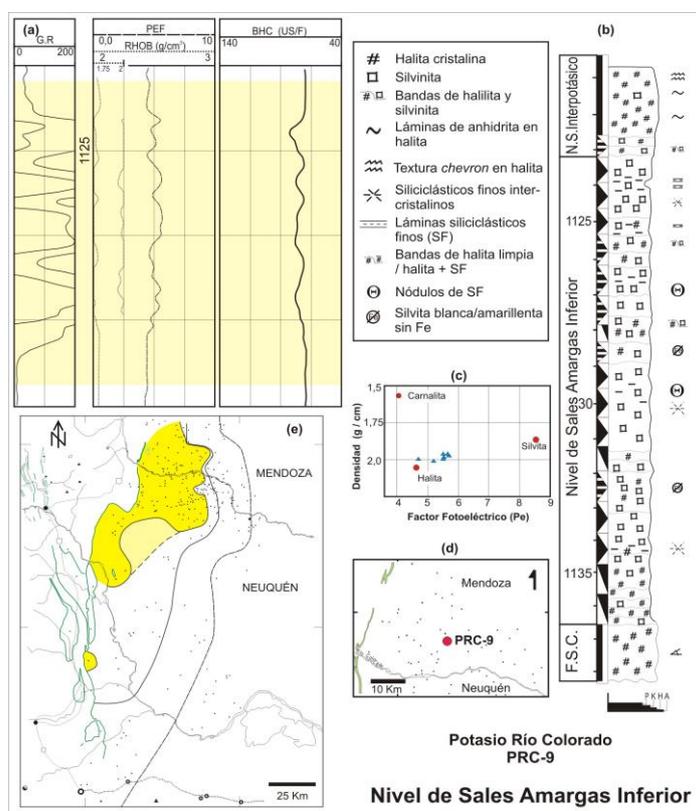


Figura 62. Nivel de Sales Amargas Inferior. **(a)** Registro eléctrico del nivel amargo. **(b)** Perfil litológico y referencias. **(c)** Crossplot densidad versus factor fotoeléctrico que señala la presencia de silvinita. **(d)** Ubicación del sondeo. **(e)** Distribución del nivel en el sur de Mendoza y norte de Neuquén (en amarillo).

Hiperconcentrada la salmuera en sales amargas, la alta sensibilidad a la temperatura de la carnalita o de la silvita, habría generado su cristalización debido al enfriamiento estacional o nocturno de la salmuera libre, que las convierte en menos soluble (Braitsch 1971; Lowenstein y Spencer 1990). Los cristales de silvita con finas dispersiones sólidas de criptoplaquitas de hematita que le da la tonalidad rojo oscuro, o en un anillo rojizo rodeando un núcleo blancucino de silvita pura, señalaría que esta sal amarga proviene de un proceso de recristalización, producto del lavado del cloruro de magnesio de una carnalita roja primaria

(Sonnenfeld 1989, 1992a,b). Este autor ha planteado que la saturación de la salmuera en carnalita se daría en una salmuera en contacto con la atmósfera, hiperconcentrada en sales amargas y con un alto contenido en hidruros de nitrógeno, éste derivado de la descomposición de proteínas (Sonnenfeld 1989, 1992a,b, 1995). En estas condiciones, la radiación solar destruye los hidruros y precipita carnalita. La radiación también destruye los hidruros de hierro y precipita hidróxido de hierro, el cual es instantáneamente convertido en una salmuera altamente higroscópica a placas y agujas de hematita. Salmueras percolantes durante la siguiente fase de precipitación de halita y antes de la compactación, convertirían carnalita primaria en silvita secundaria*¹¹. Con la consecuente reducción de volumen en la transformación carnalita a silvita (Sonnenfeld 1989, 1992a,b, 1995), se debe haber ajustado la distribución de silvita al espacio ocupado por la carnalita y la porosidad intercrystalina halita-carnalita.

Este proceso dejó bancos de sales amargas compuestos por silvita en una matriz de halita (análisis DRX anexo 3.12), en cristales anhedrales a subhedrales, de tamaños chicos a grandes. En el caso de los cristales chicos (~5 mm), con tonos rojo ladrillo o lacre a rojizo oscuro semitranslúcido, tiene un desarrollo cristalino elongado en la horizontal, que se acomoda entre los granos de halita siguiendo bandeamientos, dando una textura mosaico estratificada. En ocasiones la silvita de grano fino se acomoda sobre las cimas irregulares de la textura *chevron*, es decir que se adelgaza en las culminaciones de la halita piramidal y se espesa entre las depresiones de los cristales de halita. Otras veces, los cristales de silvita se encuentran entre placas y cubos de los cúmulos cristalinos de halita. En esta fábrica, la halita presenta inclusiones fluidas paralelas a las caras cristalinas más largas de las placas.

Cuando el grano cristalino de la silvita aumenta, presenta un núcleo semitranslúcido a blanquecino con brillo perlado o nacarado, en algunos casos con el clivaje muy marcado, que quizás responda a caras cristalinas. A este núcleo de silvita pura, mediante una zona de

*¹¹ En la Décima Conferencia Penrose (1988) sobre evaporitas marinas, Peter Sztamari de la Empresa Brasileira Petrobrás, hizo un interesante comentario sobre una observación accidental ocurrida en su oficina. Sztamari había colocado un cristal de carnalita en un vidrio de reloj, tras lo cual debió abandonar su oficina, retornando a la mañana siguiente, y encontrando en el vidrio de reloj, un cristal de silvita asentado sobre un poco de salmuera, lo cual evidenciaba que durante la noche se había producido dicha regeneración. Tras un fin de semana, cuando retorna a la oficina, se encuentra con que había solo salmuera, sin ningún cristal. Transcurrido el día laboral de ese lunes, a la noche se había generado un nuevo cristal de carnalita. El fenómeno fue atribuido al apagado del aire acondicionado durante las noches, donde aumentaba la humedad atmosférica que disolvía la carnalita y precipitaba silvita. Durante el fin de semana, la humedad atmosférica había tenido el tiempo suficiente como para una disolución total. Tan pronto el aire acondicionado bajó la humedad, el cristal de carnalita se regeneró. Esta anotación que se realiza a partir de Sonnenfeld (1992a, 1993 com. escrita), le hizo pensar a este autor, cual frecuentemente una carnalita o una silvita, es realmente primaria y no ha sufrido múltiples recristalizaciones tempranas, debido a variaciones en la humedad atmosférica o higroscopicidad de la salmuera.

transición, le circunda una orla de silvita rojiza donde criptocristales de hematita dan una dispersión sólida, que suele tener formas externas coliformes rojo ladrillo.

La recristalización de las sales amargas en el soterramiento y de las evaporitas en general, es parte del pensamiento sobre el proceso de paragénesis cristalinas de las evaporitas (ver capítulo introducción, Stewart 1963; Borchert 1969; Braitsch 1971; Searls 1985; Lowenstein & Spencer 1990; Sonnenfeld 1989, 1992a,b; entre otros). En el subsuelo somero (o diagénesis somera) con las menores temperaturas, el lavado de la carnalita se daría por cambios en la composición de la salmuera intersticial subterránea, o por la percolación de salmueras menos concentradas durante la fase subsiguiente de precipitación de halita (Sonnenfeld 1989, 1992a,b). A su vez, la humedad de su propia agua cristalina, que contribuiría al lavado del $MgCl_2$, por sí misma no alcanza para generar en forma completa el proceso de lavado (Garrett 1969). Puede acompañar la conversión, el agua connata del material siliciclástico fino, que conserva la salmuera durante su asentamiento, con la cristalización de las sales suprayacentes (Sonnenfeld 1989).

Por otra parte, se dan intervalos de silvinita donde es posible pensar en una cristalización primaria de la silvita, ya que se halla en cristales chicos con una tonalidad blanquecina a amarillento pálido a rojizo translúcido muy pálido (anexos 41, 41.1, 41.2 - sondeo PRC-9, anexos 40, 40.3 - sondeo PRC-4, anexos 39, 39.2, 39.3 - sondeo PRC-3). Sonnenfeld (1989, 1992a,b) señala que en una salmuera hiperconcentrada en sales amargas separada de la atmósfera por un estrato superficial de agua subsaturada, se protege de la descomposición a compuestos de nitrógeno orgánico en solución, lo cual previene la precipitación del $MgCl_2$, y de esta forma se genera una lenta nucleación y precipitación de silvita primaria. En lagunas de sales amargas periféricas, más propensas a ser afectadas por anegamientos debidos a flujos torrenciales (*flash floods*), se estratificaría la salmuera más frecuentemente, como es destacable en el sondeo PRC-3, visto la mayor cantidad de bancos amargos con silvita blanquecina (anexos 39, 39.2, 39.3).

La hiperdensidad de una salmuera tranquila, sin oleaje, estratificada, permite una mayor supervivencia de las tolvas cristalinas de halita en la superficie de la salmuera en contacto con la atmósfera. Esta permanencia motiva que la halita cristalice en láminas gruesas que flotan en la salmuera tipo balsas de tolvas, las cuales cuando vencen la tensión superficial, se hunden y se asientan en el piso, intercalándose en la silvinita (Figura 40e).

Con el avance del barreal salino en los sectores marginales, ante el retraimiento en la salmuera hiperconcentrada en sales amargas, los eventos pluviales estacionales en las zonas positivas, generaron periódicos aluviones que erosionaron y acarrearón material en disolución y en suspensión a la cuenca. En una salmuera tranquila hiperconcentrada en potasio y magnesio, el material siliciclástico fino trasladado en la interfase entre la salmuera residente y la fase de agua ingresada a la cuenca, flocula y sedimenta más lentamente en su tránsito. Esto es a causa de que el tamaño del flóculo se incrementa con el contenido salino de la salmuera, lo cual le permite cubrir amplias zonas de la cuenca y asentarse en láminas muy delgadas (Sonnenfeld & Hudec 1983 y su bibliografía citada). En general las láminas son irregulares y se acomodan al sustrato cristalino, siguiendo una ciclicidad como la que se ha observado para las láminas de anhidrita en la halita. A su vez, es posible que algunas láminas, que muestran superficies de asentamiento más regulares, sean producto del reciclado de la evaporita previamente depositada, como residuo (Hovorka 1987; Hovorka *et al.* 2007). En este caso, habría una dilución de la salmuera como para erosionar el sustrato.

Cuando la capacidad de carga de los aluviones era mayor, en los sectores periféricos se habrían erosionado fragmentos de material clástico, algunos semilitificados, ya sean el producto de arcilitas colapsadas por carso escasamente posdeposicional, o por erosión de polígonos de desecación, y haber sido arrastrados a la cuenca. Estos fragmentos habrían sido retrabajados por el agua y se habrían depositado como nódulos arcillosos en el sector medio a superior del nivel de sales amargas inferior (Bengochea & Padula 1992) (anexos 39, 39.1 - PRC-3; anexos 40, 40.5, 40.6 - PRC-4; anexos 41, 41.6, 41.7 - PRC-9; anexos 118, 118.2 - PRC-8).

Hacia el tope de los dos niveles de sales amargas, la somerización de la cuenca se asocia a aluviones, que aumenta el contenido siliciclástico fino. En ambos casos, le continúa la acumulación evaporítica en fase halita, lo cual evidencia una dilución de la salmuera. En el caso del tope del nivel potásico inferior, el material terrígeno fino genera delgados niveles arcillosos que se intercalan con silvita en cristales de varios centímetros. Una lenta percolación de salmuera a través de los estratos de arcillas, más el agua cristalina de la carnalita, fue recristalizando la silvita lentamente dando cristales muy grandes (Garrett 1969). La presencia por encima de bandas de silvinita más esporádicas en la sucesión de halita, señala que la salmuera entra en fase halita, la cual deja un espeso banco de sal de roca (nivel salino interpotásico, Figura 63).

En los bancos de halita que separan los bancos de sales amargas, intercalado con halita competitiva vertical *chevron*, de crecimiento de fondo, se dan láminas tolvas de halita

blanquecina (más delgadas que las desarrolladas en las sales amargas), que generaron apilamientos de algunos centímetros (figuras 40e, 40f). Esta cristalización variable entre la interfase salmuera-atmósfera como en el contacto sustrato-salmuera, señala que la salmuera se habría estratificado estacionalmente (véase más adelante).

7.1.3.2. Nivel Salino Interpotásico

La densidad de la salmuera en el nivel interpotásico persiste muy alta, y permite una mayor supervivencia de los cristales de halita en la superficie de la salmuera en contacto con la atmósfera, lo que motiva un grano cristalino mayor, que en algunos casos, ha generado cúmulos cristalinos de cubos de halita de hasta un centímetro. Cíclicamente se dan las condiciones de saturación y/o de humedad relativa para que precipiten y se preserven las sales amargas, que se hacen presentes con escasos cristales de silvita en bandas estratificadas cada 5 a 10 cm (Figura 63).

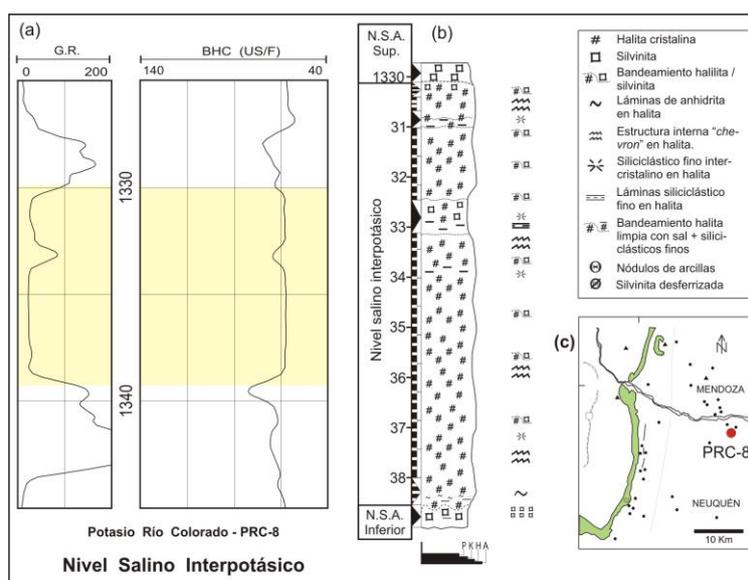


Figura 63. Nivel Salino Interpotásico. **(a)** Registro eléctrico, destacado en amarillo el tramo analizado. **(b)** Perfil litológico y referencias. **(c)** Ubicación del sondeo. En la columna se puede observar un predominio de halita con escasas intercalaciones de silvinita, que se hacen más frecuentes en la base del tercio superior, con participación de material terrígeno fino (Nivel de Sales Amargas Intermedio).

En algunos sectores centrales de la cuenca, cercanos al nivel de sales amargas superior, se diferencia un banco muy delgado donde hay un acercamiento de las láminas potásicas (nivel de sales amargas intermedio, Figura 63). Con mayor presencia en el sector mendocino de la cuenca, el nivel potásico alcanza hacia el sur la latitud de los sondeos de la zona de Paso de las Bardas. En esta área, el material terrígeno fino evidencia sutiles estructuras entrecruzadas, es decir que la salmuera era muy somera y que el sustrato se encontraba por sobre el nivel de

base de ola. Esta observación en el norte neuquino, fue posible de ver gracias al contenido de insolubles (pozo PRC-8, anexos 118, 118.3). En cambio, hacia el norte, en el sector sudmendocino, el material siliciclástico fino se encuentra sumamente atenuado (pozos PRC-4, PRC-9, anexos 40, 40.2, 41, 41.5). La salmuera continúa en fase halita y deja un metro de sal de roca, aumentando su concentración en sales amargas.

7.1.3.3. Nivel de Sales Amargas Superior

La salmuera alcanza nuevamente la saturación en sales amargas y deja bancos de silvita en una matriz de halita, con características similares al nivel inferior de la facies amarga. Es decir, que en una salmuera hiperconcentrada en sales amargas y en contacto con la atmósfera, los hidruros de nitrógeno se destruyen por la radiación solar y precipita carnalita; a su vez, destruye también los hidruros de hierro y precipita hidróxido de hierro, el cual es instantáneamente convertido en una salmuera altamente higroscópica a placas y agujas de hematita (Sonnenfeld 1989, 1992a,b). Este proceso se da considerando la alta sensibilidad a la temperatura de las sales amargas al enfriamiento estacional o nocturno de la salmuera libre, que las convierte en menos soluble (Braitsch 1971; Lowenstein y Spencer 1990).

Los cristales de silvita, son chicos a grandes, anedrales a subhedrales, con tonos rojo ladrillo o lacre a rojizo oscuro semitranslúcido. Los cristales más grandes, suelen tener un anillo rojizo rodeando un núcleo puro de silvita blanquecina. La textura en los cristales chicos es mosaico estratificada (figuras 40a, 40b), mientras que en los cristales de mayor tamaño, muestran una textura mosaico (figuras 39a, 39c). La presencia de hematita como finas dispersiones sólidas de criptoplaquitas, señalaría que la silvita proviene de un proceso de recristalización, producto del lavado del cloruro de magnesio de una carnalita roja (Sonnenfeld 1989, 1992a,b).

Sobre este ambiente de somerización extremo, quizás con tormentas ventosas de verano que aportan materiales terrígenos finos y aumentan su contenido diseminado intercrystalino en la facies amargas, se comienzan a dar ligeros ingresos de aguas subsaturadas, que disuelven el sustrato superficial y concentran los componentes siliciclásticos finos en *partings* de estratificación, que señalan un residuo de los procesos de disolución (Hovorka *et al.* 2007).

Hacia el tope, aumenta el aporte de aguas con materiales terrígenos de grano fino, que dejan delgados estratos gris pardo oscuro a gris pardo verdoso. Un delgado banco arcilítico da fin a la facies e hizo de capa protectora de las sales amargas subyacentes de procesos erosivos posteriores, ya que le continúa una halita grisácea reciclada, con un alto contenido en

componentes siliciclásticos finos intercrystalinos donde es posible ver relictos de cristales de silvita rojo lacre.

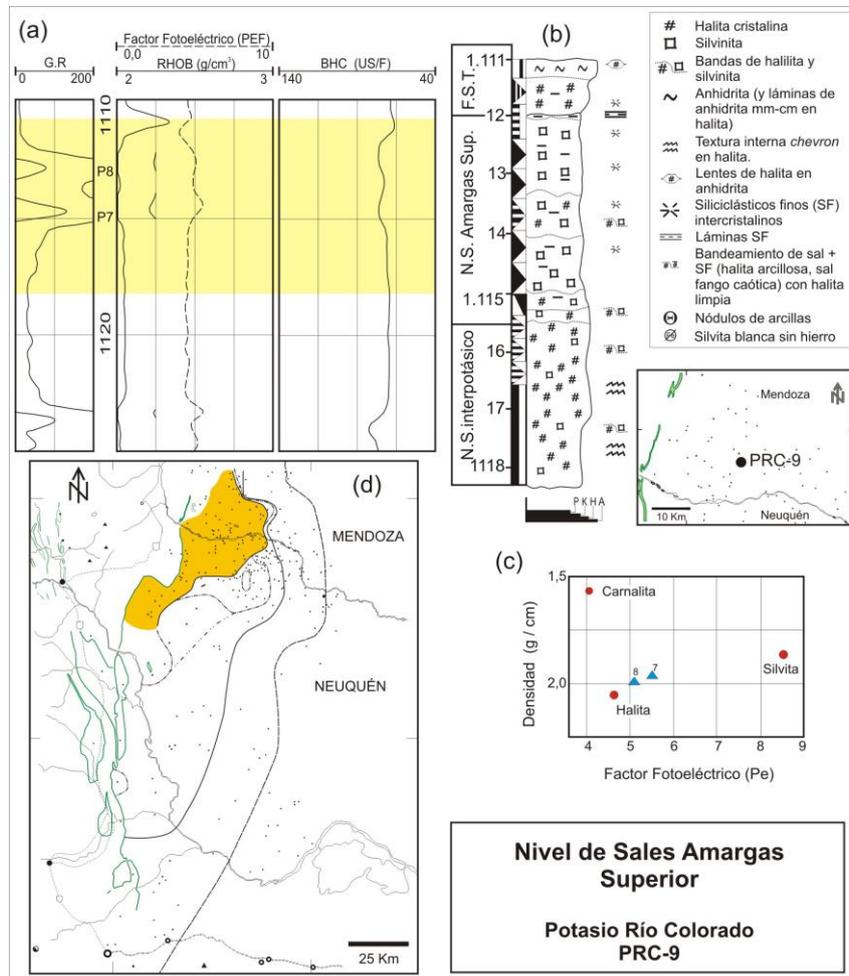


Figura 64. Nivel de Sales Amargas Superior. **(a)** Registro eléctrico. **(b)** Perfil litológico y referencias. **(c)** Crossplot densidad versus factor fotoeléctrico que sugiere la presencia de silvinita. **(d)** Distribución del nivel en el sur de Mendoza y norte de Neuquén (en ocre).

Los aluviones, típicos de ambientes semiáridos, en general son en mantos no encauzados (Sonnenfeld 1992b, Warren 2006). No obstante, la preexistencia de una red de drenaje que colectaría aguas de una importante cuenca, habría encauzado parte de los escurrimientos efímeros o intermitentes que se fueron sucediendo, focalizando su ingreso a la cuenca acorde a donde se habrían producido los eventos meteóricos. De esta manera, las aguas pluviales que ingresaron a la cuenca, es posible que hayan lavado eflorescencias superficiales y niveles salinos litorales, incluyendo bancos potásicos, como podría ser en la zona de Chihuido de la Sierra Negra - Lomitas - El Trapial (Figura 64, anexos 102, 103, 107, 158), ya que hay sondeos que no presentan la facies de sales amargas. Otro sector donde es posible que se hayan producido ingresos de aguas meteóricas encauzadas o localizadas, es en la zona sur (Ranquiles – Salinas de Huitrín – FPYC del Agrio – Dorso Chihuidos, anexos 132, 150, 151), donde se

observan espesos tramos con siliciclásticos finos e incluso una parcial carencia del nivel amargo superior.

El aporte de agua a la cuenca que se fue sucediendo en el tiempo, habría sido progresivo, dado que la salmuera cae por un breve lapso de tiempo en la fase halita. Se dieron momentos en que se deposita halita grisácea grano grueso con arcilla diseminada intergranular (halita reciclada), bandeada con halita limpia, de cristalización en un cuerpo de salmuera estanco (libre). La salmuera continúa su descenso en concentración de sales, y pasa a la fase yeso, que dejó un banco de anhidrita en contacto abrupto, erosivo (anexos 39, 39.5, 40, 40.6, 41, 41.5, 41.6 – sondeos PRC-3, PRC-4, PRC-9). A veces, este banco anhidrítico se encuentra sobre el nivel de sales amargas superior, e incluye material rojizo de posibles relictos de silvita rojiza (anexos 118, 118.5 - sondeo PRC-8). Este conjunto de litosomas, sellan el final de la depositación de las sales amargas huitrinianas, a partir de la cual se da inicio a la dilución de la cuenca evaporítica del Miembro Troncoso Superior.

Las brechas calcáreas y canales rellenos con arenas carbonáticas identificadas en afloramientos del Miembro Troncoso Superior en Mendoza y en Neuquén (“*rauhwackes*” en el decir de Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985) permiten inferir que los influjos de aguas subsaturadas a la cuenca evaporítica serían de proveniencia meteórica. Este aporte desde zonas emergidas habría sido el producto de eventos climáticos con precipitaciones estacionales (Taberner *et al.* 2000; Warren 2006). Es posible que estos anegamientos repentinos hayan llegado con cierto concentrado en sales (aporte de solutos), dada la presencia de amplias superficies anhidríticas alteradas (Taberner *et al.* 2000; Warren 2006).

7.1.3.4. Presencia del hierro en la facies de sales amargas

El ciclo del hierro oceánico es tema de gran discusión en la literatura específica, en virtud de que es un bioelemento esencial para el fitoplancton, base de la pirámide de la vida en el mar (Miller *et al.* 1995; Johnson *et al.* 1997a,b; Luther III & Wu 1997; Liu & Millero 1999, 2002; Moore *et al.* 2002; Boye *et al.* 2010; von der Heyden *et al.* 2012, entre otros).

La concentración del hierro en el agua de mar es muy baja (0,00001 %p Stewart 1963), a pesar de ser uno de los elementos mayoritarios sobre la corteza terrestre (Johnson *et al.* 1997a), por lo cual la presencia del hierro en una salmuera amarga es controvertida. Esto llevó a Braitsch (1971) a plantear, que provendría de aportes foráneos.

Soluciones de óxido de hierro coloidal en la carga en disolución y en suspensión con los anegamientos repentinos de aguas meteóricas desde zonas emergidas (antepaís, arco volcánico), podrían aumentar diez veces la baja concentración en la salmuera al inicio de la precipitación de carnalita, como estimó Braitsch (1971) de 0,17 g/Tn para un agua de mar actual.

Otra fuente de hierro (como $\text{Fe}(\text{OH})_3$), asociada a las crecidas, sería de la conversión de arcillas en salmueras muy concentradas en sales amargas, a variedades con alto contenido en magnesio (p.ej., cloritas) (Sonnenfeld 1989). Ésta es justamente la arcilla interestratificada con esmectita que predomina en los bancos de silvinita en las zonas potásicas (anexos 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 118, 118.4, 41, 41.5, sondeos PRC-8, PRC-9).

Liu & Millero (1999, 2002) han planteado que en las condiciones de pH del agua de mar (pH 8) el Fe^{3+} permanecería en solución mediante la formación de complejos de Fe con ligantes orgánicos. Sonnenfeld ha señalado que durante la precipitación de halita, los valores bajos de Eh y altos de pH, hacen que el Fe esté estable en estado ferroso (Fe^{2+}), con incapacidad de pasar al estado Fe^{3+} (Sonnenfeld 1989, 1992a,b). El pasaje se daría cuando la salmuera alcanza la saturación para carnalita, con la destrucción de los complejos orgánicos durante la precipitación de este mineral. Schaller & Henderson (1932, en Stewart 1963), sugirieron que la precipitación de hematita, podría haber estado vinculada a la actividad del crecimiento bacterial en salmueras ricas en potasio.

El hábito exterior bandeado colorado de la silvita rojiza es un rasgo notable, muy visible aunque no excluyente en los agregados cristalinos que llegaron a varios centímetros (figuras 39 y 40, véase también anexo 118.4 - sondeo PRC-8). Se señaló la posibilidad de que a medida que cristalizaba silvita pura, iba purgando los criptocristales de hematita (insolubles) hacia los bordes, dejando un núcleo de silvita blanquecina brillo nacarado, con un anillo exterior rojizo de silvita con impurezas mecánicas de hematita diseminada. A su vez, observando la vinculación a siliciclásticos finos, que pudiesen continuar aportando hidróxido férrico ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) durante el proceso de recristalización carnalita/silvita, se generaría un gel hiperdenso de salmuera amarga + hierro, dando el hábito típico del hierro colorado de un gel solidificado. El hidróxido de hierro, tiene la característica de ser una sustancia viscosa y gelatinosa de color café rojizo que al deshidratarse en una salmuera altamente higroscópica, como hemos comentado, da Fe_2O_3 de tono amarillento rojizo (Andrews & Kokes 1978).

