

EVAPOFACIES DEL MIEMBRO TRONCOSO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN HUITRÍN (CRETÁCICO INFERIOR, CUENCA NEUQUINA, ARGENTINA): PALEOAMBIENTES, EVOLUCIÓN Y CONTROLES

Norberto A. Gabriele

Municipalidad de Tandil, Belgrano 485, Tandil. Facultad de Ciencias Exactas (Unicen), Pinto 395, Tandil.
gabriele@exa.unicen.edu.ar; nagabriele@gmail.com

ARTICLE INFO

Article history

Received April 13, 2016

Accepted October 20, 2016

Available online October 25, 2016

Handling Editor

Ernesto Schwarz

Keywords

Evaporitas barremianas

Paleoambientes

Miembro Troncoso Superior

Formación Huitrín

Cuenca Neuquina

Argentina

RESUMEN

El Miembro Troncoso Superior es una unidad evaporítica que forma parte de la Formación Huitrín de edad Barremiana (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. El objetivo de este trabajo es presentar un estudio paleoambiental, evolutivo y controles que se dieron en el evento evaporítico huitriniano. El estudio de material e información de sondeos exploratorios de hidrocarburos y de potasio, permitió realizar columnas litológicas, delinear la distribución areal de las sales evaporíticas en el subsuelo y, por medio de correlaciones geológicas, identificar sectores de adelgazamiento y engrosamientos, e inferir la paleotopografía deposicional. La descripción y caracterización petrográfica y por difracción de rayos X permitieron determinar la mineralogía y textura de las unidades litológicas presentes en las evaporitas, lo cual, permitió definir distintas evapofacies o unidades informales. Un horizonte anhidrítico de amplio desarrollo territorial, identificado como Facies Anhidrita se presenta en la base base de la unidad en subsuelo y afloramiento, al cual suprayace un espeso paquete de haluros (halita, silvinita), cuyo registro sedimentario se encuentra hoy solo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. Dentro de este último, 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, la cual constituyó la mayor restricción de la salmuera libre. Culmina la secuencia salina con la dilución de la salmuera, que expandió el área deposicional, y permitió la precipitación de nuevas sales (halita), etapa que se denomina aquí como Facies Salina Terminal. La cuenca evaporítica se vincula a un ambiente marino marginal, separado del Océano proto-Pacífico, por un arco magmático que actuó como una barrera topográfica con el mar abierto, y que permitió el influjo de agua de mar continuo, aunque limitado y, a su vez, habría contribuido con una retención parcial a total del refluo en la cuenca. Esta condición hidrológica abierta al agua de mar, se habría dado 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 proto-Pacífico. El clima habría sido árido y ventoso, en un contexto greenhouse del Cretácico Inferior. La posición de la cuenca a sotavento del arco magmático, habría contribuido con vientos desecantes provenientes del oeste. La depositación de sales

en la cubeta con salmuera perenne o libre, siguió un proceso de concentración y dilución evapoquímica. En la faja periférica, que estuvo sujeta a contracciones e inundaciones periódicas de gran escala, se desarrollaron facies de sabkha con matas microbianas bentónicas durante la Facies Anhidrita, mientras que en las facies con haluros, se habrían dado depósitos de barreal salino o de sabkha silicoclástico. Cambios sindeposicionales o ligeramente posdeposicionales, se habrían dado tanto en el ambiente depocentral, como periférico, donde la salmuera subterránea continuó activa modificando los sedimentos.

EXTENDED ABSTRACT

Upper Troncoso Member Evaporites of the Huitrín Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina): palaeoenvironments, evolution and controls

This contribution 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 (celestine - 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 (Figs. 1, 4). 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 (Figs. 3, 4).

The Lower Cretaceous deposits of the Huitrín Formation crop out almost continuously for more than 500 km along a north-south oriented belt (Fig. 5), from the latitude of the Aconcagua Mountain (Mendoza Province) up to the vicinity of the city of Zapala (Neuquén Province). 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 $<2\mu\text{m}$ 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 a regional map. 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 as 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 (Fig. 6). At the base of the Upper Troncoso Member the Facies Anhidrita was formed (Figs. 7, 8). This unit was covered by a thick salt succession composed of three facies: the lower Facies Salina Concentradora (Figs. 7, 9), the middle Facies de Sales Amargas (Figs. 10, 11), and the upper Facies Salina Terminal (Figs. 12, 13).