7.1.3.5. La cuestión del magnesio en la facies de sales amargas

Otro elemento químico que llama la atención en las evaporitas amargas, pero en este caso por su ausencia, es el magnesio. Con una presencia ~4 veces mayor al potasio, es uno de los elementos mayoritarios en el agua de mar actual (Stewart 1963).

En el proceso evolutivo de la salmuera marina hiperconcentrada huitriniana, un abatimiento importante se habría generado por su migración (reflujo) por percolación hacia sustratos subyacentes, haber desplazado el agua entre los siliciclásticos por la alta densidad de la salmuera del reflujo, y haber provisto por ejemplo, el cemento carbonático – dolomítico en las arenas del Troncoso Inferior (Melli *et al.* 1991, véanse descripciones de las areniscas en los sondeos en esta tesis – anexos varios), como a su vez, proveer parte del magnesio que generó la dolomitización de las calizas del tope del Miembro Superior de la Formación Agrio (Tunik *et al.* 2008).

Otro porcentaje importante de captura del magnesio de la salmuera, sería dado por la transformación del material siliciclástico en arcillas magsianas (véase más adelante) (Sonnenfeld 1989, 1992a,b). De haber quedado un magnesio residual de la cristalización de las sales amargas, habría quedado en solución en la salmuera residente, y haber generado una solución supersaturada extremadamente estable (Balarew 1993).

7.1.4. Facies Salina Terminal

El proceso evolutivo de dilución de la salmuera huitriniana da origen a la facies salina terminal. El ambiente deposicional continúa desarrollándose bajo condiciones cálidas, de tipo invernadero, óptimas para el ámbito evaporítico en una cuenca arealmente extensiva de escaso relieve. Un clima árido a semiárido, donde la evaporación anual excede el flujo de agua ingresante, genera un desbalance que favorece la concentración de la salmuera y la precipitación de sales evaporíticas.

El ámbito evaporítico a grandes rasgos, puede ser diferenciado en dos subambientes, uno central y otro marginal. En el sector central, tres ciclos evaporíticos caracterizan la columna entre la facies de sales amargas y las pelitas basales del Miembro La Tosca (C1 - C3 en Figura 65), donde cada ciclo se inicia con un evento de refrescamiento de la salmuera, que diluyó toda la columna de agua, erosionó el sustrato salino y dejó un delgado banco anhídrico. Una vez que la salmuera se recuperó, estos bancos de anhidrita, fueron seguidos por halita limpia,

que incorporó gradualmente siliciclásticos finos, evidenciando una somerización de la salmuera hasta exposición del sustrato salino con la atmósfera. Estos ciclos de aumento y disminución en el volumen de la salmuera libre de la cuenca, se relacionan en los sectores periféricos, con eventos de inundación - contracción de la cuenca salina (figuras 66 y 67), y se dan condiciones típicas de un ambiente de barreal salino (Eugster 1984; Warren 2006) o sabkha siliciclástico costero (Schreiber & El Tabakh 2000).

7.1.4.1. Sector depocentral

El proceso evolutivo de dilución de la salmuera haitriniana en el centro de cuenca se da en un ambiente de salmuera libre, que en algunos momentos se estratificó, y en otros el sustrato quedó en condiciones vadosas, es decir, con una salmuera subterránea cercana a la superficie, de característica perenne, en facies de barreal salino húmedo (Figura 65).

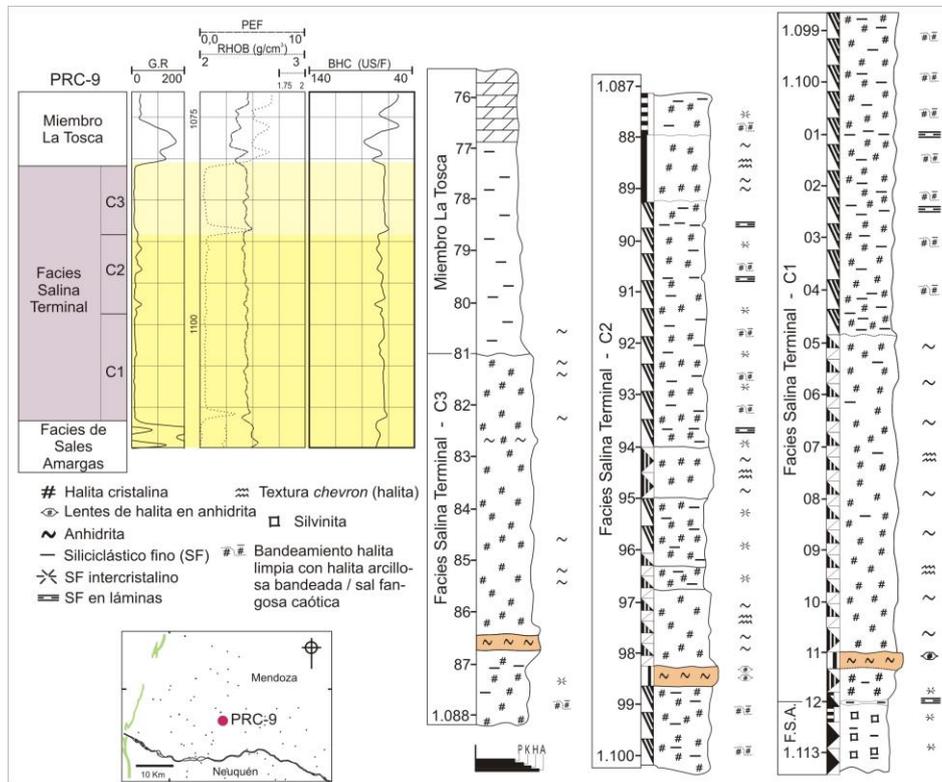


Figura 65. Facies Salina Terminal, perfil yacimiento PRC. En las columnas litológicas se observan delgados eventos anhidríticos (en naranja), seguidos de halita 'limpia', la cual va incorporando siliciclásticos finos en bandeamientos cíclicos de variado espesor. La columna geológica izquierda entre 1075-1088 m.bbp., fue inferida a partir de los registros eléctricos (señalado el tramo en amarillo más claro) con un ajuste del metraje en la base a la de los testigos coronas subyacentes. Referencias: C1-C3 – ciclos evaporíticos en la Facies Salina Terminal, P – siliciclásticos finos, K – sales amargas, H – halita, A – anhidrita.

Las salmueras en fase yeso que inician los ciclos evaporíticos, someras y oxigenadas, promueven la cristalización de yeso / anhidrita, que se habría dado en la columna de salmuera

y en el contacto salmuera – atmósfera (Schreiber & El Tabakh 2000). Es posible, como ya señaláramos en la facies anhidrita, que microorganismos fotosintetizadores hayan aportado oxígeno, más allá de que el agua ingresada se estima estaba oxigenada. Los cristales de yeso una vez que atravesaron la columna de salmuera, se acumularon en contacto erosivo sobre el sustrato halítico generando cúmulos cristalinos de anhidrita (anhidrita pelágica o mecánica). Aportes periódicos de agua a la cuenca estratificaron la salmuera, hasta alcanzarse la sobresaturación en fase yeso. De esta manera, se han contado hasta ~50 ciclos de sedimentación anhidrítica.

Además del florecimiento de la actividad de microorganismos fotosintetizadores en la columna de agua, quizás se hayan desarrollado *films* o matas microbianas en el sustrato evaporítico, que es frecuente que se asocien en cuerpos de aguas hipersalinas someras que precipitan yeso (Oren *et al.* 1995; Aref 1998; Wright & Oren 2006; Vogel *et al.* 2009, 2010; Attia 2011; Farías *et al.* 2014, entre otros). Esta importante actividad microbiológica bentónica habría generado estructuras superficiales biosedimentarias (Attia 2011), con flexuras suavemente onduladas a láminas tipo “*petees*” de distintos tamaño de óndula, hasta estructuras cóncavas hemiesféricas, generadas por la acumulación y migración hacia la atmósfera de burbujas de gas por debajo de las matas microbianas en condiciones endoevaporíticas (o endolíticas) (Rothschild *et al.* 1994). Estas burbujas serían el producto de los gases generados en el crecimiento y digestión microbiana, como a su vez, producto de la descomposición o decaimiento de la materia orgánica por bacterias anaerobias reductoras de sulfatos (H_2S y CH_4) (Aref 1998; Attia 2011; Aref & Taj 2012; Aref *et al.* 2014).

Entonces, la laminación de los bancos anhidríticos se habría dado por procesos alternantes de crecimiento microbiano y de depositación de yeso, que nos indican períodos no erosivos o de no enterramiento que permitió el florecimiento de las matas microbianas, con momentos de sobresaturación y precipitación de yeso que los inhibió (Aref & Taj 2012). Rangos bajos de sedimentación sulfática, le permitieron a los microorganismos migrar hacia arriba y reestablecer una nueva superficie biótica (Aref & Taj 2012). *Partings* oscuros de posible materia orgánica que siguen la estratificación suavemente ondulosa en la anhidrita laminada se han asociado también a la actividad microbiana (nivel C-1, anexos 40, 40.6, 41, 41.6 - sondeos PRC-4, PRC-9).

En una salmuera por momentos más somera o no estratificada, el yeso también cristaliza en el sustrato (Warren 1982, 1991), dada la presencia de rasgos relictos de yeso prismático de

escasos centímetros que parten de una superficie en común, ahora transformados en anhidrita y halita pseudomórficas (Hovorka 1992).

Cuando la salmuera aumenta la concentración, ya sea estacional o por el normal proceso de evolución de la salmuera debido a las condiciones climáticas hipercríticas, la actividad microbiológica disminuye (Aref & Taj 2012; Aref *et al.* 2014), quedando solamente microorganismos afines a soluciones concentradas en NaCl (halotolerantes o halófilicos) (Sammy 1983; Madigan & Oren 1999; Schreiber & El Tabakh 2000; Schreiber *et al.* 2007; Satyanarayana *et al.* 2005; Oren 2006, 2009, 2010a,b, 2012; DasSarma & DasSarma, 2012; entre otros).

Cuando se alcanza nuevamente la concentración de halita, se produce la percolación de una densa salmuera que invade el sustrato de yeso laminado altamente poroso. Este sulfato, en el que alternan capas de hábito microbial y niveles con pequeñas estructuras en rosetas, es afectado por la salmuera. Por una parte se produce la transformación pseudomórfica de yeso a anhidrita (con preservación de la estructura) (Hovorka 1992; Hovorka *et al.* 2007), por otra precipita halita autógena que ocupa el espacio poral de las estructuras biosedimentarias onduladas (Aref 1998; Aref & Taj 2012; Aref *et al.* 2014).

La presencia de compuestos orgánicos en la salmuera intersticial (Aref 1998; Sonnenfeld 1992a,b) promovió la transformación intrasedimentaria de las tablillas de yeso/anhidrita en cristales discoidales (lenticulares) (ver Aref 1998). Cambios menores en la salinidad y la temperatura habrían condicionado el tamaño de los cristales lenticulares de yeso/anhidrita (Aref 1998), dando ciclos de cúmulos tamaño arena mediana y entre estas, cúmulos con tamaño arena gruesa a muy gruesa, en partes sin orientación, en apilamientos cristalinos estratificados.

Se aprecia que los delgados bancos de anhidrita persisten con similares espesores, mineralogía y fábrica por decenas de kilómetros entre los sondeos Potasio Río Colorado (Figura 48, anexos 39, 39.5 - PRC-3, anexos 40, 40.6 - PRC-4, anexos 41, 41.6 - PRC-9 y anexos 118, 118.5 - PRC-8). A su vez, pueden ser extrapolados mediante lectura eléctrica a los sondeos hidrocarburíferos, y ser correlacionados en forma indirecta en el resto de la cuenca, cubriendo un área de 3.000 km² (Figura 66). Este atributo nos señala, que los anegamientos habrían sido rápidas transgresiones de aguas meteóricas sobre una amplia área de una paleotopografía sumamente llana (Hovorka 1987; Kendall & Harwood 1996). Por tal motivo, la base de los estratos

anhidriticos puede ser considerada una línea de tiempo, reflejando una precipitación de anhidrita casi sincrónica en toda la cuenca evaporítica (Hovorka 1987).

A su vez, la salmuera libre en fase halita, deja un espeso manto de sal de roca o halita anhidrita, cristalina translúcida blanquecina a rosada, anaranjada y caramelo, con tablillas de anhidrita aisladas siguiendo las estructuras intracristalinas en “v” de la textura *chevron*, agrupadas en microfracturas de la halita limpia sintaxial entre los cristales *chevron*, y en los cíclicos *partings* de estratificación, que llegan a formar láminas delgadas. La cristalización de la halita en una salmuera somera se habría producido en la interfase salmuera-atmósfera, como a su vez, en el contacto sustrato-salmuera. Cíclicos ingresos de aguas meteóricas generaron estratificaciones estacionales en la salmuera, motivando una cristalización de la halita en la interfase salmuera-atmósfera, hasta que la concentración de la salmuera se uniformizó, y la cristalización comienza a desarrollarse también en el contacto sustrato-salmuera. La mencionada cristalización dual habría dejado en los tramos inferiores, bandeamientos constituidos por una parte de cortezas milimétricas de halita con predominio de fábrica de cúmulos cristalinos posiblemente de placas y láminas tipo balsas con inclusiones fluidas alineadas al plano de asentamiento, y por otra, con fábricas de crecimiento de fondo, que dominan hacia arriba, como cortezas que llegan al centímetro y algo más, con dominio de textura interna competitiva vertical piramidal (*chevron*) y abundantes inclusiones fluidas en “v” que dan un aspecto nuboso blanquecino arborescente (Hardie *et al.* 1983; Lowenstein y Hardie 1985; Hovorka 1987; Casas & Lowenstein 1989; Handford 1991; Hovorka *et al.* 2007; Taj & Aref 2015) (anexos 40, 40.7, 41, 41.6 - sondeos PRC-4, PRC-9).

Una estratificación estacional extendida en el tiempo, habría permitido que la salmuera superficial en su mezcla con la salmuera residente, depositara el mineral de menor solubilidad, es decir yeso (Magaritz 1987; Sonnenfeld 192a). El yeso/anhidrita al acumularse en el sustrato salino, lo hace sobre las cortezas cristalinas de la halita, horizontales a inclinadas, dejando depósitos como *partings* y, eventualmente, láminas muy delgadas (anexos 40, 40.7, 41, 41.6 a 41.8 - sondeos PRC-4, PRC-9).

Asimismo, algunos eventos de refrescamientos diluyeron toda la columna de salmuera, es decir que la mezcla de la salmuera superficial con la residente permitió que la nueva salmuera se encuentre subsaturada a la fase halita. De esta manera alcanza el sustrato salino y lo erosiona (Hovorka *et al.* 2007). Esto señala una salmuera residente muy somera, quizás en orden del metro, ya que su densidad y viscosidad, hace que con un mayor espesor, las aguas ingresantes se estratifiquen (Hovorka *et al.* 2007). En este caso, el yeso se asentó sobre

superficies planas erosivas, que truncaron las cortezas de los topes de los cristales de halita *chevron*; en algunos casos sobre una halita grisácea en mosaico con siliciclásticos finos residuales intercrystalinos, es decir una halita reciclada, donde es posible que la lámina de yeso sea en partes un residuo (anexos 40, 40.7, 40.8, 41, 41.6 a 41.8 – sondeos PRC-4, PRC-9).

En ocasiones, el sustrato se encontraba por encima del nivel de base de ola de la salmuera. Por lo tanto, se generaron en las cortezas cristalinas de halita, geoformas muy suaves de óndulas de oscilación. Sobre esta superficie, la lluvia pelágica de los cristalitos de yeso lo hizo a veces siguiendo estructuras mecánicas de escala milimétrica, aumentando su espesor en los sectores deprimidos de las óndulas (anexos 40, 40.7, 40.8, 41, 41.6 a 41.8 – sondeos PRC-4, PRC-9).

Hubo estadios donde el sustrato evaporítico emergía y se ponía en contacto con la atmósfera. La superficie evaporítica, habría estado expuesta a los agentes atmosféricos, ya sea humedad atmosférica, lluvias y/o escurrimiento superficial. La circulación de aguas subsaturadas en la superficie y percolando en la zona vadosa a través de las cortezas de halita aun con importante porosidad o a través de eventuales fracturas de desecación, habrían dado origen a procesos de disolución de tipo cárstico (Casas & Lowenstein 1989).

Dependiendo del gradiente o carga hidráulica generada por la profundidad de la tabla de salmuera subterránea, en el estrato evaporítico superficial se habrían producido sobre las cortezas de halita *chevron*, superficies erosivas cársticas irregulares (*karren*) de distinta magnitud (Hovorka 1987). En algunos casos, los cristales de halita que estuvieron expuestos a los agentes atmosféricos, muestran el tope con superficies de suaves extensiones ‘astillosas’. Estos rasgos de disolución milimétricos, ante un nulo a escaso escurrimiento, se estima que pueden responder a débiles lloviznas, o ser producto de su higroscopicidad, por cambios en la humedad atmosférica, como ser el rocío matinal.

Aguas percolantes habrían cavado huecos (*pits* cársticos) de escasos centímetros en profundidad, dejando como producto de la disolución de halita, residuos insolubles de siliciclásticos finos y anhidrita. El ascenso posterior de la tabla de salmuera subterránea produce sobre los insolubles en la base y paredes de los *pits* cársticos un relleno con halita transparente textura mosaico y fábrica geopetal. Este efecto nos indica que un estadio de formación de la depresión precedió a la cementación (Hovorka 1987).

En sentido vertical en el registro, se infiere una somerización de la cuenca con balances negativos en el volumen de la salmuera libre central, ya sea por las altas tasas de evaporación,

precipitación de sales y/o una mengua en el aporte de agua. Esto provocó la exposición de las evaporitas y permitió aumentar el ingreso de siliciclásticos finos aportado como polvo eólico piroclástico desde el arco volcánico o levantado de zonas marginales, o por *flash floods*, relacionados al avance de los barreales marginales.

De esta manera, amplias superficies evaporíticas quedan expuestas por más tiempo a la atmósfera (Kendall & Harwood 1996). La tabla de agua en esta condición habría limitado la erosión eólica. De los tres ciclos que hemos diferenciado en los sondeos de centro de cuenca (Figura 65), el intermedio (C2) es el que muestra una somerización mas marcada en la facies salina terminal, concomitante con el avance de los barreales marginales (Figura 66).

En la cubeta evaporítica, los cíclicos ascensos y descensos de la tabla de salmuera subterránea, desarrollaron procesos repetitivos de cristalización y disolución de halita, es decir, de cristalización intrasedimentaria. En bancos de halita pura estos procesos generan halita transparente con textura en mosaico, mientras que en bancos con material siliciclástico fino, produce el purgado de los insolubles a los límites cristalinos de la halita (la *haloturbation* de Smith 1971). Este último proceso, disturbando eventuales rasgos de depositación primaria de los siliciclásticos finos, y generando la roca halita o sal fango caótica, que se intercala cíclicamente en la columna geológica cuando la halita está con material terrígeno fino en bajos contenidos (Smith 1971; Handford 1981, 1982, 1991; Gornitz & Schreiber 1981; Kendall & Harwood 1996). La presencia del material clástico, oscurece la tonalidad de la roca a tonos pardos.

La halita presente en la facies con siliciclásticos finos, se compone de cristales muy gruesos (~20 mm), limpia y con inclusiones sólidas de partículas terrígenas, en un entrelazado cristalino de tonos parduscos. De acuerdo con el contenido de componentes siliciclásticos puede darse sin orientación preferencial en un cemento compacto, hasta con rasgos esqueléticos si se incrementa el tenor de impurezas.

En otro orden, es posible que las críticas condiciones ambientales evaporíticas, hayan generado por evaporación un ascenso capilar de salmuera subterránea hacia la atmósfera - superficie. En el decir de Hsü & Siegenthaler (1969) esto se define como un bombeo por evaporación o bombeo evaporítico (*evaporative pumping*), un proceso de difusión ascendente por recarga capilar (Gornitz & Schreiber 1981) lo que daría un diferencial de concentración en el tope de la capa freática y generaría una tendencia de cristalización preferencial de vértices y aristas hacia arriba (Figura 37a, anexos 40, 40.8, 41, 41.6 a 41.8 – sondeos PRC-4, PRC-9) en

virtud de que la halita, un compuesto con enlaces iónicos que cuando cristaliza, tiene la energía de captura mayor en los vértices del cristal, intermedia en las aristas y menor en la parte media de las caras cristalinas (Handford 1991). Esto hace a su vez, que en el crecimiento el material siliciclástico fino sea purgado a los límites cristalinos (Figura 37a), y se concentre en la parte media de la cara cristalina (Figura 37c) (Gornitz & Schreiber 1981; Handford 1991).

El último ciclo o subciclo evaporítico (C3), analizado a partir de datos indirectos (Figura 65), se presenta con una anhidrita basal de importante impronta, al que le sigue un espeso banco de sal de roca, que evidencia que hubo una expansión de la salmuera libre. Por la chatez en la curva del GR, más los valores de los registros eléctricos densidad y acústico (anexos 39 a 41, 118 – sondeos PRC), sugieren una sedimentación evaporítica en un ambiente deposicional estable, con limitado ingreso de terrígenos finos (Hovorka 1987). A su vez, este ciclo muestra en sectores marginales una culminación con presencia de siliciclásticos finos intercalados con halita o anhidrita (anexos 82, 83, 96, 97 - sondeos ET e-10, ET e-11, PCa x-2, PCa x-3).

7.1.4.2. Barreal salino litoral

En los sectores marginales dominados por un ambiente de barreal salino (Eugster 1984; Warren 2006) o sabkha siliciclástico costero (Schreiber & El Tabakh 2000) (figuras 66 y 67), se generan distintos subambientes acorde a su vinculación con el cuerpo de salmuera libre central. En los sectores marginales inmediatos, se da un barreal salino húmedo, que pasa gradualmente a un barreal seco hacia topografías más altas (Eugster 1984; Warren 2006). En la facies de barreal salino húmedo, con una fluctuante tabla de salmuera subterránea, se desarrollaron bancos de sal fango caótica que se intercalaron con bancos de halita en las expansiones de la salmuera. Mientras que en el barreal seco, predominaron depósitos de arcilitas y limoarcilitas compactas y laminadas, que incorporaron dispersos cristales evaporíticos intrasedimentarios (yeso, halita).

La superposición de facies en la columna rocosa de las zonas de El Trapial, Ranquiles y en el Cordón del Salado – Quili Malal (figuras 66 y 67), nos señala que fue una faja periférica sujeta a inundaciones periódicas y contracciones de gran escala de una extensiva cubeta salina de centro de cuenca (Smith 1971; Eugster 1984; Warren 2006).

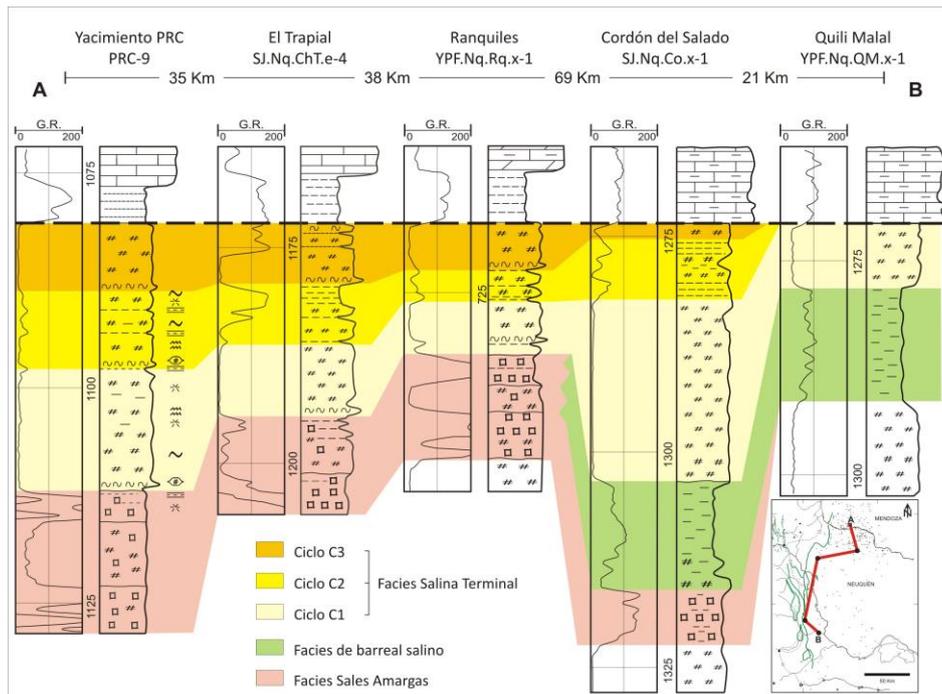


Figura 66. Correlación de la Facies Salina Terminal (FST), nivelada a la base del Miembro La Tosca. Se observa que los tres ciclos evaporíticos (C1-C3) pueden ser correlacionados en toda la cuenca. Se incluye parcialmente la Facies de Sales Amargas, que se vincula en partes a facies de barreal salino en el sector meridional de la cuenca.

De la distribución areal de los tres ciclos evaporíticos identificados en la facies salina terminal en las columnas de los sondeos PRC (Figura 65)*¹², podemos ver que los ciclos presentan un importante desarrollo areal en la cuenca evaporítica (Figura 66). En el ciclo inferior (C1), hay un predominio de salmuera libre con la cristalización de halita limpia o con mínima participación de siliciclásticos finos; el anegamiento de la salmuera libre sobre la plataforma periférica, habría limitado el transporte de terrígenos hacia el centro de la cuenca (Hovorka 1987; Hovorka *et al.* 2007). El ciclo intermedio (C2), con mayor presencia de facies de barreal salino húmedo (sal fango caótica) en el centro de cuenca, hacia los sectores marginales intercala facies de barreal salino seco, con tramos de arcilitas. Mientras que el ciclo superior (C3), con halita limpia en gran parte de la cuenca, denota una cristalización en salmuera perenne; a su vez, en algunos sectores como ser en El Trapial, culmina con facies de barreal salino (Figura 66).

*¹² Véase también anexos: 39, 39.5 (sondeo PRC-3), 40, 40.6 a 40.8 (sondeo PRC-4), 41, 41.3 a 41.8 (sondeo PRC-9), 118, 118.5 (sondeo PRC-8).

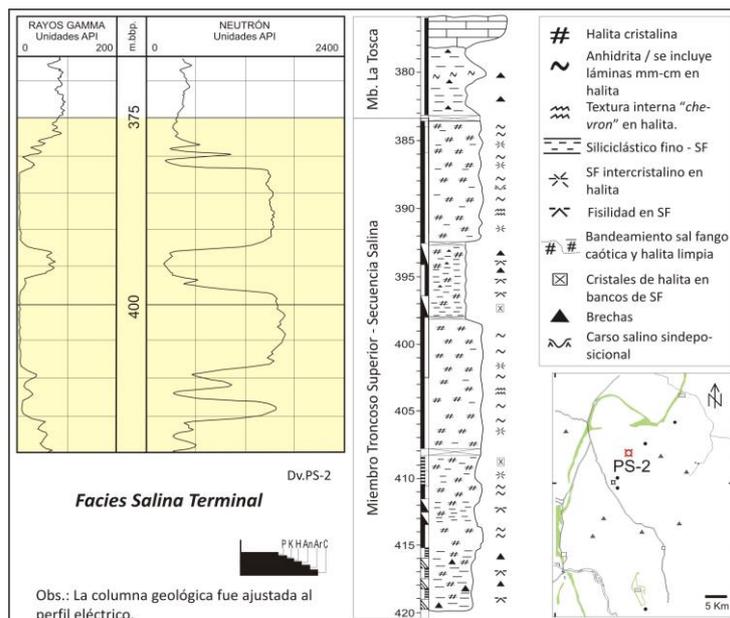


Figura 67. Facies Salina Terminal, perfil zona Ranquiles. Tramo inferido por correlación, la ubicación de la base es tentativa. Se puede reconocer en la columna un someramiento de la facies salina (en la halita con textura interna chevron y de carso salino sindeposicional), como asimismo, prolongados episodios de retracción de la salmuera, que intercalaron eventos siliciclásticos finos con componentes salinos (sal fango caótica, arcillitas). Debemos ser cuidadosos por la influencia de la tectónica en el sondeo en cuestión, en virtud de su ubicación en estructuras subaflorescentes de la FPYC Andina.

A su vez, es posible que los anegamientos que dejaron los bancos anhidríticos basales de los tres ciclos identificados en la facies salina terminal, hayan expandido el área de salmuera libre de la cuenca evapoquímica, excediendo el límite deposicional o de preservación de la halita, como puede verse en la zona externa oriental de Chihuido de la Sierra Negra – El Trapial. En esta zona, se dan bancos de anhidrita intercalados con arcillitas entre la facies anhidrita del Miembro Troncoso Superior y el Miembro La Tosca (anexos 53, 58, 60, 86, sondeos BLB x-1, CAI x-2, CoS x-1, LB x-1, entre otros).

7.2. Cambios sindeposicionales y transformación de arcillas

En una cuenca evaporítica, tanto en el ambiente central, como periférico, la salmuera subterránea continua activa modificando los sedimentos (Hovorka *et al.* 2007). Se han observado en las cortezas superficiales de salinas modernas, porosidades mayores al 50% (Casas & Lowenstein 1989), las que han permitido hacer ensayos hidráulicos, ya que por sus interconexiones admiten aplicar la ley de Darcy (Ovejero Toledo *et al.* 2008). En general, la porosidad y la permeabilidad se ven reducidas por debajo de la tabla de agua, lo que se hace particularmente evidente en la decena de metros (<10% a ~10 metros) (Casas & Lowenstein 1989), ya que el cemento halítico pasivo, rellena cavidades abiertas y espacios porales

intercristalinos con sobrecrecimientos de halita límpidos. Se estima asimismo que a los 45 m la porosidad de la halita es prácticamente nula (Casas & Lowenstein 1989; Hovorka *et al.* 2007).

La salmuera subterránea freática que está afectada por la atmósfera, en condiciones muy someras, va a tener una concentración salina similar a la de la salmuera libre de la cual provino (Bein *et al.* 1991). Esta salmuera es sumamente activa, precipitando cemento halítico en los espacios porales intercristalinos de la halita primaria (cúmulos, *chevron*, etc.) y cristales desplazativos intrasedimentarios en los depósitos salinos limpios, como en los de sal fango caótica. Incluso se ha estimado el reemplazo de un mineral evaporítico por otro en los bancos anhidríticos y amargos (Hovorka *et al.* 2007).

A su vez, es posible que también hayan generado cambios en el material siliciclástico más fino (Bein *et al.* 1991; Hovorka *et al.* 2007). En tal sentido, Sonnenfeld (1989) ha señalado que los minerales de arcillas no sobreviven sin alteración en una salmuera evaporítica marina, en particular cuando su ingreso a la cubeta salina es en reducido volumen (Warren 2006). Estos cambios autigénicos en los argilominerales, ha sido llamado halmirólisis (*halmyrolysis*, Sonnenfeld 1989, 1992a,b; *hyperhalmyrolysis*, Bodine & Standaert 1977; Bodine 1983).

En otro orden, es posible que buena parte del material siliciclástico fino sea detrítico, y de esta forma refleje la composición de formaciones arcillosas más antiguas de las áreas periféricas y/o paleodrenadas (Belde 1985; Warren 2006). Los argilominerales terrígenos ricos en Mg y K, en un ambiente evaporítico marino habrían sido estables como para permanecer sin cambios (Singer 1984). No debe descartarse que otra fracción importante del material pelítico ingresado a la cuenca, dada la cercanía del arco volcánico y los vientos predominantes del oeste, sea de origen piroclástico, o incluso esmectitas, estas, producto de la alteración o desvitrificación del vidrio volcánico, en virtud de su estructura amorfa.

Con todo es posible que los fenómenos diagenéticos hayan producido cambios en el material siliciclástico más fino. Clorita e illita con los interestratificados intermedios, son los argilominerales que predominan en la secuencia evaporítica huitriniana (anexo 3), rasgo común a otras cuencas evaporíticas (Roberson 1973; Sonnenfeld 1989, 1992a,b; Hover *et al.* 1999; Bilonizhka *et al.* 2012, entre otros) y a su vez, de amplia distribución en las sedimentitas finas en general (Velde 1985; Boggs 2009). Esta asociación de minerales de arcilla, que se caracteriza por su alto contenido en magnesio y potasio, son comunes de ámbitos altamente salinos y alcalinos, típicos de ambientes evaporíticos que alcanzaron estadios avanzados de concentración salina (Carroll & Starkey 1958; Singer & Stoffers 1980; Roulston & Waugh 1983;

Fisher 1988; Deconinck *et al.* 1988; Sonnenfeld 1989, 1992a,b; Hay *et al.* 1991; Hover *et al.* 1999; Warren 2006; Bilonizhka *et al.* 2012).

En sedimentos con salmueras porales muy concentradas en sales amargas, se daría la conversión de los siliciclásticos muy finos (en particular el material piroclástico / esmectitas) a variedades altas en magnesio (cloritas), las cuales posteriormente, en presencia de salmueras percolantes ricas en potasio, se convierten en illita (Sonnenfeld 1989). Estos argilominerales son justamente los que predominan en el sector central (sector mendocino a norte neuquino), con el interestratificado clorita-esmectita, acompañado del interestratificado illita-esmectita (anexos 3.8 a 3.11 - DRX de sondeos PRC-9, PRC-8, ver columnas en anexos 41, 41.5, 118, 118.4 resp./).

En el barreal salino ribereño, el frecuente intemperismo en un ámbito de altas temperaturas, con fases de humedecimiento y desecación, brinda posibilidades de generar complejas reacciones entre las salmueras intersticiales ricas en Na, Mg y K -quizás con una alta relación K/Na-, con los silicatos detríticos (Singer & Stoffers 1980; Eberl *et al.* 1986, 1993; Heller-Kallai & Eberl 1997; Bauer *et al.* 2006; Warren 2006). En este caso, se alteran esmectitas y cloritas, para desarrollar illita con buena cristalinidad (Velde 1985; Warren 2006) (anexos 3.2b, 3.3, 3.4, 3.7 - DRX de sondeos Dv.PS-1 y Dv.PS-2, véase también los argilominerales por vía indirecta, anexos 77, 77.1 a 77.3 y 73, 73.1 a 73.3 - sondeos CmT x-1, ChT x-1).

También cabe analizar qué procesos deberían producirse por la diagénesis de soterramiento (Hower & Mowatt 1966; Uhlik *et al.* 2002; Honty *et al.* 2004), es decir bajo la influencia del gradiente geotérmico (illita es un geotermómetro importante en la geología) (Essene & Peacor 1995; Srodon 1999a,b; Merriman 2002, 2006). Vale agregar que en cuencas de trasarco como la Cuenca Neuquina durante el Barremiano, el gradiente puede estar controlado tanto por el soterramiento, en el cual deberíamos incluir la alta conductividad termal de las evaporitas (véase el capítulo 1 Introducción), como por el ambiente tectónico. En tal contexto, las deformaciones del ulterior ciclo tectónico Andino habrían también influido en favorecer una maduración argilomineral de buena cristalinidad (cf. Merriman 2002, 2006).

7.3. Síntesis de los ingresos y egresos de agua, solutos y terrígenos finos a la cuenca

En síntesis para el Miembro Troncoso Superior, se considera que durante la facies anhidrita y la facies salina concentradora, fue una cuenca hidrológicamente abierta con aportes marinos (Figura 68). El influjo de agua de mar habría estado activo durante gran parte de la facies salina

concentradora, mientras que el reflujos es posible que se haya cortado durante la facies anhidrita.

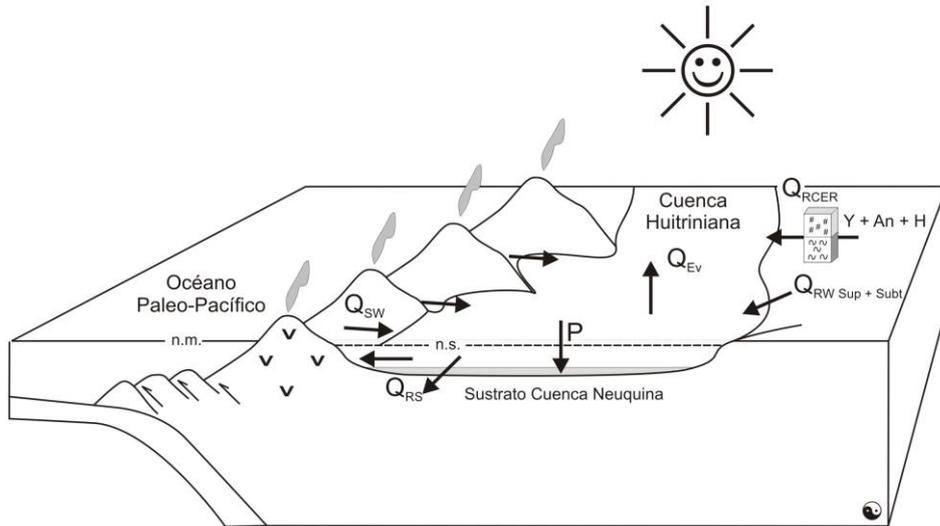


Figura 68. Modelo conceptual de flujos de ingresos y egresos en la Facies Anhidrita y en la Facies Salina Concentradora, asimilable a una cuenca abierta hidrológicamente (basado en Cendón et al. 2003, 2004). Q_{SW} = Influjo de agua de mar. Q_{RW} = Influjo de agua continental (escurrimiento superficial y subterráneo). Q_{RCER} = Influjo de evaporitas recicladas (Y - yeso, An - anhidrita, H - halita). Q_{RS} = Salida por reflujos al mar abierto e infiltración al acuífero. Q_{EV} = Salida por evaporación. P = Minerales precipitados.

Con el avance en concentración de la salmuera, la cuenca se aísla de la influencia marina (Figura 69), es decir que se transforma en una cuenca cerrada hidrológicamente casi al final de la facies salina concentradora (quizás antes del evento de anegamiento repentino que hemos nominado como FFi1), e incluye la facies de sales amargas y la facies salina terminal. En este sentido, la facies de sales amargas puede ser interpretada como de transición a un ambiente con fuerte influencia continental, con un reciclado de sales periféricas.

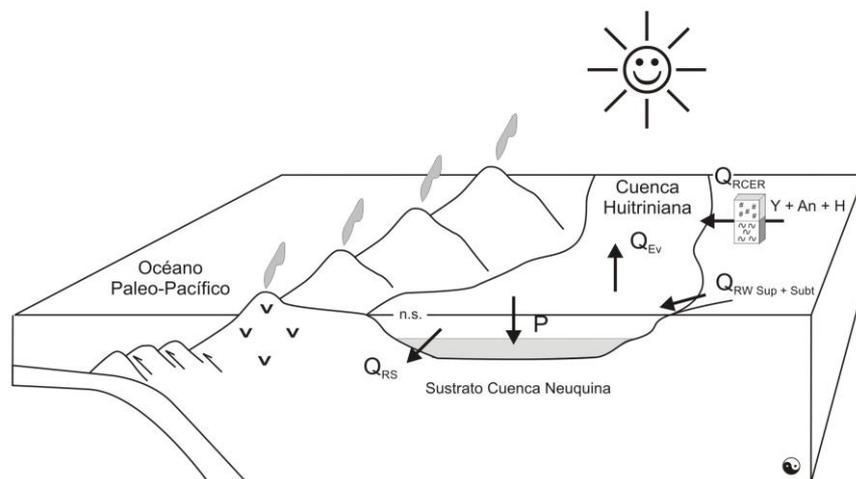


Figura 69. Modelo conceptual de flujos de ingresos y egresos en la Facies de Sales Amargas y en la Facies Salina Terminal, asimilable a una cuenca cerrada hidrológicamente (basado en Cendón et al. 2003, 2004). Q_{RW} = Influjo de agua continental (escurrimiento superficial y subterráneo).

Q_{RCER} = Influjos de evaporitas recicladas (Y - yeso, An - anhidrita, H - halita). Q_{RS} = Salida por infiltración al acuífero. Q_{EV} = Salida por evaporación. P = Minerales precipitados.

7.4. Controles sobre la secuencia evaporítica

En un contexto global de calidez y aridez del clima *greenhouse* del Cretácico inferior (Littler *et al.* 2011; Price *et al.* 2011; Föllmi 2012; Föllmi *et al.* 2012; Jenkyns *et al.* 2012, O'Brien *et al.* 2017), localmente en continuidad al clima árido y ventoso que reinó en la cuenca durante la depositación de la facies eólicas del Troncoso Inferior (Veiga *et al.* 2005, 2011), se desarrolló la cobertura de un mar interior sobre el occidente de la cuenca Neuquina. Dicho mar alimentado por el ingreso de agua de mar a través del arco de islas volcánicas, tuvo una profundidad suficiente como para colmar las geoformas eólicas previas, pero que a su vez, no fuera tan profundo, como para tener la posibilidad de retrabajarlas (Strömbäck *et al.* 2005). Asimismo, se asume una temperatura del agua varios grados más altos que la del presente, teniendo en cuenta los valores de las aguas superficiales de los mares del hemisferio sur en el Cretácico inferior (Riccardi 1988, Lazo *et al.* 2008, Littler *et al.* 2011, O'Brien *et al.* 2017 y Gómez Dacal *et al.* 2018, 2019).

Todos estos elementos fueron componentes indispensables para que el agua de mar tuviera un tiempo de permanencia extendido, y que en un contexto de altas tasas de evaporación por las condiciones *greenhouse* cretácicas, se genere una rápida fuga del solvente a la atmósfera. Esta concentración de sales en el agua de la cuenca, generó una salmuera de alta salinidad (Kendall & Harwood 1996; Schreiber & El Tabakh 2000; Warren 2006, 2010), que ya de por sí, poseía una salinidad mayor a la de los mares del presente (Hay *et al.* 2006), quizás con una relación de algunos de los elementos mayoritarios del agua de mar distinta al actual contenido (Timofeeff *et al.* 1999, 2006; Lowenstein *et al.* 1999, 2001).

Este paleoambiente evaporítico en la Cuenca Neuquina, se caracteriza por su posición de trasarco, en contraposición a la mayoría de las cuencas salinas de otras partes del mundo, que se desarrollaron en otros ambientes tectónicos (Hardie 1990, 1991; Sonnenfeld 1992b; Warren 2006, 2010).

El arco volcánico que caracterizó al oeste gondwánico durante el Cretácico inferior, posiblemente conformado por un conjunto de islas volcánicas (Franzese & Spalletti 2001), hubo de actuar como una barrera paleotopográfica con el mar abierto paleo-Pacífico, en un contexto de un nivel marino global relativo alto (Legarreta & Gulisano 1989; Legarreta *et al.* 1993; Spalletti *et al.* 2000; Vergani *et al.* 2002; Veiga *et al.* 2005, 2011; Veiga & Vergani 2011)

(Figura 1). En cuencas arealmente extensas como la huitriniana, la importancia de la profundidad del umbral disminuye (Schmalz 1969).

Para el tramo de acumulación del Miembro Troncoso Superior, la barrera paleogeográfica habría generado una depresión parcialmente aislada hidrográficamente por debajo del nivel del mar del momento, donde fue menester un influjo de agua de mar continuo, aunque limitado, para proveer de solutos a la cuenca evaporítica, y de esta manera, evitar la desecación total de la cuenca en un estadio temprano de su evolución (King 1947; Scruton 1953; Briggs 1958; Kendall 1984; Schreiber *et al.* 1986; Sonnenfeld 1989, 1992a,b; Kendall & Harwood 1996; Schreiber & El Tabakh 2000; Warren 2006, entre otros).

El aislamiento del arco volcánico habría contribuido con una retención parcial a total del reflujos en la cuenca, permitiendo que la salmuera se fuese concentrando con el paso del tiempo. Se estima que por lo menos, el reflujos debe ser interrumpido en tiempos de precipitación de yeso, como para desarrollar espesos depósitos de halita y sales de potasio (Braitsch 1971). Asimismo, es difícil de establecer un reflujos de fondo a escala regional hacia el ámbito marino normal para este tipo de salinas gigantes (Hsü 1972; Hsü *et al.* 1973). No obstante, dada la alta densidad de la salmuera, es posible que se haya desarrollado un reflujos por infiltración en el sustrato de la cuenca (Brantley & Donovan 1990; Wood & Sanford 1990; Sanford & Wood 1991).

El arco volcánico por su inestabilidad tectónica, en proceso de transición del estado de cuenca extensional de trasarco al de cuenca compresional de antepaís (Veiga & Vergani 2011; Veiga *et al.* 2011), es posible que haya contribuido con su actividad magmática en el suministro de algunos componentes químicos al agua de mar de la cuenca, como ser, azufre, cloro, estroncio y bario (Ramos & Brodtkorb 1990; De Barrio & Vergani 2011).

En estadios avanzados de concentración salina, la salmuera marina va alcanzando los grados de solubilidad de las sales evaporíticas y se genera la precipitación de yeso / anhidrita primero, luego halita y finalmente sales amargas, que marcó un clímax de aislamiento y desecación ambiental para este segmento geográfico de la cuenca Neuquina en el Barremiano medio. La evolución evapoquímica de la salmuera huitriniana, que siguió a grandes rasgos la secuencia de Usiglio o Van't Hoff (Stewart 1963; Braitsh 1971; Harvie *et al.* 1980; Babel & Schreiber 2014), se ha esquematizado en la Figura 57 y anexo 153 con más detalle.

La barrera paleotopográfica que constituyó la presencia del arco de islas volcánicas, entre el océano abierto y el depocentro de sales higroscópicas, habría motivado que la influencia modificadora (“*buffer*”) del océano sobre el clima que imperó en la cuenca evaporítica fuese prácticamente nula, quizás con un efecto acentuado de reducción de precipitaciones a sotavento del arco de islas (el “*rain shadow effect*” en el decir de Hay 1996, o el “*orographic rain shadow*” *sensu* Kendall *et al.* 2003, 2009). Fuertes vientos calientes desecantes, es decir, vientos de baja humedad relativa (Grabau 1920 en Babel & Schreiber 2014), habrían sido un agente muy efectivo para acelerar la evaporación del solvente (Stewart 1963; Hay 1996; Schreiber & El Tabakh 2000; Kendall *et al.* 2003, 2009, entre otros).

Considerando que la Ley de Walther no se usa en cuencas evaporíticas (Kendall & Hardwood 1996), el evento de anegamiento repentino (FFi1) en la facies salina concentradora, por su identificación por vía eléctrica en la mayoría de los sondeos (Figura 61), permite identificar una precipitación evaporítica sincrónica o casi sincrónica en toda la cuenca (Hovorka 1987; Sonnenfeld 1992b). Este sincronismo propuesto nos permite definir una “línea de tiempo” (Hovorka 1987; Sonnenfeld 1992b) para analizar el ajuste de la acomodación sedimentaria de la cuenca hasta ese momento (Figura 70) (subsistencia diferencial *sensu* Sonnenfeld 1992b).

Si bien, el ajuste de la acomodación evaporítica fue manifiesto durante toda la depositación de las sales, en particular lo fue durante el desarrollo de la facies salina concentradora. Es así, que entre los perfiles centrales y los de la franja marginal (aproximados a la isosalina total de 50 m, anexo 156), los espesores de la sal entre la base de la facies salina concentradora (tope de la facies anhidrita) y el aluvión FFi1, da una relación de acomodación sedimentaria de ~3:1 (Figura 70).

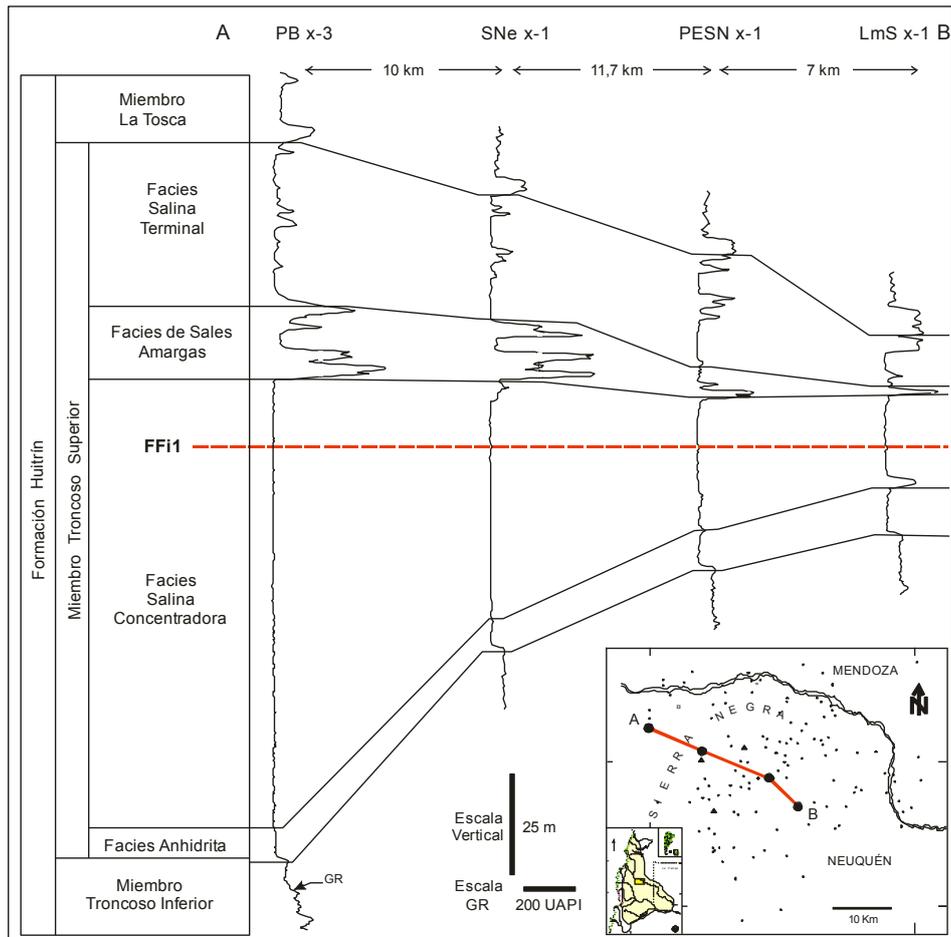


Figura 70. Asimetría de la acomodación sedimentaria durante la depositación del Miembro Troncoso Superior. La acomodación evapoquímica en la Facies Salina Concentradora es importante al oeste, hasta la depositación del evento FFi1 (línea punteada roja), y aminorada en las facies suprayacentes del Miembro Troncoso Superior. La correlación fue nivelada en el evento FFi1.

Esta relación, que puede responder a un sutil gradiente de la cuenca hacia el oeste, con un mayor espacio disponible para la acumulación evaporítica, también puede ser interpretado como producto de una subsidencia sinsedimentaria diferencial (Sonnenfeld 1992b) mientras el aporte marino fue activo. Sonnenfeld señala que el peso de la salmuera cuando la facies halita comienza a precipitar, tiene una relación 1/5 con respecto al agua de mar que ingresa a la cuenca. Una vez que el precipitado salino se desarrolla, el peso del conjunto salmuera más precipitados, excede a una correspondiente columna de agua en un 70%, lo cual generaría un desequilibrio isostático en la cuenca, provocando una subsidencia sinsedimentaria (Sonnenfeld 1992b).

En el tramo de la facies salina concentradora entre el evento FFi1 y la base del primer banco con sales amargas, se da una relación que no excede 1,25:1, lo cual refleja que la acomodación depocentral había disminuido y era casi uniforme en toda la cuenca, la cual ya se encontraba

casi horizontal o plana (Sonnenfeld 1992b). No obstante, la facies amarga muestra una variación notable de espesores siguiendo el ajuste sedimentario basal, ya que las salmueras amargas por su alta densidad se acomodan a los sectores más subsidentes de la cuenca (Sonnenfeld 1992a,b).

La facies salina terminal que sigue en la columna, muestra una diferencia de espesor escasa, con mínimas variaciones que eventualmente parecen responder a procesos propios del ámbito llano de depositación evapoquímica, ya sea no depositación o erosión.

Las áreas paleodrenadas en el sector de estudio, a partir de la información analizada desde los sondeos, y de la geometría en planta de las facies (ver Figura 56, anexos 154 a 159), permiten inferir que el principal sector de aportes de aguas meteóricas con terrígenos finos, se habría localizado en la provincia del Neuquén.