During Facies Anhidrita deposition (Figs. 7, 8), the evaporite basin reached its maximum expansion

(Fig. 14). An extensive salt pan formed from perennial or free brine, in the depocentral 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 anhydrite facies is characterized by microcrystalline films (sheets) composed of anhydrite-calcite pairs (Fig. 8), 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 (Figs. 7, 9). 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 sylvinitic (Fig. 10). This facies reaches a maximum thickness of 25 meters and represents the evaporite deposits of the Upper Troncoso Member with the smallest areal distribution (Fig. 14). However, they cover a (preserved) area of 3,000 km². These deposits are dominated by sylvinitic (sylvite plus halite), which appears as anhedral to subhedral reddish, yellowish and whitish crystal aggregates (Fig. 11). The presence of hematite as fine solid dispersions, suggests that sylvite would result from lixiviation of magnesium chloride from a primary red carnallite.

The Facies Salina Terminal represents the dilution of the evaporite basin (Fig. 12). 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 peripheral 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 (Fig. 9c). 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 Ocean, and the basin behaved as a partially isolated hydrographically depression below sea level at that time (Fig. 4). 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 (Fig. 16). Moreover, the continuous evaporation would have created an imbalance in sea level currently stimulating continuous income, although limited, of sea water into the basin (Fig. 17a). In turn, the arc produced partial to total reflux retention in the basin, allowing brine concentration over time (Fig. 17a). A larger positive accommodation space towards the western sector of the depression favoured the connection between the proto-Pacific Ocean with the backarc Neuquén Basin during Facies Anhidrita and Facies Salina Concentradora (Fig.18). 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 (Fig. 17b). This contribution identifies and characterizes a group of evapofacies in Barremian evaporites of the

Neuquén Basin that allows to answer some questions on the origin, the depositional system, the controls and the evolution of the evaporitic record.

Keywords: Barremian evaporites, Depositional system, Upper Troncoso Member (Huitrín Formation), Neuquén Basin, Argentine.

INTRODUCCIÓN

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 (Kendall y Harwood, 1996) y deben su existencia a una combinación concurrente de condiciones tectónicas, paleogeográficas y del nivel del mar (Mackenzie y Andersson, 2013). Específicamente, las cuencas salinas gigantes (Hsü, 1972) como la aquí estudiada, que no tienen análogos modernos (Kendall y Harwood, 1996; Schreiber y El Tabakh, 2000; Warren, 2006, 2010), 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, 1989, 1992a,b; Kendall y Harwood, 1996; Warren, 2006).

Dentro de las cuencas salinas, hay varios factores críticos que controlan la formación y la acumulación de los minerales evaporíticos (Schreiber y 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.

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). 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 ascendente de concentración de la salmuera, carbonato de calcio, sulfato de calcio, cloruro de sodio y por último las sales amargas (cloruros y sulfatos de magnesio y potasio). 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 y Harwood, 1996).

En cuanto a los controles externos como el clima, las evaporitas son indicadoras de ámbitos áridos a semiáridos (Kinsman, 1976; Schreiber y El Tabakh, 2000; Gornitz, 2004, 2005). Altas temperaturas generan rangos de evaporación elevados, provocando que excedan al agua ingresada a la cuenca. 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 y El Tabakh, 2000). 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, Warren (2010) en los depósitos de cuenca identifica y diferencia evaporitas en ámbitos convergentes (cuencas de colisión), evaporitas en ámbitos divergentes (cuencas rift y postrift) y evaporitas intracratónicas. Para los depósitos mega-evaporíticos antiguos (depósitos en cuencas - *basinwide* y/o de plataforma), Warren (2010) ha sugerido que se necesitarían condiciones de mares epíricos, clima *greenhouse* y/o proximidad continente-continente.

En este trabajo se presenta una caracterización mineralógica y textural de una sucesión evaporítica huitriniana de la Cuenca Neuquina denominada Miembro Troncoso Superior. A partir de allí se discuten condiciones de sedimentación y evolución de las distintas sales precipitadas, para finalmente discutir los controles sobre la generación de dicha sucesión.