Los sectores que inferimos con mayor proveniencia terrígena fina, tienen una aproximada distribución coincidente con el de la facies fluvial del Miembro Troncoso Inferior, que muestra como áreas de aporte el margen oriental y sudoriental de la cuenca, con desarrollo de importantes canalizaciones. Esto se aprecia por ejemplo en el subsuelo en la periferia oriental de la estructura Chihuido de la Sierra Negra, al oeste de Filo Morado y al oeste de Paso Balsa Huitrín (ver Anexo 48b en Masarik 2002). Por lo cual, si bien se interpreta que el espacio de acomodación evapoquímica se fue restringiendo en la medida que evolucionaba la salmuera, es decir que se concentraba en los componentes más solubles, al menos en partes las variaciones entre las distintas facies pueden haberse dado por procesos erosivos por los ingresos de aguas meteóricas desde el antepaís y altos estructurales intracuencales. A su vez, no debemos soslayar que aquellos sectores más cercanos al arco magmático, tengan una mayor presencia de siliciclásticos finos vinculados a la actividad piroclástica del arco, incluyendo flujos hiperdensos.

8. CONCLUSIONES

La presente investigación sobre el Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín ha permitido alcanzar las conclusiones que se detallan a continuación.

Se vincula a un ambiente marino restringido, un mar interior hipersalino somero, donde la evaporación, que excede al flujo de agua superficial, subterránea y de precipitaciones atmosféricas, va aumentando las concentraciones salinas y provoca la depositación de sales acorde a su grado de solubilidad.

La depositación de sales que cubrió una importante área occidental de la Cuenca Neuquina, dejó un banco de anhidrita en la base que fue identificado como facies anhidrita. Le siguió una espesa secuencia de haluros, en la cual se han diferenciado tres facies, la facies salina concentradora en la base, donde la salmuera marina se fue concentrando en sales amargas, que dejó un espeso banco de silvinita intercalado en el tercio superior, referido como facies de sales amargas. Culmina la secuencia salina con la dilución de la salmuera, e identificado como facies salina terminal.

En la medida que evolucionaba la salmuera, desde la facies anhidrita a la de sales amargas, el espacio de acomodación evapoquímica se fue restringiendo, en un contexto regional de escaso dinamismo que pudiese aportar elementos siliciclásticos a la cuenca. La facies suprayacente a las sales amargas, expandió el área deposicional de la salmuera libre y sugiere un mayor aporte relativo de suministro siliciclástico con respecto a las fases anteriores.

El mar interior se desarrolló localmente en un clima árido y ventoso, en un contexto global de calidez y aridez del clima *greenhouse* del Cretácico inferior.

El arco magmático conformado por un conjunto de islas volcánicas (Franzese & Spalletti 2001), hubo de actuar como una barrera topográfica con el mar abierto paleo-Pacífico. El arco habría generado una depresión parcialmente aislada hidrográficamente por debajo del nivel del mar del momento, donde fue menester un influjo de agua de mar continuo, aunque limitado, para proveer de solutos a la cuenca evaporítica, y de esta manera, evitar la desecación total de la cuenca en un estadio temprano de su evolución. A su vez, habría contribuido con una retención parcial a total del reflujo en la cuenca, permitiendo que la salmuera se fuese concentrando con el paso del tiempo. Dada la alta densidad de la salmuera, es posible que se haya desarrollado un reflujo por infiltración en el sustrato de la cuenca.

La continua evaporación del solvente en el cuerpo de agua interno, habría generado un desequilibrio con el nivel marino del momento, estimulando el ingreso de aguas marinas a la cuenca. El desplazamiento de estas por planicies de saturación, someras soleadas, las habría ido preconcentrando hacia el centro deposicional, acelerando el tiempo que le lleva al agua de mar alcanzar concentración en fase yeso. A su vez, se habría ido estratificando, una salmuera superficial en contacto con la atmósfera, menos salina, y una salmuera de fondo, en contacto con el sustrato de la cuenca, concentrada en sales, más densa, la cual se habría alojado en los sectores más deprimidos o subsidentes de la cuenca evaporítica.

La laminación de la facies anhidrita en duplas calcita - anhidrita, señala una salmuera de relativa profundidad, que dejó un depósito pelágico microcristalino en el sustrato salino, quizás influenciado por la actividad de microorganismos fotosintetizadores en la columna de agua; ya sea, en la cristalización de anhidrita, aportando oxígeno, o en la calcita, estimulando la nucleación. En ambientes de máximo alcance de la salmuera evaporítica, someros a supramareales, con la implantación de matas bentónicas se habrían dado procesos de organomineralización, dando forma a estromatolitos.

En la facies salina concentradora, la textura en la halita de cúmulos cristalinos en la base, que pasa a *chevron* hacia el tope, señala una salmuera de relativa profundidad al inicio, con una somerización siguiendo la evolución hacia la facies de sales amargas. Láminas de anhidrita cíclicas en la halita, pueden representar ingresos de aguas marinas, como a su vez, por la presencia de siliciclásticos finos, ingresos de aguas meteóricas de zonas emergidas.

La facies de sales amargas que cubre un área mínima de 3.000 km², tuvo dos procesos de cristalización, que fueron diferenciados como nivel de sales amargas inferior y superior, representando el área señalada la máxima expresión que se dio en el nivel inferior. Esta facies representa el concentrado (preservado?) de una cuenca evaporítica total de 40.000 km².

Silvinita (silvita + halita en mezcla mecánica) es la paragénesis que predomina en la cuenca potásica huitriniana. Criptocristales de silvita "*daughter*" (Roedder 1984) en las inclusiones fluidas de la halita *chevron* en los metros más cercanos a las sales amargas, nos señala una columna de salmuera cerca o ya saturada para la precipitación de sales amargas. La presencia de hematita ya sea como finas dispersiones sólidas de criptoplaquitas en el cristal de silvita dando la tonalidad lacre, o en un anillo rojizo rodeando un núcleo puro de silvita, señalaría que esta sal amarga proviene de un proceso de recristalización, producto del lavado del cloruro de magnesio de una carnalita roja.

La saturación de la salmuera en sales amargas, se habría dado en una salmuera en contacto con la atmósfera, hiperconcentrada en sales amargas y con un alto contenido en hidruros de nitrógeno. En estas condiciones, se destruyen los hidruros y precipita carnalita. También se destruyen los hidruros de hierro y precipita hidróxido de hierro, el cual es instantáneamente convertido en una salmuera altamente higroscópica a placas y agujas de hematita.

El hierro y el magnesio fueron analizados ya sea por su conspicua presencia (Fe), como por su ausencia (Mg) en las evaporitas amargas, dadas sus concentraciones en el agua de mar. Las altas concentraciones de hierro serían dadas por soluciones de óxido de hierro coloidal en la carga en disolución, en suspensión y en los terrígenos finos con los anegamientos repentinos de aguas meteóricas desde zonas emergidas, mientras que para el magnesio se han planteado dos abatimientos, uno generado por su migración (reflujo) por percolación hacia sustratos subyacentes, y otro porcentaje por captura del magnesio de la salmuera, en la transformación del material siliciclástico en arcillas magnesianas.

Tres ciclos evaporíticos caracterizan la columna en el sector central de la cuenca entre la facies de sales amargas y las pelitas basales del Miembro La Tosca, donde cada ciclo se inicia con un evento de refrescamiento de la salmuera, que diluyó toda la columna de agua, erosionó el sustrato salino y dejó un delgado banco anhidrítico. Una vez que la salmuera se recuperó, estos bancos de anhidrita, fueron seguidos por halita limpia, que incorporó siliciclásticos finos hacia el tope, evidenciando una somerización de la salmuera hasta exposición del sustrato salino con la atmósfera.

El ciclo inferior es el que presenta un importante desarrollo areal en la cuenca evaporítica, con un predominio de salmuera libre y la cristalización de halita limpia o con mínima participación de siliciclásticos finos y escasos rasgos de carso salino sindeposicional, que se hacen más manifiestos hacia los sectores marginales. El ciclo intermedio muestra intercalaciones de facies de barreal salino húmedo (sal fango caótica). El ciclo superior muestra una distribución areal menor, con características similares al ciclo inferior, con rasgos de carso salino sindeposicional en los sectores marginales.

En los bancos anhidríticos basales, se habrían dado procesos alternantes de crecimiento microbial bentónico, y de depositación de yeso pelágico o de cristalización en el piso de la salmuera, que nos indican períodos no erosivos o de no enterramiento que permitió el florecimiento de las matas microbianas, con momentos de sobresaturación y precipitación de yeso que las inhibió.

La persistencia de los delgados bancos de anhidrita cubriendo un área $>3.000 \text{ km}^2$, nos señala, que los anegamientos habrían sido rápidas transgresiones de aguas meteóricas sobre una amplia área de una paleotopografía sumamente llana.

La idea de flujos de agua meteóricas desde zonas emergidas, se apoya en las amplias superficies anhidríticas alteradas, con brechas calcáreas y canales rellenos con arenas carbonáticas identificadas en afloramientos del Miembro Troncoso Superior en Mendoza y en Neuquén (Legarreta & Boll 1982; Legarreta *et al.* 1983; Legarreta 1985; Gabriele 1989).

En la salmuera libre, la halita habría cristalizado básicamente en el contacto sustrato-salmuera con dominio de textura interna competitiva vertical piramidal (*chevron*) y abundantes inclusiones fluidas en "v". A su vez, en los tramos inferiores, se intercalan delgadas cortezas milimétricas con textura de cúmulos cristalinos. Eventos de refrescamientos habrían depositado anhidrita pelágica, ya sea siguiendo los topes cristalinos de la halita *chevron*, como sobre superficies planas u onduladas, que indican una dilución de la columna de salmuera y erosión del sustrato.

Hubo estadios donde el sustrato evaporítico emergía, se ponía en contacto con la atmósfera, y se habrían dado origen a procesos de disolución de tipo cárstico, que por la escasa magnitud de los *pits* y *karren*, evidencia una salmuera subterránea cercana a la superficie.

En sectores marginales inmediatos al cuerpo de salmuera libre, se dan facies de barreal salino húmedo, con una fluctuante tabla de salmuera subterránea, y se intercalan bancos de sal fango caótica con bancos de halita en las expansiones de la salmuera. Mientras que en topografías más altas, en el barreal seco, predominaron depósitos de arcilitas y limoarcilitas compactas y laminadas, que incorporaron dispersos cristales evaporíticos intrasedimentarios (yeso, halita).

Cambios sindeposicionales se habrían dado tanto en el ambiente central, como periférico, donde la salmuera subterránea continuó activa modificando los sedimentos. Precipitó cemento halítico en los espacios porales intercristalinos de la halita primaria (cúmulos, *chevron*) y cristales desplazativos intrasedimentarios en la facies de sal fango caótica. Incluso se ha estimado el reemplazo de un mineral evaporítico por otro en los bancos anhidríticos (yeso a anhidrita) y amargos (carnalita a silvita).

A su vez, es posible que también hayan generado cambios en el material siliciclástico (y/o piroclástico) más fino por procesos de halmirólisis. Los argilominerales clorita e illita más sus precursores interestratificados, se encuentran en dos asociaciones bien definidas en la cuenca. El interestratificado clorita-esmectita predomina en el centro de cuenca, mientras que illita lo es en los sectores marginales. En salmueras porales muy concentradas en sales amargas, se daría la conversión de los sedimentos finos a variedades altas en magnesio (cloritas), las cuales posteriormente, en presencia de salmueras percolantes ricas en potasio, se convierten en illita. En sectores marginales, en el barreal salino ribereño donde predomina illita, el frecuente intemperismo en un ámbito de altas temperaturas, con fases de humedecimiento y desecación, brinda posibilidades de generar complejas reacciones entre las salmueras intersticiales ricas en Na, Mg y K, con los silicatos detríticos. En este caso, se alteran esmectitas y cloritas, para desarrollar illita con buena cristalinidad.

El gradiente geotérmico, ya sea por la alta conductividad termal de las evaporitas, o por el ambiente tectónico, por su ubicación de trasarco durante el Barremiano, como por las deformaciones del ulterior ciclo tectónico Andino, es posible que hayan controlado la madurez argilomineral marginal occidental.

En síntesis para el Miembro Troncoso Superior, se considera que durante la facies anhidrita y la facies salina concentradora, fue una cuenca hidrológicamente abierta con aportes marinos. El influjo de agua de mar habría estado activo durante gran parte de la facies salina concentradora, mientras que el refluo es posible que se haya cortado durante la facies anhidrita. Con el avance en concentración de la salmuera, la cuenca se aísla de la influencia marina, es decir que se transforma en una cuenca cerrada hidrológicamente casi al final de la facies salina concentradora, e incluye la facies de sales amargas y la facies salina terminal. La facies de sales amargas, puede ser interpretada como de transición a un ambiente con fuerte influencia continental, con un reciclado de sales periféricas.

Las áreas paleodrenadas, a partir de la información analizada desde los sondeos y de la geometría en planta de las facies, permiten inferir que el principal sector de aportes de aguas meteóricas con siliciclásticos finos, provendrían de áreas positivas localizadas en la provincia del Neuquén. A su vez, los sectores más cercanos al arco magmático habrían aportado siliciclásticos finos vinculados a la actividad piroclástica del arco, incluyendo flujos hiperdensos.

El sector occidental de la cuenca habría tenido un mayor espacio disponible para la acumulación evaporítica mientras hubo un aporte marino activo, ya sea por un sutil gradiente

paleotopográfico, o producto de una subsidencia sinsedimentaria diferencial. Una vez que cristalizaron las salmueras más densas (facies de sales amargas), que se acomodaron a los sectores más deprimidos / subsidentes de la cuenca, el proceso de dilución de la salmuera terminal, se desarrolla sobre una superficie plana y deja un registro con escasa variación de espesores.

9. LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ADAMS A.E., MACKENZIE W.S. & GUILFORD C., 1997. Atlas de rocas sedimentarias. Ed. Mason. 104 págs.
- AGUIRRE-URRETA M.B., RAWSON P.F., CONCHEYRO G.A., BOWN P.R. & OTTONE E.G., 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. En Veiga G., Spalletti L., Howell J. & Schwarz E. (Eds.) The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London Special Publication 252: 57–81.
- AGUIRRE-URRETA M.B., PRICE G.D., RUFFELL A.H., LAZO D.G., KALIN R.M., OGLE N. & RAWSON P.F., 2008. Southern Hemisphere Early Cretaceous (Valanginian – Early Barremian) carbon and oxygen isotope curves from the Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 29: 87-99.
- AGUIRRE-URRETA M.B., LAZO D.G., GRIFFIN M., VENNARI V., PARRAS A.M., CATALDO C., GARBEROGLIO R. & LUCI L., 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 465-488. Neuquén.
- AGUIRRE-URRETA, B.; LESCANO, M.; SCHMITZ, D; TUNIK, M; CONCHEYRO, A.; RAWSON, P.F.; RAMOS, V.A., 2015a. Filling the gap: new precise Early Cretaceous radioisotopic ages from the Andes. *Geological Magazine*, 152: 557-564.
- AGUIRRE-URRETA B., LESCANO M., CONCHEYRO A., NAIPAUER M., VENNARI V., TUNIK M. Y RAMOS V.A., 2015b. Algunos adelantos en la geocronología del Cretácico temprano en la Cuenca Neuquina. 14° Congreso Geológico Chileno, AT 5 Bioestratigrafía y Paleontología andina, 623-626.
- ALBARRACÍN C.A., 1990. Emulsión inversa para pozos profundos. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 7(23): 80-83.
- ALLEN R., GARCÍA E. & FEEHAM J., 1984. Low-angle thrusting in the Neuquén Basin south of Chos Malal, Northwest Neuquén Province, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 2: 137-146.
- ALLWOOD A.C., WALTER M.R., KAMBER B.S., MARSHALL C.P., BURCH I.W., 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean Era of Australia. *Nature* 441: 714–718.
- ALLWOOD A.C., WALTER M.R., BURCH I.W., KAMBER B.S., 2007. 3.43 billion-year-old stromatolite reef from the Pilbara Craton of Western Australia: ecosystem-scale insights to early life on Earth. *Precambrian Research* 158(3–4): 198–227.
- ALLWOOD A.C., GROTZINGER J.P., KNOLL A.H., BURCH I.W., ANDERSON M.S, COLEMAN M.L., KANIK I., 2009. Controls on development and diversity of Early Archean stromatolites. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 106: 9548–9555.
- ALONSO R.N., 1992. Sedimentación Evaporítica en la Puna. *Actas Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología*, tomo 2: 9-24.
- ALONSO R.N., 2006. Ambientes Evaporíticos Continentales de Argentina. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 21:155-170.
- ANDERSON R.Y., 1982. A Long Geoclimatic Record from the Permian. *Journal of Geophysical Research*, 87: 7285-7294.
- ANDREWS D.H. & KOKES R.J., 1978. *Química Fundamental*. 2da. Edición. Limusa Ed., Méjico. 849 págs.

- ANDREWS J.E., TANDON S.K. & DENNIS P.F., 1995. Concentration of carbon dioxide in the Late Cretaceous atmosphere. *Journal of the Geological Society*, 152(1-3).
- ANGELELLI V. & SCHALAMUK I.B., 1978. Yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación. 7° Congreso Geológico Argentino. Relatorio, Geología y Recursos Naturales del Neuquén, pp: 223-239. Neuquén.
- ANGELELLI V., BRODTKORB M.K. DE, GORDILLO C.E. & GAY H.D., 1983. Las Especies Minerales de la República Argentina. Servicio Minero Nacional, Publicación Especial, 528 p.
- ANGELELLI, V., SCHALAMUK, I.B. & ARROSPIDE, A., 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la Región Patagonia-Comahue. Secretaría de Estado de Minería, Anales XVII, 147 págs.
- ANGELELLI, V., SCHALAMUK, I.B. & FERNÁNDEZ, R., 1980. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la Región Centro-Cuyo (Provincias Córdoba, Santiago del Estero, San Luis, Mendoza y San Juan). Secretaría de Estado de Minería, Anales XIX, 262 págs.
- ARCURI, M. & ZAVALA, C., 2006. Facies de estromatolitos en conglomerados de la Formación Lotena (Caloviano), Cuenca Neuquina, Argentina. 4to. Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 11° Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes Expandidos, pp: 46.
- ARCURI M., ZAVALA C., & ASENSIO M., 2004. Correlación estratigráfica de la Formación Lotena entre la Sierra de la Vaca Muerta y Loncopué, Cuenca Neuquina, Argentina. 10ª Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes Expandidos, pp: 17-18.
- AREF M.A.M., 1998. Holocene stromatolites and microbial laminites associated with lenticular gypsum in a marine-dominated environment, Ras El Shetan area, Gulf El Aqaba, Egypt. *Sedimentology*, 45: 245-262.
- AREF M.A.M. & TAJ R.J.A., 2013. Recent analog of gypsified microbial laminites and stromatolites in solar salt works and the Miocene gypsum deposits of Saudi Arabia and Egypt. *Arabian Journal Geoscience*, 6:4257–4269.
- AREF M.A.M., BASYONI M.H. & BACHMANN G.H., 2014. Microbial and physical sedimentary structures in modern evaporitic coastal environment of Saudi Arabia and Egypt. *Facies*, 60(2):371–388.
- ARGÜELLO A. & VEIGA G.D., 2014. Caracterización de la morfología eólica preservada del Miembro Troncoso Inferior en la loma La Torre, Neuquén: implicancias en la comprensión del sistema y la construcción de modelos de subsuelo. 14° Reunión Argentina de Sedimentología, pp: 26-27. Puerto Madryn.
- ARGÜELLO A. & VEIGA G.D., 2015. Morphological characterization of an exceptionally preserved eolian system: The Cretaceous Troncoso Inferior Member in the Neuquén Basin (Argentina). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 22(1): 29-46.
- ARTHURTON R.S, 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Chespire, England. *Sedimentology*, 20:145-160.
- ATTIA O.E.A., 2013. Sedimentological characteristics and geochemical evolution of Nabs Sabkha, Gulf of Aqaba, Sinai, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 6:2045-2059.
- AWRAMIK S.M., 2006. Respect for stromatolites. *Nature*, 441(8): 700-701.
- AYORA C., CENDÓN D.I., TABERNER C. & PUEYO J.J., 2001. Brine-mineral reactions in evaporite basins: Implications for the composition of ancient oceans. *Geology*, 29(3): 251-254.
- AZUA-BUSTOS A., URREJOLA C. & VICUÑA R., 2012. Life at the dry edge: Microorganisms of the Atacama Desert. *FEBS Letters*, 586: 2939-2945.

- BABEL M., 2004a. Model for evaporite, selenite and gypsum microbialite deposition in ancient saline basins. *Acta Geologica Polonica*, 54(2): 219-249.
- BABEL M., 2004b. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown saline basin. *Acta Geologica Polonica*, 54(3): 313-337.
- BABEL M., 2005. Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55(2): 187-210.
- BABEL M. & SCHREIBER B.Ch., 2014. Geochemistry of evaporites and evolution of seawater. En: *Treatise of Geochemistry (Second Edition)*. Vol. 9. Sediments, Diagenesis and Sedimentary Rocks, págs. 483-560. (Eds) Holland H. & Turekian K.
- BALAREW Chr., 1993. Solubilities in seawater-type systems: Some technical and environmental friendly applications. *Pure & Applied Chemistry*, 65(2): 213-218.
- BALLENT S., LAZO D. G., PAZOS P.J. & CONCHEYRO A., 2006. Avances en la paleontología del Miembro La Tosca de la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina, Argentina. Resumen del 9° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, pp: 213. Córdoba.
- BALOD M., 1999. Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza – Neuquén. En: *Recursos Minerales de la República Argentina* (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1077-1081, Buenos Aires.
- BALOD M., CÁMPORA A. & COLOMÉ J., 1997. Proyecto Potasio Río Colorado. 5ª Jornada Argentina de Ingeniería Minera, pp: 1-21. San Juan.
- BALOD M., CÁMPORA A. & COLOMÉ J., 2000. Proyecto Potasio Río Colorado. *Revista de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas*, 12: 5-11. Buenos Aires.
- BARBIERI M., BRODTKORB M.K. DE, AMETRANO S. & RAMOS V., 1981. Datos isotópicos de Sr^{87}/Sr^{86} relacionados a los yacimientos de celestina y baritina de la Formación Huitrín, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 787-796.
- BARKAN E., LUZ B. & LAZAR B., 2001. Dynamics of the carbon dioxide system in the Dead Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(3): 355-368.
- BARRIO C.A., 1990a. Late Cretaceous – Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, Western Argentina). *Sedimentary Geology*, 66: 255-275.
- BARRIO C.A., 1990b. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1): 31-49.
- BARRIONUEVO M. & NAIDES C., 2003. Paleowind directions and type of dunes in the Lower Troncoso Member, Northern Neuquén Basin Embayment, Argentina. 3rd. Latinamerican Congress of Sedimentology. Abstracts, pp: 57. Brasil.
- BARRIONUEVO M., 2002. Yacimiento Puesto Hernández. Anexo en MASARIK, M. C., 2002. Los reservorios del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. En: Schiuma, M., Hinterwinner, G., Vergani, G. (Eds.), *Rocas Reservorios de las Cuencas Productivas de la Argentina*. Simposio del 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG), pp: 465-485. Mar del Plata.
- BARRON E.J., 1989. Studies of Cretaceous Climate. En: Berger A., Dickinson R. & Kidson J.W. (Eds.), *Understanding Climate Change*. Geophysical Monograph 52, IUGG Vol. 7: 149-157.
- BARRON E.J., 1995. Tropical climate stability and implications for the distribution of life. En: *Effects of past global change on life*. Studies in Geophysics. Board on Earth Sciences and Resources. Commission on Geosciences, Environment, and Resources National Research Council. National Academy Press, pp: 108-117.

- BARRON E.J., PETERSON W.H., POLLARD D., & THOMPSON S., 1993a. Past climate and the role of ocean heat transport: Model simulations for the Cretaceous. *Paleoceanography*, 8: 785-798.
- BARRON E.J., FAWCETT P.J., POLLARD, D. & THOMPSON S., 1993b. Model simulations of Cretaceous climates: The role of geography and carbon dioxide. *Palaeoclimate and their modelling with special reference to the Mesozoic Era. Philosophical Transactions of the Royal Society of Biological Sciences*, 341: 307-316.
- BAUER A., LANSON B., EMMERICH K., FERRAGE E., TAUBALD H., SCHILD D. & VELDE B., 2006. The fate of smectite in KOH solutions. *American mineralogist* 91: 1313-1322. DOI : 10.2138/am.2006.2151.
- BAUMGARTNER L.K., REID R.P., DUPRAZ C., DECHO A.W., BUCKLEY D.H., SPEAR J.R., PRZEKOP K.M. & VISSCHER P.T., 2006. Sulfate reducing bacteria in microbial mats: Changing paradigms, new discoveries. *Sedimentary Geology*, 185: 131-145.
- BAUMGARTNER L.K., DUPRAZ C., BUCKLEY D.H., SPEAR J.R., PACE N.R. & VISSCHER P.T., 2009. Microbial species richness and metabolic activities in hypersaline microbial mats: insight into biosignature formation through lithification. *Astrobiology*, 9(9): 861-874.
- BEIN A., HOVORKA S.D., FISHER R.S. & ROEDDER E. 1991. Modification of seawater derived brines in evaporite brine pools and early diagenesis: evidence from fluid inclusions in Permian bedded halite (Palo Duro Basin, Texas). *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(1): 1–14.
- BENGOCHEA J.D. & PADULA V., 1993. Evaluación Geológica - Económica del Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza, Argentina. 6° Congreso Nacional de Geología Económica y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas: 253-261.
- BEERLING D.J. & OSBORNE C.P., 2002. Physiological Ecology of Mesozoic Polar Forests in a High CO₂ Environment. *Annals of Botany*, 89: 329-339.
- BETEJTIN A., 1977. Curso de Mineralogía. Ed. Mir. 739 págs.
- BICE K.L., HUBER B.T. & NORRIS R.D., 2003. Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse? Paradox of the late Turonian D¹⁸O record at Deep Sea Drilling Project Site 511. *Paleoceanography*, 18(2), doi:10.1029/2002PA000848.
- BILONIZHKA P., IAREMCHUK I., HRYNIV S. & VOVNYUK S., 2012. Clay minerals of Miocene evaporites of the Carpathian Region, Ukraine. *Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 449: 137-146.
- BODINE, M. W. JR. 1983. Trioctahedral clay mineral assemblage in Paleozoic marine evaporite rocks. En: Schreiber, B. C. & Harner, H. L. (Eds.) *Sixth International Symposium on Salt*. The Salt Institute, Alexandria, VA, 1: 267–284.
- BODINE M.W. & STANDAERT R.R., 1977. Chlorite and illite compositions from Upper Silurian Rock Salts, Retsof, New York. *Clays and Clay Minerals*, 25: 57-71.
- BOGGS S., 1992. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Macmillan Publishing Company. New York. 662 págs.
- BOGGS S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge. 600 pp.
- BORCHERT H, 1969. Principles of oceanic salt deposition and metamorphism. *Geological Society of America Bulletin*, 80(5): 821-864.
- BOUOUGRI E. & PORADA H., 2007. Complex structures associated with siliciclastic biolaminites. 4(d). En: Schieber J., Bose P., Eriksson P.G., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W. & Catuneanu O. (Eds.), 2007. *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record*. Elsevier Ed., pp: 106-110.

- BOUOUGRI E., GERDES G. & PORADA H., 2007. Inherent problems of terminology: definition of terms frequently used in connection with microbial mats. 6(c). En: Schieber J., Bose P., Eriksson P.G., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W. & Catuneanu O. (Eds.), 2007. Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record. Elsevier Ed., pp: 145-151.
- BOYE M., NISHIOKA J., CROOT P., LAAN P., TIMMERMANS K.R., STRASS V.H., TAKEDA S., DE BAAR H.J.W., 2010. Significant portion of dissolved organic Fe complexes in fact is Fe colloids. *Marine Chemistry*, 122: 20-27.
- BRACACCINI O.J., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2): 275-284. Buenos Aires.
- BRAITSCH O., 1971. *Sal Deposits. Their Origin and Composition*. Springer-Verlag Ed. 297 págs.
- BRANDSON E.B., 1915. Origin of thick gypsum and salts deposits. *Bulletin of the Geological Society of America*, 26: 231-242.
- BRANTLEY S.L. & DONOVAN B., 1990. Marine evaporites, bittern seepage, and the genesis of subsurface brines. *Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation*, 2nd International Symposium. *Chemical Geology*, 84: 187-189.
- BRENNAN S.T., LOWENSTEIN T.K. & HORITA J., 2004. Seawater chemistry and the advent of biocalcification. *Geology*, 32(6): 473-476.
- BRIDGE J. & DEMICCO R., 2008. *Earth Surface. Processes, Landforms and Sediments Deposits*. Cambridge University Press. 815 pp.
- BRIGGS L.I., 1958. Evaporites Facies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 28(1): 46-56.
- BRIGMON R.L., MORRIS P. & SMITH G., 2008. Evaporites microbial films, mats, microbialites and stromatolites. En: Dilek Y. et al. (Eds.). *Links between Geological Processes, microbial activities & evolution of life*.
- BRIGMON R.L., YEAGER C. & MORRIS P.A., 2010. Interactions of minerals and microbes in evaporite environments: Can we use this information to identify potential extraterrestrial life? *Astrobiology Science Conference 2010*. 2 págs., Paper 5639.pdf.
- BRODTKORB M.K. DE, 1978. Génesis de Yacimientos. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén, Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino*, pp: 251-263.
- BRODTKORB M.K. DE, & DANIELI J.C., 2011. Yacimientos de baritina y celestina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 745-754. Neuquén.
- BRODTKORB M.K. DE; RAMOS V. & AMETRANO S., 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina - baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico, Provincia del Neuquén, Argentina. *Actas II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 2: 143-168. Buenos Aires.
- BRODTKORB M.K. DE; DANIELI J.C., DE BARRIO R.E., ETCHEVERRY R.O. & GIUSIANO A., 1992. Los Yacimientos de celestina - baritina, yeso, halita y sales de potasio relacionados a las Sedimentitas Cretácicas de la Cuenca Neuquina, República Argentina. En: Brodtkorb M.K. de & Ferreira De Sousa J. (Eds.), *Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina*, Actas: 1-24.
- BRODTKORB M.K. DE; BARBIERI M., ZÁK K., HLADIKOVÁ J., TASSINARI C., AMETRANO S., GIUSIANO A., ETCHEBERRY R.O., DE BARRIO R.E., DEL BLANCO M. & DANIELLI J.C., 1997. Isotope data on barite and celestite deposits related to three Mesozoic Evaporitic Sequences of the Neuquén Basin, Argentina. *International Geology Review*, 39: 307-316.

- BRYANT R.G., SELLWOOD B.W., ILLINGTON A.C. & DRAKE N.A., 1994. Marine-like potash evaporite formation on a continental playa: case study from Chott el Djerid, southern Tunisia. *Sedimentary Geology*, 90: 269-291.
- BUHLER G.G. & SANDONI D.J., 1990. Estabilidad de las paredes de pozos. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época* 7(23): 32-37.
- CANNON S., 2016. *Petrophysics: A Practical Guide*. Wiley Blackwell, 217 pág.
- CARBONE O., FRANZESE J., LIMERES M., DELPINO D. & MARTÍNEZ R., 2011. El Ciclo Precuyano (Triásico tardío – Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 63-76. Neuquén.
- CARROLL D. & STARKEY H.C., 1958. Effect of sea-water on clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 7(1): 80-101.
- CASAS E. & LOWENSTEIN T.K., 1989. Diagenesis of saline pan halite: Comparison of petrographic features of Modern, Quaternary and Permian halites. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59(5): 724-739.
- CASÉ A.M., GIUSIANO A., BARBIERI M., BRODTKORB M.K. DE, & DANIELI, J.C., 1989. Los yacimientos de Celestina de Cuchillo Curá, Provincia del Neuquén. *Correlación Geológica*, 3: 123-132.
- CASTILLO V., ZAMORA VALCARCE G., BOTTESI G. & FOLGUERA A., 2008. Estructura y evolución tectónica del frente cordillerano a los 36°-36°30'S. En: Zappettini, E. O., Crosta, S., González, M. A., Segal, S. J. (Eds.). *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, 1: 77-78.
- CATALANO L.R., 1926. Sobre el contenido de azufre en el Yeso de Transición de la Sierra de Vaca Muerta entre los Arroyos Covunco y Las Lajas. *Reseña de Geología Química. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, 17: 1-11.
- CENDÓN D.I., AYORA C., PUEYO J.J. & TABERNER C., 2003. The geochemical evolution of the Catalan potash subbasin, South Pyrenean foreland basin (Spain). *Chemical Geology*, 200: 339-357.
- CENDÓN D.I., PERYT T.M., AYORA C., PUEYO J.J. & TABERNER C., 2004. The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 212: 141-158.
- CHAUVEAU V., NIVIERE B., COBBOLD P.R., ROSSELLO E.A., BALLARD J-F. & EICHENSEER H.T., 1996. Structure of the Andean foothills, Chos Malal Region, Neuquén Basin, Argentina. *Third ISAG*, 315-318. St. Malo (Francia).
- CHEN X., WANG C. & HUANG Y., 2006. Cretaceous, one of the most remarkable epoch: based on classifying the articles in georef database. *International Symposium on Cretaceous Major Geological Events and Earth System - Workshop on Cretaceous Oceanic Red Beds (IGCP 463 & 494)*, Beijing, China.
- CHUMAKOV N.M. & ZHARKOV M.A., 2003. Climate during the Permian–Triassic Biosphere. Reorganizations. Article 2. Climate of the Late Permian and Early Triassic: General Inferences. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 11(4): 361–375.
- COMERON R., 1990. Trampas estratigráficas en sedimentos de origen eólico. Un estudio particularizado del Miembro Troncoso Inferior en el área de Chihuido de la Sierra Negra, Provincia del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, 7(22): 2-7.
- COMERON R.E., VALENZUELA M. & RAMIREZ J., 2001. Petroleum in Nonconventional Reservoirs. *Society of Petroleum Engineers. SPE 69476*: 1-7.
- COMERON R, VALENZUELA M. & RAMIREZ J., 2002. Chihuido de la Sierra Negra: Petróleo en reservorios no convencionales. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época*, pp: 70-75.

- COMÍNGUEZ A.H. & FRANZESE J.R., 2005. The deep seismic structure of the central Neuquén Basin, Argentina. 6th. International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 178-181.
- COMPAGNUCCI R.H., 2011. Atmospheric circulation over Patagonia from the Jurassic to present: a review through proxy data and climatic modelling scenarios. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 229–249.
- CORDINI I.R., 1967. Reservas Salinas de Argentina. Subsecretaría Nacional de Geología y Minería, Anales 13, 108 págs.
- COUMOU D. & ROBINSON A., 2013. Historic and future increase in the global land area affected by monthly heat extremes. *Environmental Research Letters*, 8, 6 págs., doi:10.1088/1748-9326/8/3/034018.
- CRAME J.A., FRANCIS J.E., CANTRILL D.J., PIRRIE D., 2004. Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. *Cretaceous Research*, 25: 411–423.
- DANIELI J.C., GIUSIANO A., BARBIERI M., & BRODTKORB M.K. DE, 1989. Las celestinas-baritinas de la Formación Huitrín en el flanco oriental de la Cordillera del Salado, Provincia del Neuquén, Argentina. Simposio Depósitos Minerales del Cretácico de América Latina. Parte C: 73-84.
- DASSARMA S. & DASSARMA P., 2012. Halophiles. En: John Wiley & Sons, Ltd: Chichester. DOI: 10.1002/9780470015902.a0000394.pub3
- DAVILA A.F., GÓMEZ-SILVA B., DE LOS RÍOS A., ASCASO C., OLIVARES H., MCKAY D.P. & WIERZCHOS J., 2008. Facilitation of endolithic microbial survival in the hyperarid core of the Atacama Desert by mineral deliquescence. *Journal of Geophysical Research*, 113, G01028, doi:10.1029/2007JG000561.
- DAVILA A.F., HAWES I., ASCASO C. & WIERZCHOS J., 2013. Salt deliquescence drives photosynthesis in the hyperarid Atacama Desert. *Environmental Microbiology Reports*, doi:10.1111/1758-2229.12050.
- DE BARRIO R.E., 1999. Los depósitos de celestina (baritina) relacionados a la Formación Huitrín, Neuquén y Mendoza. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. O. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35, tomo 2: 1095-1102. Buenos Aires.
- DE BARRIO R.E. & VERGANI G.D., 2011. Las mineralizaciones de celestina-baritina y la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, pp: 1084-1085.
- DE BARRIO R.E., DEL BLANCO M.A., GARCÍA M.L. & MARTÍN-IZARD A., 2009. Estructuras estromatolíticas y su relación con las mineralizaciones de Ba-Sr emplazadas en la Formación Huitrín, Cuenca Neuquina. 9° Congreso de Geología Económica, pp: 45-51.
- DE BARRIO R.E., ETCHEVERRY R.O. & RISI D., 1993. Guías de prospección de depósitos celestínico - barítico cretácicos del noroeste de la provincia de Neuquén, Argentina. 6° Congreso Nacional de Geología Económica y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas: 357-363.
- DE BARRIO R.E., ETCHEVERRY R.O., DEL BLANCO M.A., DOMÍNGUEZ E.A., RECIO HERNÁNDEZ C., ESCOBAR R.I. & SALVIOLI M.A., 2014. Nuevos datos y esquemas genéticos de los depósitos barítico-celestínicos vinculados a la secuencia Jurásico-Cretácica de la Cuenca Neuquina en la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 184-200.
- DECONINCK J. F., STRASSER A. & DEBRABANT P., 1988. Formation of illitic minerals at surface Temperatures in Purbeckian Sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay Minerals*, 23: 91-103.

- DE LA ROCHA C.L. & PAYTAN A., 2005. Directions in the study of ocean chemistry over the Phanerozoic and its links to geologic processes. Editorial. *Marine Geology, Special Issue: Ocean Chemistry over the Phanerozoic and its links to Geological Processes*, 217: 193-197.
- DELLAPÉ D.A., MOMBRÚ C., PANDO G.A., RICCARDI A.C., ULIANA M.A. & WESTERMANN G.E.G., 1978. Edad y correlación de las Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas del Loteniano. Tomo 5: 81-105.
- DELLWIG L.F., 1955. Origin of the Salina Salt of Michigan. *Journal of Sedimentary Petrology*, 25(2): 83-110.
- DE MEDEIROS ROCHA R., COSTA D.F.S., LUCENA-FILHO M.A., BEZERRA R.M., MEDEIROS D.H.M., AZEVEDO-SILVA A.M., ARAÚJO C.N. & XAVIER-FILHO L., 2012. Brazilian solar saltworks – ancient uses and future possibilities. *Aquatic Biosystems*, 8(8): 1-6. doi:10.1186/2046-9063-8-8. Disponible en <http://www.aquaticbiosystems.org/content/8/1/8>.
- DEMICO R.V., LOWENSTEIN T.K., HARDIE L.A. & SPENCER R.J., 2005. Model of seawater composition for the Phanerozoic. *Geology*, 33(11): 877–880.
- DICKSON J.A.D., 2002. Fossil echinoderms as monitor of the Mg/Ca ratio of Phanerozoic Oceans. *Science*, 298: 1222-1224.
- DIGREGORIO J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza A.F. (Ed.). *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, pp: 439-505.
- DIGREGORIO J.H., 1978. Estratigrafía de las Acumulaciones Mesozoicas. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino*, Geología y Recursos Naturales del Neuquén, pp: 37-65. Neuquén.
- DIGREGORIO J.H., & ULIANA M.A., 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner J.C.M. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032.
- DIGREGORIO R.E., GULISANO C.A., GUTIERREZ PLEIMLING A.R. & MINNITI S.A., 1984. Esquema de la Evolución Geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus Implicancias Paleogeográficas. *Actas Noveno Congreso Geológico Argentino*, 2: 147-162. Buenos Aires.
- DITTRICH M. & OBST M., 2004. Are picoplankton responsible for calcite precipitation in lakes? *Ambio*, 33(8): 559-564.
- DONNADIEU Y., PIERREHUMBERT R., JACOB R. & FLUTEAU R., 2006. Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate. *Earth and Planetary Science Letters* 248: 226-437.
- DORNBOS S.Q., NOFFKE N. & HAGADORN J.W., 2007. Mat-decay features. 4(d). En: Schieber J., Bose P., Eriksson P.G., Banerjee S., Sarkar S., Altermann W. & Catuneanu O. (Eds.), 2007. *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record*. Elsevier Ed., pp: 106-110.
- DUAN Z. & HU W., 2001. The accumulation of potash in a continental basin: The example of the Qarhan Saline Lake, Qaidam Basin, West China. *Eur. J. Mineral.*, 13: 1223-1233.
- DUPRAZ C. & VISSCHER P.T., 2005. Microbial lithification in marine stromatolites and hypersaline mats. *Trends in Microbiology* 13: 429-438.
- DUPRAZ C., VISSCHER P.T., BAUMGARTNER L.K. & REID R.P., 2004. Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology*, 51: 745-765.
- DUPRAZ C., REID R.P., BRAISSANT O., DECHO A.W., NORMAN R.S. & VISSCHER P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96(3): 141-162.

- EASTWOOD E., 2008. Pangean Paleoclimate. *GEO* 387H, 19 págs.
- EBERL D.D., SRODON J. & NORTHROP H.R., 1986. Potassium fixation in smectite by wetting and drying. En: Davies J.A. & Hayes K.F. (eds), *Geochemical processes at mineral surfaces*. ACS Symposium Series 323, 14: 296-326.
- EBERL D.D., VELDE B. & MCCORMICK T., 1993. Synthesis of illite-smectite from smectite at earth surface temperatures and high pH. *Clay Minerals*, 28: 49-60.
- ECO H., 2009. *Cómo se hace una tesis. Técnicas y procedimientos de estudio, investigación y escritura*. Gedisa Editorial, 253 págs.
- ESCOBAR R.I., DE BARRIO R.E., ETCHEVERRY R.O. & RECIO HERNANDEZ C., 2013. Características litoestratigráficas y geoquímicas de los depósitos Celesto-Baríticos del Grupo Continental, Provincia del Neuquén. 10° Congreso de Geología Económica. *Actas*, pp: 9-25.
- ESSENE E.J. & PEACOR D.R., 1995. Clay mineral thermometry – A critical perspective. *Clays and Clay Minerals*, 43(5): 540-553.
- ETCHEVERRY R.O., 1999. Depósitos de yeso y halita Jurásico-Cretácico, Mendoza y Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.). *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, *Anales* 35: 1091-1093, Buenos Aires.
- ETCHEVERRY R.O., DE BARRIO R.E., BARBIERI M. & BRODTKORB M.K. DE, 1990. Depósitos celestínicos asociados a la Formación Huitrín, Distrito Naunauco – Taquimilán, Provincia del Neuquén. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, *Actas*, pp: 119-124.
- EUGSTER H.P., 1982. Climatic significance of lake and evaporite deposits. En: *Climate in Earth History*. Studies in Geophysics. National Academy Press. Washington, pp: 105-111.
- EUGSTER H.P., 1984. Geochemistry and sedimentology of marine and nonmarine evaporites. *Ecolgae Geologicae Helvetiae*, 77(2): 237-248.
- EUGSTER H.P., HARVIE C.E. & WEARE J.E., 1980. Mineral equilibria in a six-component seawater system, Na-K-Mg-Ca-SO₄-Cl-H₂O, at 25°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1335-1347.
- FARÍAS M.E., CONTRERAS M., RASUK M.C., KURTH D., FLORES R., POIRÉ D.G., NOVOA F. & VISSCHER P.T., 2014. Characterization of bacterial diversity associated with microbial mats, gypsum evaporites and carbonate microbialites in thalassic wetlands: Tebenquiche and La Brava, Salar de Atacama, Chile. *Extremophiles*, 18: 311-329.
- FISHER R.S., 1988. Clay minerals in evaporite host rocks, Palo Duro Basin, Texas Panhandle. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5): 836-844.
- FOLGUERA A., RAMOS V.A., ZAPATA T. & SPAGNUOLO M.G., 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). *Journal of Geodynamics*, 44:129-148.
- FÖLLMI K.B., 2012. Early Cretaceous Life, Climate and Anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230-257.
- FÖLLMI K.B., BÔLE M., JAMMET N., FROIDEVAUX P., GODET A., BODIN S., ADATTE T., MATERA V., FLEITMANN D. & SPANGENBERG J.E., 2012. Bridging the Faraón and Selli oceanic anoxic events: late Hauterivian to early Aptian dysaerobic to anaerobic phases in the Techys. *Climate of the Past*, 8: 171-189. En www.clim-past.net/8/171/2012
- FRAKES L.A., 1990. Paleogeography and Paleoclimatology. En: Ginsburg R.N. & Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research*. Kluwer Academic Publishers, pp: 197-202.
- FRAKES L.A. & FRANCIS J.E., 1990. Cretaceous Paleoclimates. En: Ginsburg R.N. & Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research*. Kluwer Academic Publishers, pp: 273-287.

- FRANCIS J.E., 1986. Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctica and their palaeoclimatic implications. *Palaeontology*, 29: 665-684.
- FRANZESE J.R. & SPALLETTI L.A., 2000. Extensión continental y formación de cuencas marginales mesozoicas en los Andes meridionales (30°LS – 40°LS). 2° Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8ª Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes, pp: 76-77. Mar del Plata.
- FRANZESE J.R. & SPALLETTI L.A., 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.
- FRANZESE J.R., SPALLETTI L.A., GÓMEZ PÉREZ I. & MACDONALD D., 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32-54°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 81-90.
- FRANZESE J.R., VEIGA G.D., MURAVCHIK M., ANCHETA M.D. & DELÍA L., 2007. Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacabuco, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 34(1): 49-62.
- FUENTES F., HORTON B.K., STARCK D. & BOLL A., 2016. Structure and tectonic evolution of hybrid thick- and thin-skinned systems in the Malargüe fold-thrust belt, Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine*, 153:1066–1084.
- FUZESY L.M., 1982. Petrology of potash ore in the Esterhazy Member of the Middle Devonian Prairie Evaporite in the Esterhazy-Rocanville Area. Summary of Investigations, Saskatchewan Geological Survey, Misc. Rep., 82-4: 144-151.
- GABRIELE N.A., 1987. Información básica de manifestaciones de sales de potasio, fosforitas y azufre. Consejo de Planificación y Acción para el Desarrollo (COPADEF), 56 p., inédito. Neuquén.
- GABRIELE N.A., 1989. Geología de la Caverna de Reñi (Dpto. Ñorquín, Neuquén). *Revista Salamanca*, 5(5): 21-27. Buenos Aires.
- GABRIELE N.A., 1991a. Geoespeleología de la Caverna del Salado I, Dpto. Loncopué, Provincia del Neuquén. Un Paracarso (en yeso) de Montaña. *Anuario Spelaion*, 2(2): 21-31.
- GABRIELE N.A., 1991b. Caverna del Salado II, Dpto. Loncopué, Provincia del Neuquén. Espeleogénesis Preliminar. *Anuario Spelaion*, 2(2): 33-39.
- GABRIELE N.A., 1992. Sales de Potasio de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior). Provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(3): 305-316 (1993).
- GABRIELE N.A., 1993. Azufre nativo vinculado a estratos evaporíticos de la Formación Huitrín (Cretácico inferior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 265-276 (1995).
- GABRIELE N.A., 1999a. Cuenca Potásica Huitriniana, Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.). Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1083-1089, Buenos Aires.
- GABRIELE N.A., 1999b. Manifestaciones de azufre biogénico en Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.). Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1131-1133, Buenos Aires.
- GABRIELE N.A., 2016. Evapofacies del Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina, Argentina): Paleoambientes, Evolución y Controles. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 23(1): 35-69.
- GALLAND O., HALLOT E., COBBOLD P. R., RUFFET G., DE BREMOND D'ARS J., 2006. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics*, 26, TC4010, doi:10.1029/2006TC002011.

- GARRETT D.E., 1969. The chemistry and origin of potash deposits. En: Rau J.L. and Dellwig L.F. (Eds.). Third Symposium on Salt, I: 211-222.
- GARRIDO A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 12(2): 121-177.
- GERDES G., KLENKE T. & NOFFKE N., 2000. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: a catalogue. *Sedimentology*, 47: 279-308.
- GIAMBIAGI L., BECHIS F., GARCÍA V. & CLARK A., 2008. Temporal and spatial relationships between thick- and thin-skinned deformations in the Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics*, 459:123-139.
- GIAMBIAGI L., GHIGLIONE M., CRISTALLINI E. & BOTTESI G., 2009. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S): Distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 140-153.
- GIAMPAOLI P., DAJCZGEWAND D.M. & DZELALIJA F. 2002. La estructura del sector externo de la faja plegada y corrida de Malargüe a la latitud del río Salado, Cuenca Neuquina Surmendocina, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 168-173. El Calafate.
- GIAMPAOLI P., RAMIREZ J. L. & GAIT M. A., 2005. Estilos de entrampamiento en la faja plegada y fallada de Malargüe. 6° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas: 121-140. Mar del Plata.
- GÓMEZ J., 2014. Sales de potasio del Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina): estratigrafía y paleoambiente. XIV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, pp: 125-126.
- GÓMEZ J., 2016. Características texturales y mineralógicas del horizonte potásico K1, Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín, Cuenca Neuquina, Argentina. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología – XV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, pp: 88.
- GÓMEZ J., 2017. Carnalita (KMgCl₃.6H₂O) en el Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín, Cuenca Neuquina: Resultados Preliminares. XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 7, Sedimentología y petrología de rocas sedimentarias, Actas 44-50.
- GÓMEZ J. & BALOD M., 2016. Presencia de sales de potasio en el Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín, Cretácico Inferior, Cuenca Neuquina) en el Yacimiento Chihuido de la Sierra Negra. VII Congreso Latinoamericano de Sedimentología –XV Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes, pp: 89.
- GÓMEZ J., MONARDEZ C. & BALOD M., 2011a. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 189-198. Neuquén.
- GÓMEZ J., MONARDEZ C. & BALOD M., 2011b. Características texturales y estructurales del Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín, Cuenca Neuquina, Malargüe, Provincia de Mendoza. Actas en CD del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 893-894. Neuquén.
- GÓMEZ DACAL A.R., GÓMEZ PERAL L.E., SPALLETTI L.A., SIAL A.N., SICCARDI A. & POIRÉ D.G., 2018. First record of the Valanginian positive carbon isotope anomaly in the Mendoza shelf, Neuquén Basin, Argentina: palaeoclimatic implications. *Andean Geology*, 45(2): 111-129.
- GÓMEZ DACAL A.R., RICHIANO S.M., GÓMEZ PERAL L.E., SPALLETTI L.A., SIAL A.N. & POIRÉ D.G., 2019. Evidence of warm seas in high latitudes of southern South America during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, doi:10.1016/j.cretres.2018.10.021.

- GONZÁLEZ P.D. & ARAGÓN E., 2000. El cerro Bayo de la sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito tipo Árbol de Navidad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(4): 363-377.
- GORDON W.A., 1975. Distribution by Latitude of Phanerozoic Evaporite Deposits. *The Journal of Geology*, 83(6): 671-684.
- GORNITZ V.M., 2004. Minerals as keys to ancient climates. *Mineral News*, 20: 9-13.
- GORNITZ V.M., 2005. Mineral indicators of past climates. En: Gornitz V. (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, pp: 573-583. Springer.
- GORNITZ V.M. & SCHREIBER B.Ch., 1981. Displacive halite hoppers from the Dead Sea: Some implications for ancient evaporite deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(3): 787-794.
- GROEBER P., 1929. Líneas Fundamentales de la Geología del Neuquén, Sur de Mendoza y Regiones Adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación 58. Buenos Aires.
- GROEBER P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Descripción de la Hoja 31c del Mapa Geológico General de la República Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 38: 1-72.
- GROEBER P., 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(3): 177-208. En Serie C, Reimpresiones N° 1(1980) Asociación Geológica Argentina.
- GROEBER P., 1947a. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. 2. Hojas Sonseado y Maipo. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2(2): 141-177. En Serie C, Reimpresiones N° 1(1980) Asociación Geológica Argentina.
- GROEBER P., 1947b. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. 4. Hojas Barda Blanca y Los Molles. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2(4): 347-433. En Serie C, Reimpresiones N° 1(1980) Asociación Geológica Argentina.
- GROEBER P., 1952. Andico. En: *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, 2(1): 349-510. Buenos Aires.
- GROENEVELD D.P., HUNTINGTON J.L. & BARZ D.D., 2010. Floating brine crusts, reduction of evaporation and possible replacement of fresh water to control dust from Owens Lake bed, California. *Journal of Hydrology*, 392: 211-218.
- GROTZINGER J.P. & KASTING J.F., 1993. New constraints on Precambrian ocean composition. *Journal of Geology*, 101: 235-243.
- GULISANO C.A., 1981. El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas, 3: 579-592.
- GULISANO C.A. & GUTIÉRREZ PLEIMLING A.R., 1988. Depósitos eólicos del Miembro Avilé (Formación Agrio, Cretácico Inferior) en el norte del Neuquén, Argentina. Actas 2ª Reunión Argentina de Sedimentología, pp: 120-124.
- GULISANO C.A., & PANDO, G.A., 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos Jurásicos entre Piedra del Águila y Sañico, Departamento de Collón Curá, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino. Actas, 3: 553-577.
- GULISANO C.A., GUTIÉRREZ PLEIMLING A.R. & DIGREGORIO R.E., 1984a. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la Provincia del Neuquén. Actas Noveno Congreso Geológico Argentino, 1: 221-235.