GEOLOGÍA REGIONAL

El Miembro Troncoso Superior de la Formación

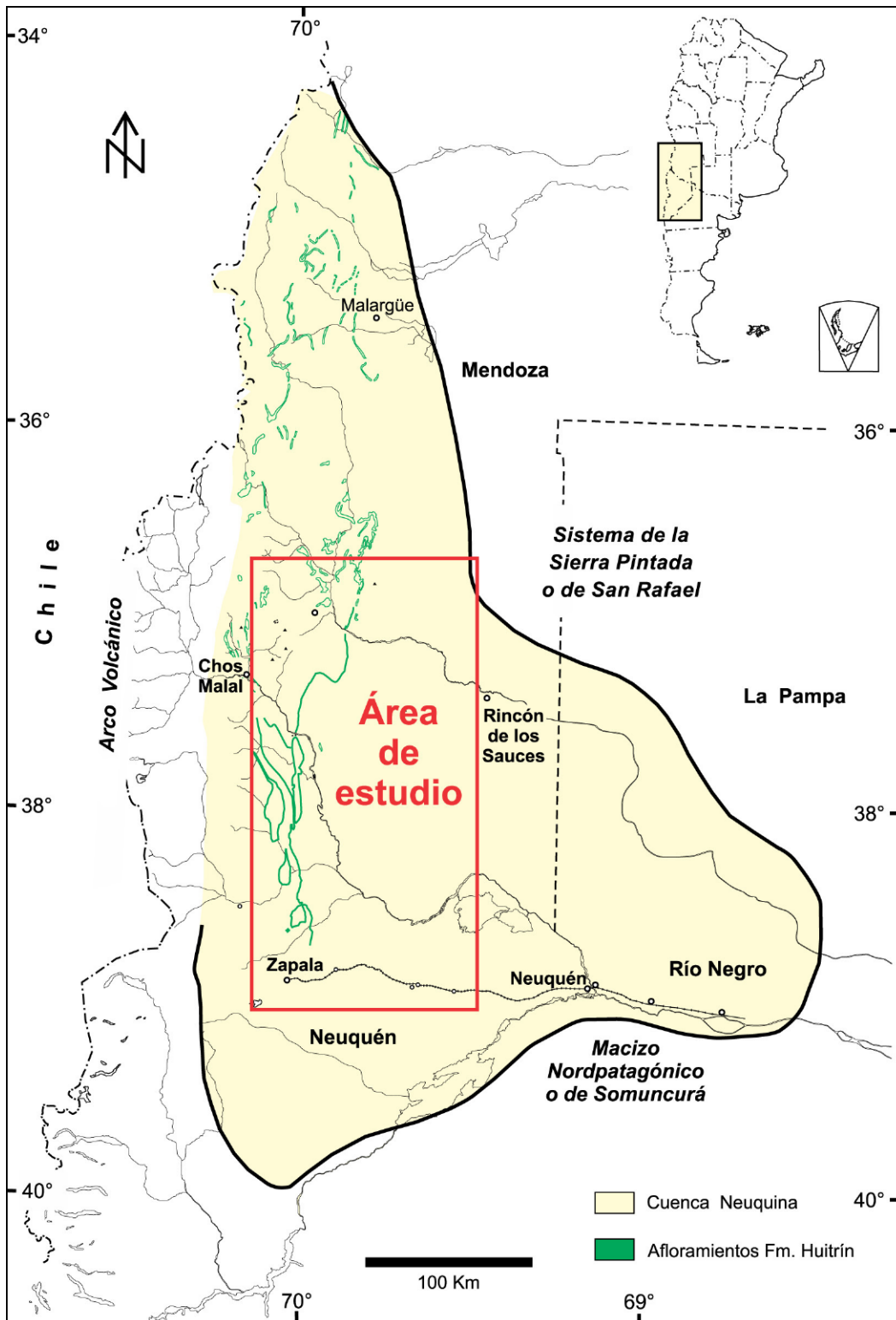


Figura 1. Mapa de cobertura y rasgos tectónicos que limitaron a la Cuenca Neuquina en su evolución durante el Mesozoico. Se incluye los afloramientos de la Formación Huitrín y el área de estudio.
Figure 1. Map of the Neuquén Basin and its main boundaries during the Mesozoic. The study area, showing in detail in figure 5 is also indicated (red square).

Huitrín forma parte de la sucesión estratigráfica de la Cuenca Neuquina (Digregorio y Uliana, 1980), una amplia cubeta de acumulación sedimentaria entre los 30° y 40° de latitud Sur, que alcanzó una

extensión de 200.000 km² (Uliana y Legarreta, 1993) (Fig. 1), con al menos 7000 m de relleno sedimentario que abarca un lapso de 220 m.a. durante el Jurásico y el Cretácico, y que incluye una compleja historia

tectónica (Vergani *et al.*, 1995).