- GULISANO C.A., GUTIÉRREZ PLEIMLING A.R. & DIGREGORIO R.E., 1984b. Esquema estratigráfico de la Secuencia Jurásica del Oeste de la Provincia del Neuquén. *Actas Noveno Congreso Geológico Argentino*, 1: 236-259. Buenos Aires.
- GUTIERREZ PLEIMLING A.R., 1991. Estratigrafía de la Formación Huitrín: Un Estudio puntual sobre la ruta nacional N° 40, Provincia del Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, 8(27): 85-100. Buenos Aires.
- GUTIERREZ PLEIMLING A.R., OLEA G.; SUÁREZ M. & VALENZUELA M., 2011a. El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 175-188.
- GUTIERREZ PLEIMLING A.R., OLEA G.; SUÁREZ M. & VALENZUELA M., 2011b. Miembro Chorreado: Arquitectura y facies en la región de Cañadón Amarillo. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas en CD, pp: 897-898.
- HALLAM A., 1985. A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society of London*, 142: 433-445.
- HANDFORD C.R., 1981. Coastal Sabkha and salt pan deposition of the Lower Clear Fork Formation (Permian), Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51(3):761-778.
- HANDFORD C.R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin - Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-253.
- HANDFORD C.R., 1991. Marginal marine halite: Sabkhas and Salinas. Chapter 1. En: MELVIN J.L. (Ed.) *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. Development in Sedimentology 50*, pp:1-66. Elsevier.
- HAQ B.V., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987. Chronology of Fluctuation Sea levels since the Triassic. *Science*, 235:1156-1167.
- HARBECK G.E., 1955. The effect of salinity on evaporation. *Studies of Evaporation. Geological Survey Professional Paper 272-A*: 1-6.
- HARDIE L.A., 1990. The roles of rifting and hydrothermal CaCl₂ brines in the origin of potash evaporites: An hypothesis. *American Journal of Science*, 96: 43-106.
- HARDIE L.A., 1991. On the significance of evaporites. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 19: 131-168.
- HARDIE L.A., 1996. Secular variation in seawater chemistry: an explanation for the coupled secular variations in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y. *Geology*, 24(3): 279– 283.
- HARDIE L.A., LOWENSTEIN T.K. & SPENCER R.J., 1983. The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. En: Schreiber B.Ch. & Harner, H. L. (Eds.). *Sixth International Symposium on Salt*, 1: 11-39. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- HARRIS W. & SLITER W.V., 1978. Evolution of the Southwestern Atlantic Ocean Basin: Results of Leg 36, Deep Sea Drilling Project, pp: 993-1014.
- HARVIE C.E., WEARE J.H., HARDIE L.A. & EUGSTER H.P., 1980. Evaporation of sea water: calculated mineral sequences. *Science*, 208(4443): 498-500.
- HAY R.L., GULDMAN S.G., MATTHEWS J.C., LANDER R.H., DUFFIN M.E. & KYSER T.K. (1991) Clay mineral diagenesis in core KM-3 of Searles Lake, California. *Clays and Clay Minerals*, 39: 84-96.
- HAY W.W., 1996. Tectonics and climate. *Geologische Rundschau*, 85: 409-437.

- HAY W.W., 2006. Cretaceous Oceans and Ocean Modeling. International Symposium on Cretaceous Major Geological Events and Earth System - Workshop on Cretaceous Oceanic Red Beds (IGCP 463 & 494), 2 pp., Beijing, China.
- HAY W.W., 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29: 725–753.
- HAY W.W., 2011. Can humans force a return to a ‘Cretaceous’ climate? *Sedimentary Geology*, 235: 5-26.
- HAY W.W. & FLOEGEL S., 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115: 262-272.
- HAY W.W., MIGDISOV A., BALUKHOVSKY A.N., WOLD C.N., FLÖGEL S. & SÖDING E., 2006. Evaporites and the salinity of the ocean during the Phanerozoic: Implications for climate, ocean circulation and life. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 3-46.
- HAYASE K. & BENGOCHEA A.L., 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina-celestina, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Actas II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 2: 295-314. Buenos Aires.
- HELDAL M., NORLAND S., WRICHSEN E.S., THINGSTAD T.F. & BRATBAK G., 2012. An uncounted fraction of marine biogenic CaCO₃ particles. *PLoS ONE*, 7(10): e47887, doi:10.1371/journal.pone.0047887
- HELLER-KALLAI L. & EBERL D.D., 1997. Potassium fixation by smectites in wetting-drying cycles with different anions. *Proceedings of the International Clay Conference*, pp: 561-567. Ottawa.
- HELMAN M.L. & SCHREIBER B.Ch., 1983. Permian evaporitic deposits of the Permian Alps (Dolomites): The development of unusual and significant fabrics. En: Schreiber B.Ch. & Harner, H. L. (Eds.). *Sixth International Symposium of Salt*, I: 57-66. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- HERRERO DUCLOUX A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 13(266): 245-281. Buenos Aires.
- HILLGÄRTNER, H., VAN BUCHEM, F.S.P., GAUMET, F., RAZIN, P., PITTET, B., GRÖTSCH, J. AND DROSTE, H., 2003. The Barremian-Aptian Evolution of the Eastern Arabian Carbonate Platform Margin (Northern Oman). *Journal of Sedimentary Research*, 73(5): 756-773. Society of Sedimentary Geology.
- HOLLAND, H.D., 1984. *The chemical evolution of the Atmosphere and Oceans*. Princeton University Press, Princeton, N.J., 582 pp.
- HOLLAND H.D., 2003. The Geologic History of Seawater. En: *Treatise on Geochemistry*, 6: 583–625.
- HOLLAND H.D., HORITA J. & SEYFRIED W.E., 1996. On the secular variations in the composition of Phanerozoic marine potash evaporites. *Geology*, 24(11): 993-996.
- HOLMBERG E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia del Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional, Boletín 152: 1-91, Buenos Aires.
- HOLMBERG E. & NUÑEZ E., 1971. Reconocimiento geológico económico en el área salinífera de Huitrín, Provincia del Neuquén. *Actas Primer Simposio Nacional de Geología Económica*, 1: 267-275.
- HOGG S.L., 1993. Geology and hydrocarbon potential of the Neuquén Basin. *Journal of Petroleum Geology*. 16(4): 383-396.

- HONTY M., UHLIK P., SUCHA V., CAPLOVICOVA M., FRANCU J., CLAUER N., & BIRON A., 2004. Smectite-to-illite alteration in salt-bearing bentonites (The East Slovak Basin). *Clays and Clay Minerals*, 52(5): 533–551.
- HORITA J., ZIMMERMANN H. & HOLLAND H.D., 2002. The chemical evolution of seawater during the Phanerozoic: implications from the record of marine evaporites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 3733– 3756.
- HOVER V.C., WALTER L.M., PEACOR D.R. & MARTINI A.M., 1999. Mg-smectite authigenesis in a marine evaporative environment, Salina Ometepc, Baja California. *Clays and Clay Minerals*, 47(3): 252–268.
- HOVORKA S., 1987. Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. *Sedimentology*, 34: 1029–1054.
- HOVORKA S., 1992. Halite pseudomorphs after gypsum in bedded anhydrite; clue to gypsum-anhydrite relationships. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6): 1098–1111.
- HOVORKA S., KNAUTH L.P., FISHER R.S. & GAO G., 1993. Marine to nonmarine facies transition in Permian evaporites of the Palo Duro Basin, Texas: Geochemical response. *Geological Society of American Bulletin*, 105: 1119–1134.
- HOVORKA S., HOLT R.M. & POWERS D.W., 2007. Depth indicators in Permian Basin evaporites. En: Schreiber B.C., Lugli S. & Babel M. (Eds.). *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, 285: 335–364.
- HOWELL J., SCHWARZ E., SPALLETTI L & VEIGA G., 2005. The Neuquén Basin: An Overview. En: Veiga G., Spalletti L., Howell J. & Schwarz E. (Eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London Special Publication 252: 1–14.
- HOWER J. & MOWATT T.C., 1966. The mineralogy of illites and mixed-layer illite/montmorillonites. *The American Mineralogist*, 51: 825–854.
- HSÜ K.J., 1972. Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean Evaporite. *Earth Sciences Review*, 8:371–396.
- HSÜ K.J. & SIEGENTHALER C., 1969. Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12: 11–25.
- HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & SCHREIBER B.C., 1973. 22.2 Petrography of a halite sample from Hole 134 – Balearic Abyssal Plain. 22. Thin-Section Petrography of the Mediterranean Evaporites. DSDP - Deep Sea Drilling Project, Leg.13, 2(43):708–711. doi:10.2973/dsdp.proc.13.122-2.1973 (2007).
- HSÜ K.J., CITA M.V. & RYAN W.B.F., 1973. 43. The origin of the Mediterranean evaporites. Part IV: Regional Syntheses. DSDP - Deep Sea Drilling Project, Leg.13, 2(43): 1203–1231. doi:10.2973/dsdp.proc.13.143.1973. http://www.deepseadrilling.org/13/dsdp_toc.htm
- HU X., JANSÁ L., WANG C.S., SARTI M., BAK K., WAGREICH M., MICHALIK J., & SOTAK J., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments. *Cretaceous Research*, 26(1): 3–20.
- HU X., WAGREICH M. & YILMAZ I.O., 2012. Marine rapid environmental / climatic change in the Cretaceous greenhouse world. *Cretaceous Research*, 38: 1–6.
- HUANG C.M., RETALLACK G.J. & WANG C.S., 2012. Early Cretaceous atmospheric pCO₂ levels recorded from pedogenic carbonates in China, *Cretaceous Research*, 33: 42–49.
- HUBER B.T., HODELL, D.A. & HAMILTON, C.P., 1995. Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, 107(10):1164–1191.

- HUBER M., 2012. Progress in greenhouse climate modeling. En: Ivany L.C. & Huber B.T. (Eds.), *Reconstructing Earth's Deep-Time Climate - The State of the Art in 2012*, Paleontological Society Short Course, November 3, 2012. The Paleontological Society Papers, Volume 18, pp. 213–262.
- HUCK S. & HEIMHOFER U., 2015. Improving shallow-water carbonate chemostratigraphy by means of rudist bivalve sclerochemistry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 16:3111–3128.
- HUCK S. & HEIMHOFER U., 2021. Early Cretaceous sea surface temperature evolution in subtropical shallow seas. *Scientific Reports*, 11, 19765. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-99094-2>
- HUNT C.B., ROBINSON T.W., BOWLES W.A., AND WASHBURN A.L., 1966. Hydrologic basin, Death Valley, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 494-B: 1–138.
- HURLBUT C.S. (Jr.) & KLEIN C., 1982. *Manual de Mineralogía de Dana*. Tercera Edición. Editorial Reverté S.A.
- IGLESIAS A., ARTABE A.E. & MOREL E.M., 2011. The evolution of Patagonian climate and vegetation from the Mesozoic to the present. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103:409-422.
- IDIART J.C. & FERRARIS O.R., 1987. Tectocinesis salina en la faja plegada – corrida del sur mendocino, República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 173-176.
- International Chronostratigraphic Chart, 2023. 2023/06 International Chronostratigraphic chart. <https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-09.pdf>.
- JAWORSKA J., (2012). Crystallization, alternation and recrystallization of sulphates. En: Yitzhak M. (Ed.), *Advances in crystallization processes*. Pp: 465-490. Disponible en: <http://www.intechopen.com/books/advances-in-crystallization-processes/crystallization-alternation-and-recrystallization-of-sulphates>.
- JENKYN H.C., SCHOUTEN-HUIBERS L., SCHOUTEN S. & SINNINGHE DAMSTÉ J.S., 2012. Warm Middle Jurassic-Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean. *Climate of the Past (Clim. Past.)*, 8:215-226. En www.clim-past.net/8/215/2012/.
- JIANQI Y., CHENGYU H. & KEQIN C., 1983. Characteristics of salt deposits in the dry salt lake and the formation of potash beds. En: Schreiber, B. C. & Harner, H. L. (Eds.). *Sixth International Symposium on Salt*. The Salt Institute, Alexandria, VA, 1: 193–194.
- JING D. & BAINIAN S., 2018. Early Cretaceous atmospheric CO₂ estimates based on stomatal index of *Pseudofrenelopsis papillosa* (Cheirolepidiaceae) from southeast China. *Cretaceous Research*, Vol. 85: 232-242.
- JOHNSON K.S., GORDON R.M. & COALE K.H., 1997a. What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? *Marine Chemistry*, 57(3-4): 137-161.
- JOHNSON K.S., GORDON R.M. & COALE K.H., 1997b. What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? Authors' closing comments. *Marine Chemistry*, 57: 181-186.
- KARREN J.K., 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: sabkhas and Salinas, mudflats and salterns. En Melvin J.L. (Ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology* 50: 69-187. Elsevier Ed.
- KELLY J.G., 1978. Yacimientos de Hidrocarburos. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. Relatorio VII Congreso Geológico Argentino, pp: 265-287. Neuquén.
- KENDALL A.C., 1980. Facies Models. 12. Subaqueous Evaporites. *Geological Association of Canada, Geosciences Canada*, 5(3):124-139.

- KENDALL A.C., 1984. Evaporites. En: Walker, R.G. (Ed), *Facies Models* 2^{da} Edición, Geoscience Canada Ed., p: 259-296. Ontario.
- KENDALL A.C., & HARWOOD G.M., 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd Ed., p:5-36. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- KENDALL C.G.ST.C., LAKE P., WEATHERS III H.D., LAKSHMI V., ALTHAUSEN J. & ALSHARHAN A.S., 2003. Evidence of rain shadow in the geologic record: Repeated evaporite accumulation at extensional and compressional plate margins. En: Alsharhan A.S., Wood W.W., Goudie A.S., Fowler A. & Abdellatif E.M. *Desertification in the Third Millennium*, pp:45-52. Swets & Zeitlinger Publishers, Lisse, the Netherlands.
- KENDALL C.G.ST.C., WEBER L.J. & ALSHARHAN A.S., 2009. The Giant Oil Field Evaporite Association: A Function of the Wilson Cycle, Climate, Basin Position and Sea Level. *American Association of Petroleum Geologists. Search and Discovery Article #40471*, 39 págs.
- KERRICK D.M., 2001. Present and past nonanthropogenic CO₂ Degassing from the solid earth. *Reviews of Geophysics* 3(9): 565-585.
- KILMURRAY J.O. & TERUGGI M.E., 1982. *Fábrica de metamorfitas. Texturas y estructuras. Colección Ciencias de la Tierra, Estudios 2. Ediciones Científicas Argentinas Librart (ECAL)*. 40 págs.
- KING R.H., 1947. Sedimentation in Permian Castile Sea. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 31(3): 470-477.
- KINSMAN D.J.J., 1969a. Interpretation of Sr (super +2) concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 39(2): 486-508.
- KINSMAN D.J.J., 1969b. Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53(4): 830-840.
- KINSMAN D.J.J., 1976. Evaporites: Relative humidity control of primary mineral facies. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46(2): 273-279.
- KIRKLAND D.W., 2003. An explanation for the varves of the Castile evaporites (Upper Permian), Texas and New Mexico, USA. *Sedimentology*, 50, 899-920.
- KIRKLAND D.W., DENISON R.E. & DEAN W.E., 2000. Parent brine of the Castile Evaporites (Upper Permian), Texas and New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3): 749-761.
- KNAUTH L.P., 1999. Salinity history of seawater. En *Program and Abstracts of the 9th Annual V. M. Goldschmidt Conference, Lunar and Planetary Institute* (disponible en www...7626.pdf).
- KNAUTH L.P., 2005. Temperature and salinity history of the Precambrian ocean: implications for the course of microbial evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 219: 53-69.
- KOVALEVYCH V.M. & VOVNYUK S., 2010. Fluid inclusions in halite from marine salt deposits: are they real micro-droplets of ancient seawater? *Geological Quarterly*, 54(4): 401-410.
- KOZLOWSKI E.E., CRUZ C.E. & SYLWAN C.A. 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15-26.
- KOZLOWSKI E.E., CRUZ C.E. & SYLWAN C.A. 1997. Modelo Exploratorio en la Faja Corrida de la Cuenca Neuquina, Argentina. 6° Simposio Bolivariano-Modelo Exploratorio. Actas 1: 15-31.
- KOZLOWSKI E.E., MANCEDA R. & RAMOS V.A., 1993. Estructura. En: Ramos V.A. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Relatorio: 235-256.

- KUMP L.R., 2008. The role of seafloor hydrothermal system in the evolution of seawater composition during the Phanerozoic. En: *Magma to Microbe: Modeling hydrothermal process at ocean spreading centers*. Geophysical Monograph Series 178: 275-283. American Geophysical Union.
- KYLE J.R. & POSEY H.H., 1991. Halokinesis, cap rock development, and salt dome mineral resources. Chapter 5. En: Melvin J.L. (Ed.). *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. Developments in Sedimentology* 50:413-474. Elsevier.
- LARSON R.I., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19: 963-966.
- LARSON R.L. & ERBA E. (1999). Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14: 663-678
- LAZO D.G. & DAMBORENEA S.E., 2009. A new Barremian bivalve assemblage from La Tosca Member of the Huitrín Formation, Neuquén Basin, Argentina. En Hart M.B. (Ed.), 8° International Symposium of The Cretaceous System, University of Plymouth, UK, Abstracts: 112-113.
- LAZO D.G. & DAMBORENEA S.E., 2011. Barremian bivalves from the Huitrín Formation, West-Central Argentina: Taxonomy and Paleocology of a restricted marine association. *Journal of Paleontology*, 85(4): 719-743.
- LAZO D.G., CICHOWOLSKI M., RODRIGUEZ D.L. & AGUIRRE-URRETA M.B., 2005. Lithofacies, palaeoecology and palaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga G., Spalletti L., Howell J. & Schwarz E. (Eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London Special Publication 252: 57-81.
- LEAL P.R., GALLEGOS E., SCHENCMAN L.J. & FERNÁNDEZ CASO M.P.M., 2011. El yacimiento de halita La Hijosca (Provincia del Neuquén). En Leanza, Franchini, Impiccini, Pettinari, Sigismondi, Pons y Tunik (Eds.), *Actas 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 1448-1449. Neuquén, Argentina.
- LEANZA H.A., 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Serie Contribuciones Técnicas, *Geología* 2: 1-31.
- LEANZA H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 11(2): 145-184.
- LEANZA H.A. & HUGO C.A., 1995. Revisión estratigráfica del Cretácico Inferior continental en el ámbito sudoriental de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 30-32.
- LEANZA H.A. & HUGO C.A., 2011. Las Formaciones La Amarga y Lohan Cura (Cretácico temprano) en el Depocentro de Picún Leufú. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 223-230. Neuquén.
- LEANZA H.A., HUGO C.A., REPOL D., GONZÁLEZ R. & DANIELI J.C., 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, *Boletín* 275: 1-128. Buenos Aires.
- LEANZA H.A., SATTLER F., MARTÍNEZ R.S. & CARBONE O., 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico Tardío-Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales*

- de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 113-129. Neuquén.
- LEBINSON F., TURIENZO M., SÁNCHEZ N., ARAUJO V. & DIMIERI L.V., 2015. Geometría y cinemática de las estructuras tectónicas en el extremo septentrional de la faja corrida y plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(3): 299-313.
- LEGARRETA L., 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 197 p., 27 láminas 52 perfiles columnares, (Inédito), Buenos Aires. Disponible en la Biblioteca Digital de la FCEN-UBA www.digital.bl.fcen.uba.ar.
- LEGARRETA L. & BOLL A., 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo, Provincia de Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 77 p., (inédito), Mendoza.
- LEGARRETA L. & GULISANO C.A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior). En: CHEBLI G.A. & SPALLETTI L.A. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 221-243. Universidad Nacional de Tucumán.
- LEGARRETA L. & ULIANA M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous oscillations and geometry of back-arc basin fill, Central Argentine Andes. En: McDonald D.I.M. (Ed.). *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 12: 429-450.
- LEGARRETA L. & ULIANA M.A., 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies Sedimentarias. En: Caminos R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(16): 399-432.
- LEGARRETA L., OLEA G., PERONI G. & S. DE BUSTAMANTE A., 1983. Estratigrafía y evaluación prospectiva del Grupo Rayoso en el subsuelo del valle superior del Río Colorado, Provincias de Neuquén y Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 20 p., (Inédito), Plaza Huincul.
- LEGARRETA L., GULISANO C.A. & ULIANA M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácicas. En: Ramos V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, p: 87-114. Mendoza.
- LEGARRETA L., VILLAR H.J., CRUZ C.E., LAFFITTE G.A. & VARADÉ R., 2008. Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración-entrampamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la Cuenca Neuquina, Argentina. En: Cruz C.E., Rodríguez J.F., Hechem J.J. & Villar H.J. (Eds.). *Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas*, pp: 79-108.
- LITTLER K., ROBINSON S.A., BOWN P.R., NEDERBRAGT A.J. & PANCOST R.D., 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience*, 4:169-172.
- LIU X. & MILLERO F.J., 1999. The solubility of iron hydroxide in sodium chloride solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(19-20): 3487– 3497.
- LIU X. & MILLERO F.J., 2002. The solubility of iron in seawater. *Marine Chemistry*, 77(1): 43-54.
- LLAMBÍAS E.J., 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40° S. En: Artabe A., Morel E.M. & Zamuner, A.B. (Eds.): *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata.
- LLAMBÍAS E.J., 2008. Geological control of the igneous rocks of the Neuquén basin basement and the rifting stage in northern Neuquén and southern Mendoza. En: Zappettini, E. O., Crosta, S., González, M. A., Segal, S. J. (Eds.). *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, pp:775-776.
- LLAMBÍAS E.J., LEANZA H.A. & CARBONE O., 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S – 37°15'S): nuevas

- evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2):217-235.
- LÓPEZ CORTÉS A., VÁZQUEZ-DUHALT R. & OCHOA J.L., 1991. Biotecnología de las salinas costeras. *Revista Biotecnología*, 1(5): 13-25.
- LÓPEZ CORTÉS A. & OCHOA J.L., 1998. The biological significance of halobacteria on nucleation and sodium chloride crystal growth. En: Dubrowski A. (Ed.). *Adsorption and its Applications in Industry and Environmental Protection. Studies in Surface Science and Catalysis*, 120: 903–923.
- LOWENSTEIN T.K. & HARDIE L.A., 1985. Criteria for the recognition of salt-evaporites. *Sedimentology*, 32:627-644.
- LOWENSTEIN T.K. & SPENCER R.J., 1990. Syndepositional origin of potash evaporites: petrographic and fluid inclusion evidence. *American Journal of Science*, 290:1-42.
- LOWENSTEIN T.K., TIMOFEEFF M.N. & HARDIE L. A. & BRENNAN S. T., 1999. Evaluating secular changes in seawater chemistry. En *Program and Abstracts of the 9th Annual V. M. Goldschmidt Conference*, Lunar and Planetary Institute, pp. 176–177.
- LOWENSTEIN T.K., TIMOFEEFF M.N., BRENNAN S.T., HARDIE L.A. & DEMICCO R.V., 2001. Oscillations in Phanerozoic Seawater Chemistry: Evidence from Fluid Inclusions. *Science*, 294:1086-1088.
- LOWENSTEIN T.K., HARDIE L.A., TIMOFEEFF M.N. & DEMICCO R.M., 2003, Secular variation in seawater chemistry and the origin of calcium chloride basinal brines: *Geology*, v. 31, p. 857–860.
- LOWENSTEIN T.K., TIMOFEEFF M.N., KOVALEVYCH V.M. & HORITA J., 2005. The major-ion composition of Permian seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 1701– 1719.
- LOWENSTEIN T.K., SCHUBERT R.A. & TIMOFEEFF M.N., 2011. Microbial communities in fluid inclusions and long-term survival in halite. *GSA Today*, 21(1): 4-9.
- LUTHER III G.W. & WU J., 1997. What controls dissolved iron concentrations in the world ocean? - a comment. *Marine Chemistry*, 57: 173-179.
- LYONS W.A., 1987. Geología y Estructura de las Salinas de Huitrín, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2):122-142.
- MACDONALD D., GOMEZ-PEREZ I., FRANZESE J., SPALLETTI L., LAEVER L., GAHAGAN L., DALZIEL I., THOMAS C., TREWIN N., HOLE M. & PATON D., 2003. Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, 20:287-308.
- MACKENZIE F.T. & ANDERSSON A.J., 2013. The Marine Carbon System and Ocean Acidification during Phanerozoic Time. *Geochemical Perspectives*, 2(1):1-244.
- MACLEOD N., 2005. Cretaceous. En: Sellley R.C., Cocks R.M. & Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Pp: 1-8. Academic Press, London.
- MADIGAN & OREN, 1999. Thermophilic and halophilic extremophiles. *Current Opinion in Microbiology*, 2: 265-269
- MAGARITZ M., 1987. A new explanation for cyclic deposition in marine evaporite basins: Meteoric water input. *Chemical Geology*, 62:239-250.
- MAGRI F., LITCKE R., RODON S., BAYER U. & URAI J.L., 2008. Temperature fields, petroleum maturation and fluid flow in ten vicinity of salt domes. En: Littke R., Bayer U., Gajewski D., Brink H.J. & Winter I. (eds), *Dynamics of complex intracontinental basins: The Central European Basin System*. Chapter 5.5., pp:323-344. Springer-Verlag, Berlín Heidelberg, 277-290.978-3-540-85084-7.