La Cuenca Neuquina estuvo limitada al oeste durante gran parte de su historia geológica por un arco magmático asociado a un margen de placas convergentes (subducción), entre la placa oceánica proto-Pacífica y la placa Gondwanica (Sudamericana). Hacia el naciente, dos estructuras de naturaleza cratónica le dieron forma al margen pasivo, el Sistema de la Sierra Pintada al este y el Macizo de Somuncurá al sudeste (Fig. 1). Actualmente 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.

En el Triásico tardío tiene origen el colapso extensional del orógeno Paleozoico Tardío o Permotriásico (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2000, 2001), que conformó el sustrato de la cuenca, con rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. Luego se instaura un arco volcánico y se inicia una espesa secuencia sedimentaria marina, abierta al mar proto-Pacífico a través de canales en el arco que interdigitó con sedimentitas continentales (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003). Hay tres fases dentro de la Cuenca Neuquina como tal (Triásico Superior a Daniano), según muchos autores, Rift, Postrift y Antepaís. La etapa de Rift con el orógeno colapsado ya desarrollado que alcanzó el Jurásico temprano; la de Postrift, también llamada etapa de retroarco, abarcó desde el Jurásico temprano al Cretácico temprano, y la de Antepaís, donde hay una desconexión con el Océano proto-Pacífico y que desde el Cretácico superior llegó al Cenozoico cuando la tectogénesis andina terminó de dar la configuración estructural actual a la cuenca (Digregorio y Uliana, 1980; Digregorio *et al.*, 1984; Howell *et al.* 2005) (Fig. 2).

ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN HUITRÍN

La denominación de Formación Huitrín 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, aflorantes en forma casi continua por 500 km de longitud en toda la zona andina, básicamente precordillerana y de pie de sierra desde la latitud del Cerro Aconcagua, hasta cercanías de la ciudad

de Zapala (Fig. 1). 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 (Fig. 1).

La unidad ha sido tratada por numerosos autores, en este trabajo se adoptará el modelo estratigráfico propuesto por Legarreta y 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 (Fig. 3). Aunque es menester mencionar, que Leanza (2003) ha vinculado el Miembro Chorreado al Grupo Mendoza, como la unidad cuspidal de la Formación Agrio. El Miembro Troncoso Superior, eminentemente evaporítico, es el objeto de estudio de este trabajo.

La Formación Huitrín se encuentra ubicada entre la infrayacente Formación Agrio y la suprayacente Formación Rayoso (Figs. 2, 3). Tanto la rica fauna de invertebrados marinos del tope de la Formación Agrio (Aguirre-Urreta *et al.*, 2008, 2011; Spalletti *et al.*, 2011), como los palinomorfos de la sección evaporítica de la Formación Rayoso (Musacchio y Vallati, 2000; Vallati, 2002), sugieren una edad Barremiano. Por lo tanto, la Formación Huitrín quedaría enteramente comprendida dentro del Barremiano. En forma adicional, estudios recientes (Lescano *et al.*, 2015) le asignan a nonofósiles calcáreos del Miembro La Tosca una edad barremiana temprana, por lo cual la edad de los miembros Chorreado y Troncoso de la Formación Huitrín quedarían restringidos al Barremiano más basal.

La evolución secuencial asociada a la instauración del sistema evaporítico del Miembro Troncoso Superior puede ser resumida en tres etapas (Figs. 2, 3). En primer lugar, 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 *et al.*, 2011a,b).

Posteriormente, un evento regresivo de baja frecuencia conlleva la desecación de la cuenca y la

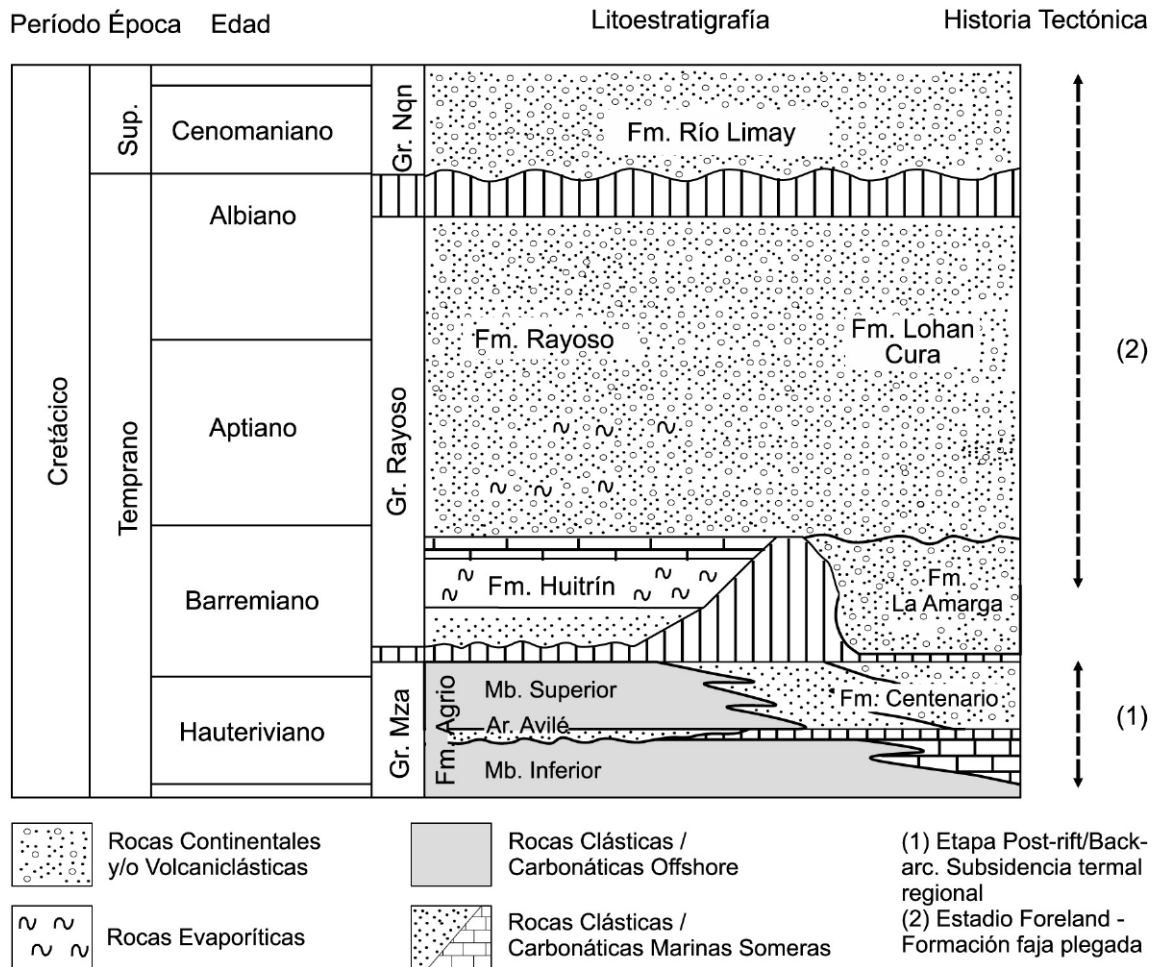


Figura 2. Tramo del Hauteriviano-Cenomaniano de la columna geológica y su historia evolutiva en la Cuenca Neuquina, extraído de Howell *et al.* (2005) modificado con aportes de Leanza (2003) y propios. “Referencias: Gr. Mza: Grupo Mendoza, Gr. Nq: Grupo Neuquén.

Figure 2. Hauterivian-Cenomanian lithostratigraphic interval and its evolutionary history in the Neuquén Basin, extracted from Howell *et al.* (2005) modified with contributions of Leanza (2003) and personal information. References: Gr. Mza: Mendoza Group, Gr. Nq: Neuquén Group.

generación de sedimentación clástica dominada en la base por facies fluviales, que hacia el tope pasa a facies eólicas (Legarreta y Boll, 1982; Legarreta *et al.*, 1983; Legarreta, 1985; Veiga y Rossi, 1992; Veiga y Vergani, 2011). Esta cuña clástica se denomina Miembro Troncoso Inferior y posee un amplio desarrollo areal dentro de la cuenca (Uliana *et al.*, 1975b; Veiga y Rossi, 1992).