- MANCEDA R. & FIGUEROA D., 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard A.J., Suárez S. R. & Welsink H.J. (Eds.), Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir 62, pp: 369-382.
- MANCEDA R., KOZLOWSKI E., CRUZ C. & CONDAT P., 1990. Secuencia de techo pasivo estructurada. Bardas Blancas, Provincia de Mendoza, Argentina. 11º Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 31-34.
- MARCHESE H., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26(3): 343-410. Buenos Aires.
- MARETTO H. & PÁNGARO F., 2005. Edad de formación de algunas de las grandes estructuras del Engolfamiento de la Cuenca Neuquina: actividad tectónica durante la depositación de la Fm. Quintuco. 6º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. CD, 11 pág. Mar del Plata.
- MARTÍNEZ A., GIAMBIAGI L. & LANÉS S., 2008. El volcanismo de rift Triásico tardíos-Jurásico temprano y su posible vinculación con el ciclo magmático Gondwánico del Grupo Choiyoi. En: Zappettini, E. O., Crosta, S., González, M. A., Segal, S. J. (Eds.). Actas 17º Congreso Geológico Argentino, pp: 779-780.
- MARTÍNEZ J. & FERNÁNDEZ A., 2004. Cambio Climático: una visión desde México. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Instituto Nacional de Ecología, 525 págs.
- MASARIK M. C., 2002. Los reservorios del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín. En: Schiuma, M., Hinterwinner, G., Vergani, G. (Eds.). "Rocas Reservorios de las Cuencas Productivas de la Argentina". Simposio del 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG), pp: 465-485.
- MASUZAWA T., 1979. Impurities container incide the crystals of solar and vacuum evaporated salts. En: Coogan & Hauber (Eds). Fifth International Symposium of Salt, 463-473. Hamburg, Germany.
- MATTAUER M., 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Ediciones Omega S.A., 524 págs.
- MCELROY M. & BAKER D.J., 2012. Climate Extremes: Recent Trends with Implications for National Security. Harvard Univ. Center For The Env't., pp: 1-138. disponible en http://environment.harvard.edu/sites/default/files/climate_extremes_report_2012-12-04.pdf
- MELLI A. T., VALENZUELA M. & LIMERES A., 1991. Algunas características de la Formación Huitrín en el Yacimiento Puesto Molina. Boletín de Informaciones Petroleras, 3ª Época, 8(28): 23-41. Buenos Aires.
- MELLI A. T.; VALENZUELA M. & LIMERES A., 1992. Reconstrucción paleoambiental de las Formaciones Agrío Superior y Huitrín en el Yacimiento Puesto Hernández. Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología. Actas 3: 33-40.
- MERRIMAN R.J., 2002. The magma-to-mud cycle. *Geology Today*, 18(2): 67-71.
- MERRIMAN R.J., 2006. Clay minerals and sedimentary basin history. XXVI Reunión (SEM) / XX Reunión (SEA), Macla 6: 25-26.
- MILLER W.L., KING D.W, LIN J. & KESTER D.R., 1995. Photochemical redox cycling of iron in coastal seawater. *Marine Chemistry*, 50: 63-77.
- MINERAL DATA PUBLISHING 2001-2005 version 1. <http://www.handbookofmineralogy.org/>

- MOHEBBI F., AHMADI R., AZARI A.M., ESMAILI L. & ASADPOUR Y., 2011. On the red coloration of Urmia Lake (Northwest Iran). *International Journal of Aquatic Science*, 2(1): 88-92.
- MOMBRÚ C. & ULIANA M. A., 1978. Esquema tectosedimentario de la Cuenca Mesozoica de Mendoza y Neuquén. *Actas Séptimo Congreso Geológico Argentino*, 2: 239-256. Neuquén.
- MOORE J.K., DONEY S.C., GLOVER D.M. & FUNG I.Y., 2002. Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the World Ocean. *Deep-Sea Research II*, 49: 463–507.
- MOSQUERA A. & RAMOS V.A., 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén embayment. *Actas electrónicas 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 28 pp. Mar del Plata.
- MOSQUERA A. & RAMOS V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Basin, En: Kay, S.M. & Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper, 407: 97-123.
- MOSQUERA A., SILVESTRO J. RAMOS V.A., ALARCÓN M. & ZUBIRI M., 2011. La estructura de la Dorsal de Huincul. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 199-203. Buenos Aires.
- MÜLLER R.D., DUTKIEWICZ A., SETON M. & GAINA C., 2013. Seawater chemistry driven by supercontinent assembly, breakup, and dispersal. *Geology*,
- MUSACCHIO E. & VALLATI P.S., 2000. La regresión del Barremiano-Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina). *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2: 230-234. Punta Varas.
- NAIDES C. & BARRIONUEVO M., 2002. Análisis de facies del Miembro Troncoso Inferior en la zona de Rincón de los Sauces, Neuquén, Argentina. 5° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD ROM, 16 págs. Mar del Plata.
- NAIPAUER M., MARQUES J.C., GARCIA MORABITO E., TUNIK M.A., VUJOVICH G., PIMENTEL M. & RAMOS V.A., 2011. La Dorsal de Huincul como área fuente en el Jurásico tardío: edades U-Pb en circones detríticos de la Formación Quebrada del Sapo. En: Leanza H., Franchini M., Impicini A., Pettinari G., Sigismondi M., Pons J. & Tunik M. (Eds.), *Actas 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 668-669. Neuquén.
- NARCISO V., SANTAMARÍA G. & ZANETTINI J.C.M., 2004. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 253, 60 págs., Buenos Aires.
- NICHOLS G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell Ed., 419 págs.
- NOFFKE N., 2008. Turbulent lifestyle: Microbial mats on Earth's sandy beaches – Today and 3 billion years ago. *GSA Today*, 18(10): 4-10.
- NOFFKE N., & AWRAMIK S.M., 2013. Stromatolites and MISS – Differences between relatives. *GSA Today*, 23(9): 4-9.
- NOFFKE N., GERDES G., KLENKE T. & KRUMBEIN W.E., 2001. Microbially induced sedimentary structures – A new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5): 649-656.
- NOFFKE N., GERDES G. & KLENKE T., 2003. Benthic cyanobacteria and their influence on the sedimentary dynamics of peritidal depositional systems (siliciclastic, evaporitic salty and evaporitic carbonatic). *Earth Science Review*, 62: 163-176.
- NULLO F. & COMBINA A., 2011. Patagonian continental deposits (Cretaceous - Tertiary). *Biological Journal of the Linnean Society*, 103: 289-304.

- O'BRIEN CH.L, CHARLOTTE L. , ROBINSON S.A., PANCOST R.D., SINNINGHE DAMSTÉ J.S., SCHOUTEN S., LUNT D.J., ALSENZ H., BORNEMANN A., BOTTINI C., BRASSELL S.C., FARNSWORTH A., FORSTER A., HUBER B.T., INGLIS G.N., JENKYN H.C., LINNERT C., LITTLER K., MARKWICK P., McANENA A., MUTTERLOSE J., NAAFS B.D.A., PÜTTMANN W., SLUIJS A., VAN HELMOND N.A.G.M., VELLEKOOP J., WAGNER T., WROBEL N.E., 2017. Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes. *Earth-Science Reviews*, 172: 224-247.
- OLEA G., SUÁREZ M. & VALENZUELA M., 2011. El Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 199-203. Buenos Aires.
- OLIVERO E.B., 2010. Upper Cretaceous marine paleoenvironmental changes in the James Ross Basin, Antarctica, and their corresponding fossil record: Biogeographic and paleoceanographic implications. Keynote invited speaker, Buenos Aires, August 3-6, 2010. 4th. Open Science Conference CD-ROM. Abstract number 563, 1pp.
- OLIVERO E.B., 2012. Sedimentary cycles, ammonite diversity and palaeoenvironmental changes in the Upper Cretaceous Marambio Group, Antarctica. *Cretaceous Research*, 34: 348-366.
- ORCHUELA I.A., ARTEAGA M. & PELADE S.E., 1989. Reservorios en rocas ígneas de yacimientos gasíferos en Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3^a Época, 6(18): 114-124. Buenos Aires.
- ORCHUELA I.A., LARA M.E. & SUAREZ M., 2003, Productive Large Scale Folding Associated with Igneous Intrusions: El Trapial Field, Neuquen Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists - AAPG International Conference Barcelona, España*. 1 pág.
- OREN A., 2006. Life at high salt concentrations. Chapter 1.9. En: Dworkin M, Falkow S, Rosenberg E, Schleifer K-H, Stackebrandt E (Eds.) *The prokaryotes. A handbook on the biology of bacteria: ecophysiology and biochemistry*, 2: 263–282. Springer, New York.
- OREN A., 2009. Saltern evaporation ponds as model systems for the study of primary production processes under hypersaline conditions. *Aquatic Microbial Ecology*, 56: 193–204.
- OREN A., 2010a. Thoughts on the “missing link” between saltworks biology and solar salt quality. *Global NEST Journal*, 12(4): 417-425.
- OREN A., 2010b. Industrial and environmental applications of halophilic microorganisms. *Environmental Technology*, 31(8-9): 825-834.
- OREN A., 2012. Salts and Brines. 15. En: Whitton B.A. (Ed.), *Ecology of Cyanobacteria II: Their diversity in space and time*. DOI 10.1007/978-94-007-3855-3_15, © Springer Science+Business Media B.V., pp: 401-426.
- OREN A., KÜHL M. & LARSEN U., 1995. An endoevaporitic microbial mat within a gypsum crust: zonation of phototrophs, photopigments, and light penetration. *Marine Ecology Progress Series*, 128: 151-159.
- OREN A., GAVRIELI J., KOHEN M., LATI J., AHARONI M. & GAVRIELI I., 2009. Long-term mesocosm simulation of algal and archaeal blooms in the Dead Sea following dilution with Red Sea water. En: Oren A., Naftz D., Palacios P. & Wurtsbaugh W.A. (Eds.). *Natural Resources and Environmental Issues (NREI)*, XI: 145-151. International Society for Salt Lake Research (ISSLR) 10th International Conference and 2008 FRIENDS of Great Salt Lake Issues Forum. *Saline lakes around the World: Unique System with Unique values*.
- ORTÍ CABO F., 2010a. Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. En Arche A., *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Cap. XV: 675-769.
- ORTÍ CABO F., 2010b. Evaporitas: formaciones marinas y continentales. Algunos ejemplos. En Arche A., *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Cap. XVI: 771-838.

- ORTÍ CABO F. y ROSELL ORTIZ L., 1981. Fabricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geologica Hispanica*, 16(4): 235-255.
- ORTS, D.L., FOLGUERA A. & RAMOS V.A., 2009. Estructura de la faja plegada y corrida andina, de la zona alta cordillerana a los 36°S, provincia de Mendoza (Argentina). XII Congreso Geológico Chileno, S9_064, pp:1-4.
- OTTONE E.G., 2008. Las paleofloras Cretácicas de Cuenca Neuquina y su contexto paleoambiental. En: Zappettini, E. O., Crosta, S., González, M. A., Segal, S. J. (Eds.). *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, pp: 785-786.
- OTTONE E.G., 2009. La flora Cretácica de Cuenca Neuquina, su significado paleoambiental y paleoclimático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2): 373-386.
- OVEJERO TOLEDO A., ALONSO R.N., RUÍZ T.del.V. & QUIROGA A.G., 2008. Evapofacies halítica en el Salar del Rincón, Departamento Los Andes, Salta. 9° Congreso Geológico Argentino. *Actas*: 656-657.
- PARRAS A.M., CASADÍO S. y PIRES M., 1998. Secuencias depositacionales del Grupo Malargüe y el Límite Cretácico-Paleógeno, en el Sur de la Provincia de Mendoza, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina. Publicación Especial 5. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica*: 61-69.
- PEREYRA C. & MARQUEZ J., 1984. Las Formaciones Rayoso y Huitrín, su importancia geominera en el Área de Rincón de los Sauces, Provincia del Neuquén. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, VII: 7-19.
- PÉREZ A., 1979. Estudio Estratigráfico del Grupo Rayoso y sus posibilidades económicas en el sector Norte de la Cuenca Neuquina. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 13 págs, 23 adj. (inédito). Buenos Aires.
- PERTHUISOT J. P., 1989. Recent Evaporites. Part. II. En: Sonnenfeld P. & Perthuisot J.P., *Brines and evaporites. 28° International Geological Congress, Short Course in Geology* (Crawford M.L. & Padovani E., Short Course Series Editors). American Geophysical Union. Volume 3, 128 págs.
- PETRASH D.A., GINGRAS M.K., LALONDE S.V., ORANGE F., PECOITS E. & KONHAUSER K.O., 2012. Dynamic controls on accretion and lithification of modern gypsum-dominated thrombolites, Los Roques, Venzuela. *Sedimentary Geology*, 245-246: 29-47.
- PIRRIE D., MARSHALL J.D., DOYLE P. & RICCARDI A.C., 2004. Cool early Albian climates; new data from Argentina. *Cretaceous Research*, 25(1): 27-33.
- PLOSZKIEWICZ J.V., 1987. Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la Cuenca Neuquina Argentina. *Actas Décimo Congreso Geológico Argentino*, 1: 177-180.
- PLOSZKIEWICZ J. V., 1993. Yacimiento Puesto Rojas. En: V.A. Ramos (Ed.). *Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Capítulo III (15): 447-450.
- PLOSZKIEWICZ J. V., 2002a. El sobrecorrimiento plegado del Anticlinal Malargüe. Cuenca Neuquina, Provincia de Mendoza. 15° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 3: 222-223.
- PLOSZKIEWICZ J.V., 2002b. Nuevos viejos conceptos estructurales. Evolución histórica de un modelo de exploración en Filo Morado, Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino. *Actas* 3: 224-225.
- PLOSZKIEWICZ J.V. & VIÑES R.F., 1987. Filo Morado: Un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3ª Época, IV(10): 97-102.
- PLOSZKIEWICZ J.V. & GORROÑO R., 1988. Tectónica de inyección salina en la faja fallada y plegada del sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3ª Época, 5(14): 29-34.

- PLOTECK B., GUZMAN C. & CRISTALLINI E., 2018. Modelo análogo de fallamiento extensional y comparación con el sistema de fallas normales Las Salinas, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75: 592-600.
- POIRÉ D.G., ARROUY M.J., GENAZZINI C.L., GARCÍA P.J. & FARÍAS M.E., 2014. Estromatolitos coniformes modernos en bioevaporitas ricas en halita de lagos continentales hipersalinos, laguna Socompa, Puna Salteña, Argentina. En: Allard J.O., Krause J.M. y Foix N. (Eds). 14° Reunión Argentina de Sedimentología. Resúmenes, 220-221. Puerto Madryn.
- PONCE J., ZAVALA C., MARTEAU M. & DRITTANTI D., 2002. Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico inferior) en la cuenca neuquina, provincia del Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino. Actas en CD, artículo 235, 6 págs.
- POULSEN C.J., GENDASZEK A.S. & JACOB R.L., 2003. Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? *Geology*, 31(2): 115–118.
- PRÁMPARO M.B., 1994. Lower Cretaceous palynoflora of the La Cantera Formation, San Luis Basin: correlation with other Cretaceous palynofloras of Argentina. *Cretaceous Research*, 15(2): 193-203.
- PRATSCH J., 1985. Oil and gas accumulations in overthrust belts I-II. *Journal of Petroleum Geology*, 8(2): 129-148, 8(3): 297-322.
- PRICE G.D., FÓZY I., JANSSEN N.M.M. & PÁLFY J., 2011. Late Valanginian–Barremian (Early Cretaceous) palaeotemperatures inferred from belemnite stable isotope and Mg/Ca ratios from Bersek Quarry (Gerecse Mountains, Transdanubian Range, Hungary). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305: 1–9.
- PYTTE A.M. & REYNOLDS R.C., 1989. The thermal transformation of smectite to illite. En: Naeser N.D. & McCulloh T.H. (Eds.), *Thermal history of sedimentary basin*, pp: 133-140.
- RABINOWITZ P. D., & LABRECQUE J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research* 84: 5973-6002.
- RAMOS V.A., 1978. Estructura. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino*, pp: 99-118. Neuquén.
- RAMOS V.A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c. Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 182: 1-103.
- RAMOS, V.A., 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En: Caminos R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Anales* 29(3): 41-96.
- RAMOS V.A., & BARBIERI M., 1998. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 43(2): 210-223.
- RAMOS V.A. & BRODTKORB M.K. DE, 1990. The barite and celestite metallotects of the Neuquén retroarc basin, central Argentina. En: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. (Eds.) *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp: 599-613.
- RAMOS V.A., FOLGUERA A. & GARCÍA MORABITO E., 2011a Las Provincias Geológicas del Neuquén. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 317-326. Buenos Aires.
- RAMOS V.A., MOSQUERA A., FOLGUERA A. & GARCÍA MORABITO E., 2011b. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 335-348. Buenos Aires.

- RAMOS, V.A., ZAPATA T., CRISTALLINI E., & INTROCASO A. (2004): The Andean thrust system – Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, in K.R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 30-50.
- RAUP O.B., 1970. Brine mixing: an additional mechanism for formation of basin evaporites. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 54(2): 2246-2259.
- RAUZI S.L., 2000. Permian salt in the Holbrook Basin, Arizona. Arizona Geological Survey. Open-File Report 00-03. 21 págs, 6 láminas.
- READING H.G. & LEVELL B.K., 1996. Control on the sedimentary rock record. En: Reading, H.G. (Ed.), Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, 3^{ra} Ed., pp: 5-36. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- RICCARDI A.C., 1988. The Cretaceous System of Southern South America. The Geological Society of America. Memoir 168, 1-142 pp.
- RICCARDI A.C., DAMBORENEA S.E., MANCEÑIDO M.O., SCASSO R., LANÉS S. & IGLESIA LLANOS M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(2): 228-234.
- RIDING R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. Sedimentology, 47 (Suppl. 1): 179-214.
- RIDING R., 2006. Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanism, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. Geobiology, 4: 299-316.
- RIDING R., 2008. Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. Geologia Croatica, 61(2-3): 73-103.
- RIDING R., 2011a. The nature of stromatolites: 3.500 million years of history and a century of research. En: Reitner et al. (Eds.). Advances in Stromatolite Geobiology. Lecture Notes in Earth Sciences, 131: 29-74.
- RIDING R., 2011b. Microbialites, stromatolites and thrombolites. En: Reitner J. & Thiel V. (Eds.). Encyclopedia of Geobiology. Encyclopedia of Earth Science Series, Springer, Heidelberg, pp: 635-654.
- RIDING R., 2012. A hard life for Cyanobacteria. Science, 336(27): 427-428.
- RIES J.B., 2010. Review: Geological and experimental evidence for secular variation in seawater Mg/Ca (calcite-aragonite seas) and its effects on marine biological calcification. Biogeosciences, 7: 2895-2849.
- ROBBINS L.L., TAO Y. & EVANS C.A., 1997. Temporal and spatial distribution of whittings on Great Bahama Bank and a new lime mud budget. Geology, 25(10): 947-950.
- ROBERSON H.E., 1973. Mixed-layer illite/montmorillonite clays from sites 146 and 149. Chapter 26. Edgar N.T., Kaneps A.G. & Herring J.R. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Volume XV: 923-926. National Science Foundation, University of California.
- ROBLES D.E., 2005. El descubrimiento de silvita en la Formación Huitrín (Cretácico inferior) Pozo YPF.NCG.x-1 (Cerro Guillermo) Sector Surmendocino de la Cuenca Neuquina. 16° Congreso Geológico Argentino. Actas en CD Room: 1-13 pp.
- ROEDDER E., 1984. The fluids in salt. American Mineralogist, 69: 413-439.
- ROGOV M.A., ERSHOVA V.B., SHCHEPETOVA E.V., ZAKHAROV V.A., POKROVSKY B.G., KHUDOLEY A.K., 2017. Earliest Cretaceous (late Berriasian) glendonites from Northeast Siberia revise the timing of initiation of transient Early Cretaceous cooling in the high latitudes. Cretaceous Research, 71: 102-112.

- ROJAS L. & RADIC J.P., 2002. Estilos de deformación del basamento y de la cobertura sedimentaria en la faja plegada y fallada de Malargüe en el Área de Puesto Rojas, Mendoza, Argentina. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, 3: 224-229.
- ROJAS VERA E.A., MESCUA J., FOLGUERA A., BECKER T.P., SAGRIPANTI L., FENNELL L., ORTS D., RAMOS V.A., 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrío fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences*, DOI: 10.1016/j.jsames.2015.10.001.
- ROSELL ORTÍZ L. & PUEYO MUR J.J., 1984. Características geoquímicas de la formación de sales potásicas de Navarra (Eoceno superior). Comparación con la cuenca potásica catalana. *Acta Geológica Hispánica*, 19(2): 81-95.
- ROTHSCHILD L.J., LORRAINE L.J., WHITE M.R. & MANCINELLI R.L., 1994. Metabolic activity of microorganisms in evaporites. *Journal of Phycology*, 30: 431-438.
- ROULSTON B.V. & WAUGH D.C., 1983. Stratigraphic comparison of the Mississippian Potash Deposits in New Brunswick, Canada. En: Schreiber B.Ch. & Harner, H. L. (Eds.), *Sixth International Symposium on Salt*. T.I: 115-129. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- RUBEY W.W., 1951. Geologic history of sea water. *Geological Society of America Bulletin* 62: 1111–1148.
- SAMMY N., 1983. Biological systems in North-Western Australian solar salts fields. En: Schreiber B.Ch. & Harner, H. L. (Eds.). *Sixth International Symposium on Salt*, 1: 207-215. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- SÁNCHEZ N.P., 2015. Evolución tectónica de las estructuras andinas en la región del río Neuquén (~37°20' L.S), faja corrida y plegada de Chos Malal, provincia del Neuquén. Universidad Nacional del Sur. Tesis Doctoral, 215 págs. (inédito). <http://repositoriodigital.uns.edu.ar/>
- SÁNCHEZ N.P., TURIENZO M.M., DIMIERI L.V., ARAUJO V.S., & LEVINSON F., 2014a. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 233-246.
- SÁNCHEZ N., TURIENZO M., DIMITRI L., LEVINSON F., ARAUJO V., & COUTAND I., 2014b. Estilo estructural de la faja corrida y plegada de Chos Malal, Neuquen. *XIX Congreso Geológico Argentino*. S22-61, 2 págs.
- SANDBERG P.A., 1983. An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. *Nature*, 305: 19-22.
- SANFORD W.E & WOOD W.W., 1991. Brine evolution and mineral deposition in hidrologically open evaporite basins. *American Journal of Science*, 291: 687-710.
- SARG J.F., 2001. The sequence stratigraphy, sedimentology, and economic importance of evaporite-carbonate transitions: a review. *Sedimentary Geology*, 140: 9-42.
- SARUDIANSKY R.M. & DEL CARRIL F.C., 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la Provincia de Mendoza. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino* 5: 452-473.
- SATYANARAYANA T., RAGHUKUMAR C. AND SHIVAJI S., 2005. Extremophilic microbes: Diversity and perspectives. *Current Science*, 89(1): 78-90.
- SCHIEBER J., BOSE P., ERIKSSON P.G., BANERJEE S., SARKAR S., ALTERMANN W. & CATUNEANU O. (Eds.), 2007. *Atlas of Microbial Mat Features Preserved within the Siliciclastic Rock Record*. Elsevier Ed., 324 p.
- SCHLAGER W., 2001. *Sedimentology of Carbonate Rocks*. 105 p. ISBN 90-806364-1-X.
- SCHLAGER W., 2002. *Sedimentology and Sequence Stratigraphy of Carbonate Rocks*. 148 p. ISBN 90-806364-2-8.

- SCHLANGER S. & JENKYN H., 1976. Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and Consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55(3-4): 179-184.
- SCHLUMBERGER, 1985. Special purpose devices and services. Ed. Schlumberger Educational Services, 20 p.
- SCHLUMBERGER, 1989. Principios / Aplicaciones de la Interpretación de Registros. Ed. Schlumberger Educational Services. 198 p.
- SCHLUMBERGER, 1997. Log Interpretation Charts. Schlumberger Wireline & Testing, 180 p., Houston.
- SCHMALZ R.F., 1969. Deep-Water Evaporite Deposition: A Genetic Model. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53(4): 798-823.
- SCHNEIDER L.E., WATT H.B. & WICHMANN P.A., 1974. El Perfil de Densidad. En: *Western Atlas Argentina S.A.M.P.I.C. (Ed.). Introducción al Perfilaje*. 214 pág. U.S.A.
- SCHREIBER B.C. (con la colaboración de TUCKER M.E. & TILL R.), 1986. Arid shorelines and evaporites. En: Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary environments and facies*, pp: 189-228. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K.
- SCHREIBER B.C. & EL TABAKH M., 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* 47(1): 215-238.
- SCHREIBER B.C. & HELMAN M.L., 1989. What are the problems in forming deepwater Messinian evaporites? *Geological Society of America Annual Meeting*, 17. Sub-Mediterranean "Giant Salt" as a deep-water brine precipitate: an alternative to the evaporite hypothesis, 21: A363.
- SCHREIBER B.C. & HELMAN M.L., 2005. Criteria for distinguishing primary evaporite features from deformation features in sulfate evaporites. *Journal of Sedimentary Research*, 75(4): 525-533.
- SCHREIBER B.C. & LOMANDO A., 2008. Environments of evaporite deposition: Time, form, and function. Gulf Petrolink in Bahrain, Manama, Bahrain. En: Abdulrahman S. Alsharhan, Christopher G.St.C. Kendall and Ahmad S. Al-Suwaidi (Eds.), *First and Second International Conference on Evaporite Stratigraphy, Structure and Geochemistry, and their role in Hydrocarbon Exploration and Exploitation, 2004 and 2006*. United Arab Emirates. Abstract, *GeoArabia*, 13(2): 175-176.
- SCHREIBER B.C., BABEL M., & LUGLI S., 2007. Introduction and overview. En: Schreiber B.C., Lugli S. & Babel M. (Eds.). *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, 285: 1-13.
- SCHUBEL K.A. & LOWENSTEIN T.K., 1997. Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on Recent sediments from the Qaidam Basin, western China. *Journal of Sedimentary Research*, 67(1): 74-87.
- SCHWARZ E., 2002. Estratigrafía, bioestratigrafía y secuencias de la Formación Mulichinco (Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina, Argentina. ¿Nuevos Enfoques?. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino*, CD Rom, trabajo n° 401, 6 págs. El Calafate, Santa Cruz.
- SCHWARZ E., SPALLETTI L.A., SAGASTY G. & VEIGA G.D., 2002. Carta Cronoestratigráfica-Cronoambiental del Neocomiano de la Cuenca Neuquina. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino*, CD Rom, trabajo n° 400, 5 págs. El Calafate, Santa Cruz.
- SCHWARZ E., SPALLETTI L.A. & VEIGA G.D., 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M.

- (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 131-144.
- SCOTESE C.R., 1991. Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 87: 493-501.
- SCOTESE C.R., BOUCOT A.J. & MCKERROW W.S., 1999. Gondwanan paleogeography and paleoclimatology. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1): 99-114.
- SCRUTON P.C., 1953. Deposition of Evaporites. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 53: 2498-2512.
- SEARLS J.P., 1985, Potash. En: HORTON R.C. (Dtor), *Mineral Facts and Problems*. Bulletin Bureau of Mines, 675: 617-633, Washington.
- SELLWOOD B.W., PRICE G.D. & VALDEST P.J., 1994. Cooler estimates of Cretaceous temperatures. *Nature*, 370, 453 – 455.
- SERRA O., 1984. Fundamentals of well-log interpretation. 1. The acquisition of logging data. *Development in Petroleum Sciences* 15A. Elsevier, 423 p.
- SERRA O., 1990. Análisis de ambientes sedimentarios mediante perfiles de pozo. Schlumberger, 272 p.
- SERRA O., 1991. Arcilla, limo, arenisca, pelita. Una guía para la identificación de perfiles de pozo de depósitos silicoclásticos. Schlumberger, 159 p. Buenos Aires.
- SHAMAN J. & TZIPERMAN E., 2011. An atmospheric teleconnection linking ENSO and southwestern European precipitation. *Journal of Climate*, 24: 124-139.
- SIGISMONDI M.E., 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Universidad de Buenos Aires - Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis Doctoral, 381 pág. Disponible en www.digital.bl.fcen.uba.ar
- SIGISMONDI M.E. & RAMOS V.A., 2009. El flujo de calor en la Cuenca Neuquina. *Petrotecnica*, febrero 2009: 64-77 (parte 1), abril 2009: 58-76 (parte 2).
- SILVESTRO J. & ZUBIRI M., 2008. Convergencia Oblicua: Modelo Estructural alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(1):49-64.
- SINGER A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments – a review. *Earth-Science Reviews*, 58(5): 836-844.
- SINGER A. & STOFFERS P., 1980. Clay mineral diagenesis in two east African lake sediments. *Clay Minerals*, 15:291-307.
- SKELTON P.W., 2003a. Introduction to the Cretaceous. Part 1. Survey of the Cretaceous world. En: Skelton P.W. (Ed.). *The Cretaceous World*, pp: 9-42.
- SKELTON P.W., 2003b. The mobile palaeogeographical framework. Part 1. Survey of the Cretaceous world. En: Skelton P.W. (Ed.). *The Cretaceous World*, pp: 9-42.
- SMITH D.B., 1971. Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of Northeast Yorkshire. *Sedimentology*, 17: 221-232.
- SMOOT J.P. & LOWENSTEIN T.K., 1991. Depositional environments of non-marine evaporates. En: Melvin J.L. (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. *Developments in Sedimentology*, vol. 50: 189–347.
- SONNENFELD P., 1979. Brines and Evaporites. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada*, 6(2): 83-90.

- SONNENFELD P., 1989. Genesis of Evaporites. Part. I. En: SONNENFELD P. & PERTHUISOT J.P., Brines and evaporites. 28° International Geological Congress, Short Course in Geology (Crawford M.L. & Padovani E., Short Course Series Editors.). American Geophysical Union. Volume 3, 128 págs.
- SONNENFELD P., 1992a. Chemical Facies of Marine Evaporites. *Geologica Carpathica*, 43(1):3-14.
- SONNENFELD P., 1992b. Genesis of Marine Evaporites – A Summation. *Geologica Carpathica*, 43(5): 259-274.
- SONNENFELD P., 1995. The color of rock salt – A review. *Sedimentary Geology*, 94: 267-276.
- SONNENFELD P., 2000. The evolution of marine evaporite deposition. Pp: 167-172.
- SONNENFELD P. & HUDEC P.P., 1983. Clay laminations in halite: their cause and effect. En: Schreiber B.CH. & Harner, H. L. (Eds.). Sixth International Symposium on Salt, I: 51-55. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- SOSA H. & MELLI A., 1988. Estudio de reservorio de la Formación Agrio. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3ª Época, 5(15): 23-27.
- SPALLETTI L.A., 2013. Influencia del arco magmático protoandino en la acomodación sedimentaria, la fisiografía y las características de los depósitos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Cuenca Neuquina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 65: 37-47.
- SPALLETTI L.A. & COLOMBO F., 2003. Sistemas fluviales efímeros del Jurásico Superior en la cuenca Neuquina, República Argentina. *Geogaceta*, 33: 75-78.
- SPALLETTI L.A. & FRANZESE J.R., 2008. Mesozoic paleogeography and paleoenvironmental evolution of Patagonia (Southern South America). En: Gasparini Z., Salgado L., & Coria R.A., Patagonian Mesozoic Reptiles, pp: 29-49.
- SPALLETTI L.A., ARREGUI C.D. & VEIGA G.D., 2011. La Formación Tordillo y equivalentes (Jurásico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 99-111.
- SPALLETTI L.A., ARRONDO O.G., MOREL E.M. & GANUZA D.G., 1991. Evidencias sobre la edad Triásica de la Formación Lapa en la Región de Chacaico, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4):167-172.
- SPALLETTI L.A., FRANZESE J.R., MATHEOS S.D. & 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, London*, 157: 433-446.
- SPALLETTI L.A., LIMARINO C.O. & GEUNA S., 2010. The Late Palaeozoic of Western Gondwana: New insights from South American records. *Geologica Acta*, 8(4):341-347.
- SPALLETTI L.A., VEIGA G.D. & SCHWARZ E., 2011. La Formación Agrio (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 145-160.
- SPENCER R.J., 1983. The use of fluid inclusions in evaporite studies. Apéndice en Hardie L.A., Lowenstein T.K. & Spencer R.J., 1983. The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. En: Schreiber B.CH. & Harner, H. L. (Eds.). Sixth International Symposium on Salt, I:11-39. The Salt Institute, Alexandria, VA.

- SPENCER R.J., LOWENSTEIN T.K., CASAS E, & PENGXI Z., 1990. Origin of potash salts and brines in the Qaidam Basin, China. En: Spencer R.J. & Chou J-M. (Eds.). Fluid-Mineral Interactions: A Tribute to H. P. Eugster. The Geochemical Society, Special Publication N° 2: 395-408.
- SPICER R.A. & CORFIELD R.M., 1992. A review of terrestrial and marine climates in the Cretaceous with implications for modeling the "Greenhouse Earth". *Geological Magazine*, 129:169-180.
- SRODON J., 1999a. Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences*, 27: 19-53.
- SRODON J., 1999b. Mixed-layer illite-smectite in low temperature diagenesis: data from the Miocene of the Carpathian foredeep. *Clay Minerals*, 19: 205-215.
- STANLEY S.M. & HARDIE L.A., 1998. Secular oscillations in the carbonate mineralogy of reef-building and sediment-producing organisms driven by tectonically forced shifts in seawater chemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 144(1-2): 3-19.
- STARCK D., BANDE A. & MICUCCI E., 2022. El Sistema Dúplex del intervalo Huitrín-Rayoso en la Faja Plegada y Fallada Neuquina. Definición del Frente de Deformación de Lámina Delgada. 11º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. *Geología Estructural y Tectónica*, pp:65-84.
- STEUER T. & RAUCH M., 2005. Evolution of the Mg/Ca ratio of Cretaceous seawater: Implications from the composition of biological low-Mg calcite. *Marine Geology*, 217: 199-213.
- STEVENS C.H., 1977. Was development of brackish oceans a factor in Permian extinctions? *Geological Society of America Bulletin*, 88(1): 133-138.
- STEWART F.H., 1963. Marine Evaporites. Chapter Y. En: Fleischer M. (Th.Ed.), *Data of Geochemistry*. Sixth Edition. Geological Survey Professional Paper 440-Y. United States Government Printing Office, Washington. 59 pp.
- STINCO L. P., 2001. Introducción a la caracterización de reservorios de hidrocarburos. Empleo de técnicas de subsuelo en la evaluación de formaciones. Asociación Geológica Argentina. Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 25, 128 p.
- STIPANICIC P.N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(2): 101-133.
- STIPANICIC P.N. & RODRIGO F., 1970. El diastrofismo Eo- y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337-352.
- STRÖMBÄCK A., HOWELL J.A. & VEIGA G.D., 2005. The transgression of an erg – sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga G.D., Spalletti L.A., Howll J.A. & Schwarz E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publications, 252:163-183.
- SUN Y., JOACHIMSKI M.M., WIGNALL P.B., YAN C., CHEN Y., JIANG H., WANG L. & LAI X., 2012. Lethally hot temperatures during the Early Triassic Greenhouse. *Science* 338: 366-370.
- SUREDA R.J., DEL VALLE RUIZ T., QUIROGA A.G. & RAMÍREZ A., 2011. Las especies minerales. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino, pp: 775-809. Buenos Aires.
- TABERNER C., CENDÓN D.I., PUEYO J.J. & AYORA C., 2000. The use of environmental markers to distinguish marine vs. continental deposition and to quantify the significance of recycling in evaporite basins. *Sedimentary Geology*, 137: 213-240.

- TABOR C.R., POULSEN C.J., LUNT D.J., ROSENBLOOM N.A., OTRO-BLIESNER B.L., MARKWICK P.J., BRADY E.C., FARNSWORTH A. & FENG R., 2016. The cause of Late Cretaceous cooling: A multimodel-proxy comparison. *Geology (The Geological Society of America)*, 44 (11): 963–966.
- TAKASHIMA R., NISHI H., HUBER B.T. & LECKIE R.M., 2006. Greenhouse World and the Mesozoic Ocean. *Oceanography*, 19(4):82-92.
- TERUGGI M.E., 1984. *Diccionario Sedimentológico. Volumen II: Rocas Aclásticas y Suelos*. Ediciones Científicas Argentinas Librart, 236 págs.
- THIRY M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews*, 49: 201-221.
- THOMPSON J.B., SCHULTZE-LAM S., BEVERIDGE T.J. & DES MARAIS D. 1997. Whiting events: biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton. *Limnology Oceanography*, 42, 133-141.
- THORN V.C., FRANCIS J.E., RIDING J.B., RAISWELL R.W., PIRRIE D., HAYWOOD A., CRAME J.A. & MARSHALL J.M., 2007. "Terminal Cretaceous climate change and biotic response in Antarctica" (2007). *Related Publications from ANDRILL Affiliates*. Paper 6. <http://digitalcommons.unl.edu/andrillaffiliates/6>
- TIMOFEEFF M.N., LOWENSTEIN T.K., & HARDIE L.A., 1999. Chemical composition of Cretaceous seawater: Results from environmental scanning electron microscope–energy dispersive X-ray spectrometry (ESEM-EDS) analyses of fluid inclusions in marine halites. En: Program and Abstracts of the 9th Annual V. M. Goldschmidt Conference, Lunar and Planetary Institute, p. 299 (7476.pdf).
- TIMOFEEFF M. N., LOWENSTEIN T. K., BRENNAN S.T., DEMICCO R.V., ZIMMERMANN H., HORITA J. & VON BORSTEL L.E., 2001. Evaluating seawater chemistry from fluid inclusions in halite: Examples from modern marine and nonmarine environments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2293–2300.
- TIMOFEEFF M. N., LOWENSTEIN T. K., DA SILVA, M.A. & HARRIS N.B., 2006. Secular variation in the major-ion chemistry of seawater: Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1977–1994.
- TUCKER R.M. & CANN J.R., 1986. A model to estimate the depositional brine depths of ancient halite rocks: Implications for ancient subaqueous evaporite depositional environments. *Sedimentology*, 33(3): 401-412.
- TUNIK M. & AGUIRRE-URRETA M.B., 2002. Correlación entre la Formación Saldeño y el Grupo Malargüe en el sur de Mendoza. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Osters, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas del 15° Congreso Geológico Argentino CD-ROM*. Artículo 112, 6 págs. El Calafate, Santa Cruz.
- TUNIK M.A., PAZOS P.J., IMPICCINI A., LAZO D. & AGUIRRE-URRETA M.B., 2009. Dolomitized Tidal cycles in the Agua de la Mula Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Latin American Journal Of Sedimentology And Basin Analysis*, 16(1): 29-43.
- TYLER S.W., KRANZ S., PARLANGE M.B., ALBERTSON J., KATUL G.G., COCHRAN G.F., LYLES B.A. & HOLDER G., 1997. Estimation of groundwater evaporation and salt flux from Owens Lake, California, USA. *Journal of Hydrology*, 200: 110-135.
- UHLIK P., HONTY M., SUCHA V., FRANCU J., BIRON A., CLAUER N., HANZALYOVA Z. & MAJZLAN J., 2002. Influence of salt-bearing environment to illitization. *Proceedings of XVII Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st - 4th*, Vol. 53. 4 págs. http://www.geologicacarthica.sk/special/U/Uhlik_etal.pdf

- ULIANA M.A. & BIDDLE K.T., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: Main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. En: McKenzie (Ed.), Gondwana Six: structure, tectonics and geophysics, AGU Geophysical Monograph, 40:271-286.
- ULIANA M.A. & BIDDLE K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2):172-190.
- ULIANA M.A. & LEGARRETA L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16(4):397-420.
- ULIANA M.A., DELLAPE D.A. & PANDO G.A., 1975a. Distribución y génesis de las Sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). *Actas Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1: 151-176.
- ULIANA M.A., DELLAPE D.A. & PANDO G.A., 1975b. Estratigrafía de las Sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). *Actas II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1: 177-196. Buenos Aires.
- ULIANA M.A., BIDDLE K.T., PHELPS Y.D. & GUST D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extension Mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15(3-4): 231-253.
- ULIANA M.A., BIDDLE K.T. & CERDAN J., 1989. Mesozoic Extension and Formation, Argentine Sedimentary Basins. En Tankard, A.J. & Balkwill, H.R., *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 46: 599-614.
- ULIANA M.A., ARTEAGA M.E., LEGARRETA L., CERDAN J. & PERONI G.O., 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En: Buchanan J.G. & Buchanan P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication, 88: 211-233.
- URIARTE CANTOLLA A., 2003. Historia del clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 306 pp.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., MIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLELID W.G., 1977. Seismicstratigraphy and global changes of sea level. En: Payton, CH.E. (Ed.), *Seismic-stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir, 26: 49-212.
- VALENZUELA M.E., COMERON R., MASARIK M.C. & VALLEJO M.D., 2011. Yacimientos Chihuido de la Sierra Negra – Lomita – Lomita Norte y El Trapial. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 677-687. Neuquén.
- VALLATI P.S., 2002. Cretaceous palynological assemblages from northern and central Patagonia, Argentine. 3^{er} European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America (EMPSLA), Expanded Abstract, 3: 124-127.
- VALLATI P.S., 2006. Las primeras Angiospermas en el Cretácico de la Cuenca Neuquina (Centro Oeste de Argentina): Aspectos geológicos relacionados. *Revista Brasileira de Paleontología*, 9(1): 83-92.
- VÁSQUEZ J. & GORROÑO R., 1980. Límite de la faja plegada en la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(4): 582-585.
- VEIGA G.D. & VERGANI G.D., 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 181-188. Buenos Aires.
- VEIGA G.D., HOWELL J.A. & STRÖMBÄCK A., 2005. Anatomy of a mixed marine-non-marine lowstand wedge in a ramp setting. The record of a Barremian Aptian complex relative sea-

- level fall in the central Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga G.D., Spalletti L.A., Howell J.A. & Schwarz E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publications, 252: 139-162.
- VEIGA G.D., SPALLETTI L.A. & FLINT S., 2002. Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, 49: 1001-1019.
- VEIGA G.D., SPALLETTI L.A. & FRANZESE J.R., 2011. El Miembro Avilé de la Formación Agrio (Cretácico Temprano). En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 161-173. Buenos Aires.
- VEIGA G.D., SPALLETTI L.A. & FRANZESE J.R., 2008. Diferentes escenarios de sedimentación continental en la Cuenca Neuquina. *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, 1: 801-802. Jujuy.
- VEIGA R. & ROSSI G., 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes, Dpto. Malargüe, Provincia de Mendoza. *Actas Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 71-78.
- VEIGA R. & VERGANI G.D., 1993. Depósitos de nivel bajo: nuevo enfoque sedimentológico y estratigráfico del Miembro Avilé en el Norte del Neuquén. Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 55-65. Mendoza.
- VELDE B., 1985. *Clays Minerals. A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence*. Development in Sedimentology 40. Elsevier, 427 p.
- VERGANI G., BARRIONUEVO M. & SOSA H., 1999. Nuevo modelo sedimentario y estratigráfico para las Formaciones Agrio y Huitrín en el Yacimiento Puesto Hernández, Provincias de Mendoza y Neuquén. *Actas 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. 2: 789-808.
- VERGANI G., SELVA G. & BOGGETTI D., 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso Inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el Noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. En: Cabaleri N., Cingolani, C.A., Linares, E., López de Luchi, M.G., Ostera, H.A. y Panarello, H.O. (eds.). *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*. 1: 613-618. El Calafate, Santa Cruz.
- VERGANI G., GÓMEZ J.C., GOBBO E. & APREDA D., 2002. Reconocimiento estratigráfico en base al procesamiento digital de imágenes de alta resolución en la zona de Pampa de Tril, Neuquén, Argentina. Su correlación al subsuelo. *Actas 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata)*, 6 págs.
- VERGANI, G.D., TANKARD, A.J., BELOTTI, H.J. y WELSINK, H.J., 1995. Tectonic evolution and paleogeography the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard A.J., Suárez R. y Welsink H.J. (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402, Tulsa.
- VIÑES R.F., 1989. Interpretación de la estructura de Filo Morado. *Actas Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 1107-1125.
- VIÑES R.F., 1990. Productive duplex imbrication at the Neuquina Basin thrust belt front Argentina. *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, p:69-80.
- VOGEL M.B., DES MARAIS D.J., TURK K.A., PARENTEAU M.N., JAHNKE L.L. & KUBO M.D.Y., 2009. The role of biofilms in the sedimentology of actively forming gypsum deposits at Gerrero Negro, Mexico. *Astrobiology*, 9: 875-893.

- VOGEL M.B., DES MARAIS D.J., PARENTEAU M.N., JAHNKE L.L., TURK K.A. & KUBO M.D.Y., 2010. Biological influences on modern sulfates: Textures and composition of gypsum deposits from Guerrero Negro, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 223(3-4): 265-280.
- VON DER HEYDEN B.P., ROYCHOUDHURY A.N., MTSHALI T.N., TYLISZCZAK T. & MYNENI S.C.B., 2012. Chemically and Geographically Distinct Solid-Phase Iron Pools in the Southern Ocean. *Science*, 338: 1199-1201.
- WANG C.S., HU X.M., SARTI M., SCOTT R.W. & LI X.H., 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic, deep-sea environments. *Cretaceous Research*, 26(1): 21-32.
- WARREN J.K., 1982. The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, 29: 609-637.
- WARREN J.K., 1983. On the significance of evaporite lamination. En: Schreiber, B. C. & Harner, H. L. (Eds.) Sixth International Symposium on Salt. The Salt Institute, Alexandria, VA, 1: 161-170.
- WARREN J.K., 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: Sabkhas and Salinas, mudflats and salterns. Chapter 2. En: Melvin J.L. (Ed.) *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources. Development in Sedimentology* 50, pp: 69-187. Elsevier.
- WARREN J.K., 1996. Evaporites, brines and base metals: what is an evaporite? Defining the rock matrix. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43: 115-132.
- WARREN J.K., 1997. Evaporites, brines and base metals: fluids, flow and 'the evaporite that was'. *Australian Journal of Earth Sciences*, 44: 149-183.
- WARREN J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer Ed., 1035 págs.
- WARREN J.K., 2010. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98: 217-268.
- WARREN J.K., 2014. Geochemistry of evaporite ores in an earth-scale climatic and tectonic framework. Volume 13 – *Geochemistry of Mineral Deposits* (Steven Scott – Ed.). En: Holland H. & Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (Second Edition). Págs: 569-593.
- WARREN J.K. & KENDALL C.G.ST.C., 1985. Coparison of sequences formed in marine Sabkha (subaerial) an salina (subaqueous) settings – modern and ancient. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(6): 1013-1023.
- WARREN-RHODES K.A., RHODES K.L., POINTING S.B., EWING S.A., LACAP D.C., GÓMEZ-SILVA B., AMUNDSON R., FRIEDMANN E.I. & MCKAY D.P., 2006. Hypolithic Cyanobacteria, dry limit of photosynthesis, and microbial ecology in the hyperarid Atacama Desert. *Microbial Ecology*, 52: 389-398.
- WEAVER CH.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of the West-Central Argentine. *Memoirs of the University of Washington*, 1: 1-469. Seattle.
- WESTERN ATLAS ARGENTINA S.A.M.P.I.C., 1974. *Introducción al Perfilaje*. 214 p. Dresser Industries, Inc.
- WICHMANN P.A., 1974. El Perfil Acústico. En: *Western Atlas Argentina S.A.M.P.I.C. (Ed.). Introducción al Perfilaje*. 214 pág. U.S.A.
- WIERZCHOS J., ASCASO C. & MCKAY C.P., 2006. Endolithic cyanobacteria in halite rocks from the hyperarid core of the Atacama Desert. *Astrobiology*, 6(4).
- WIERZCHOS J., DE LOS RÍOS A. & ASCASO C. & 2012. Microorganisms in desert rocks: the edge of life on Earth. *International Microbiology*, 15: 171-181.
- WOOD R.D., WICHMANN P.A. & WATT H.B., 1974. Los Perfiles de Rayos Gamma y Neutrónico. En: *Western Atlas Argentina S.A.M.P.I.C. (Ed.). Introducción al Perfilaje*. 214 pág. U.S.A.

- WOOD W.W. & SANFORD W.E., 1990. Ground-water control of evaporite deposition. *Economic Geology*, 85: 1226-1235.
- WORTMANN U.G. & PAYTAN A., 2012. Rapid variability of seawater chemistry over the past 130 million years. *Science*, 337: 334-336.
- WRIGHT D.T. & OREN A., 2005. Nonphotosynthetic bacteria and the formation of carbonates and evaporites through time. *Geomicrobiology Journal*, 22: 27-53.
- YATES K.K. & ROBBINS L.L., 1998. Production of carbonate sediments by a unicellular green alga. *American Mineralogist*, 83: 1503–1509.
- YIN H.F. & SONG H.J., 2013. Mass extinction and Pangea integration during the Paleozoic-Mesozoic transition. *Science China: Earth Sciences*, 2013, 56: 1791–1803, doi: 10.1007/s11430-013-4624-3.
- YRIGOYEN M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed.) *Primer Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, pp:345-364. Córdoba.
- YRIGOYEN M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner J.C.M. (Ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 1:651-694. Córdoba.
- YRIGOYEN M.R., 1985. Sub-Andean hydrocarbon resources of Argentina. Chapter 32. En: Ericksen G.E., Cañas Pinochet M.T., & Reinemund J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series*, v. 11, pp: 439-452.
- YRIGOYEN M.R., 1991a. Explanatory Notes for the Energy-Resources Map of the Circum-Pacific region, Southeast Quadrant. Map CP-39. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Menlo Park, California, pp: 1-59.
- YRIGOYEN M.R., 1991b. Hydrocarbon resources of Argentina. En: 13th World Petroleum Congress, *Petrotecnica*, Special Issue, p. 38-54. Buenos Aires.
- ZAMBRANO J.J., 1981. Distribución y evolución de las cuencas sedimentarias en el continente sudamericano durante el Jurásico y el Cretácico. En: Volkheimer W. & Musacchio E.A. (Eds.), *Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 9-44.
- ZAMORA VALCARCE E., 2007. Estructura y Cinemática de la Faja Plegada del Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral. FCEyN – UBA. 304 pp. Disponible en la Biblioteca Digital de la FCEN-UBA www.digital.bl.fcen.uba.ar.
- ZAMORA VALCARCE E. & ZAPATA T., 2005. Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37°S. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3ra Época.
- ZAMORA VALCARCE G., ZAPATA T., DEL PINO D. & ANSA A., 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay S.M. & Ramos V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat): Geological Society of America*, Special Paper 407: 125–145,
- ZAMORA VALCARCE E., ATENCIO M. & MANCEDA R., 2008. El frente de las grandes estructuras de la Faja Plegada de Malargüe. En: Zappettini, E. O., Crosta, S., González, M. A., Segal, S. J. (Eds.). *Actas 17° Congreso Geológico Argentino*, pp: 173-174.
- ZAMORA VALCARCE E., ZAPATA T., RAMOS V., RODRÍGUEZ F. & BERNARDO L.M., 2009. Evolución tectónica del Frente Andino en Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 192-203.
- ZAMORA VALCARCE E., ZAPATA T. & RAMOS V., 2011. La Faja Plegada y Corrida del Agrio. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino*, pp: 367-383.

- ZAPATA T. & FOLGUERA A., 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. & Schwarz, E. (Eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London Special Publication 252: 37–56.
- ZAPATA T., BRISSÓN I. & DZELALIJA F., 1999. La estructura de la faja plegada corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3ra. Época, 16(60): 112-121.
- ZAPATA T., ZAMORA VALCARCE E. & FOLGUERA A., 2008. Evolución Cenozoica de la Cuenca Neuquina, 17° Congreso Geológico Argentino. Actas en CD. 2:370-371.
- ZAVALA C. & PONCE J.J., 2011. La Formación Rayoso (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza H.A., Arregui C., Carbone O., Danieli J.C. & Vallés J.M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino, pp: 205-222. Neuquén.
- ZAVALA C., GONZÁLEZ R. & MARTEAU M., 2001. Origin, sequence stratigraphy and hydrocarbon potencial of the Rayoso Formation (Aptian-Albian) in the Central Neuquén Basin (Argentina). American Association of Petroleum Geologists Hedberg Conference “New Technologies and New Play Concepts in Latin America”, Abstracts: 35-36. Mendoza.
- ZAVALA C., PONCE J., DRITTANTI D., ARCURI M., FREIJE H. & ASENSIO M., 2006. Ancient lacustrine Hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-Central Argentina: *Journal of Sedimentary Research*, 76:41-59.
- ZENCICH S., BRISSÓN I., DZELALIJA F., GALARZA A. & MARTEAU M., 1999. Características del Miembro La Tosca - Formación Huitrín - en el subsuelo de Paso Bardas Norte. Cuenca Neuquina. 4to Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas 2:825-841.
- ZHANG H., CHENGLIN L., ZHAO Y., MISCHKE S., FANG X. & DING T., 2015. Quantitative temperature records of mid Cretaceous hothouse: Evidence from halite fluid inclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 437; 33-41.
- ZHARKOV M.A., MURDMAA I.O., & FILATOVA N.I., 1998. Paleogeography of the Berriasian–Barremian Ages of the Early Cretaceous. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 6(1): 47–69. Translated from *Stratigrafiya. Geologicheskaya Korrelyatsiya*, 6(1): 49–72.
- ZIOLKOWSKI L.A., WIERZCHOS J., DAVILA A.F. & SLATER G.F., 2013. Radiocarbon evidence of active encolithic microbial communities in the hyperarid core of the Atacama Desert. *Astrobiology*, 13(7): 607-616.
- ZOLLNER W. & AMOS A.J., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal. Provincia del Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Escala 1:200.000. Boletín N° 143. Servicio Nacional Minero Geológico. 91 págs., 6 láminas.