En la tercera etapa, y por sobre las dunas eólicas de la unidad anterior, se produce una transgresión marina generalizada que da lugar a una sedimentación evaporítica. El 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 (Vergani *et al.*, 2002; Strömbäck *et al.*, 2005; Argüello-Scotti y Veiga, 2015) 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). Durante este intervalo transgresivo se instaló un ambiente marino hipersalino somero (Fig. 4), que permite la generación de la sucesión evaporítica del Miembro Troncoso Superior, la unidad bajo estudio.

El intervalo basal de esta unidad se compone de anhidrita, con un espesor de 8 a 30 m, que presenta un amplio desarrollo areal en toda la zona andina,

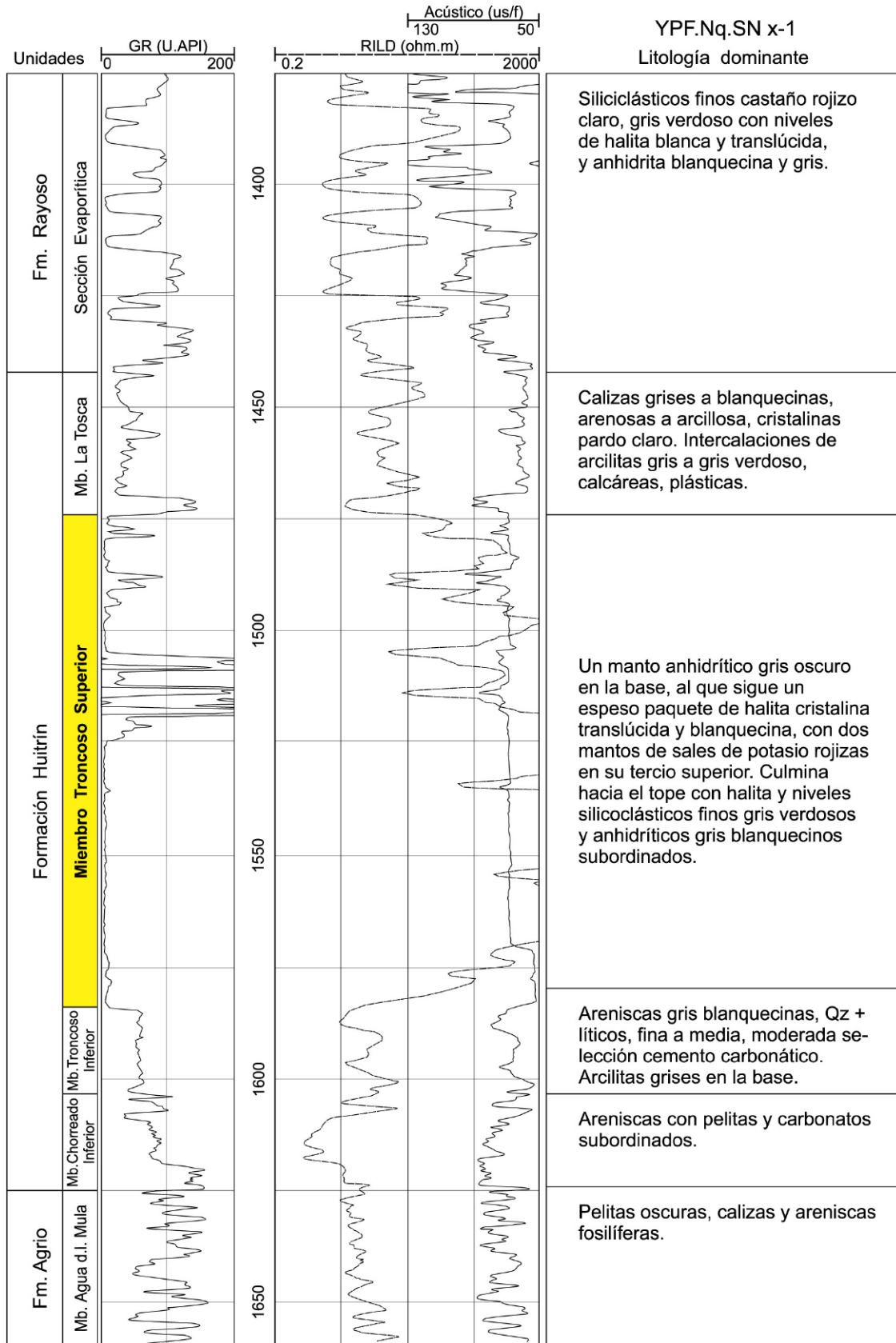


Figura 3. Perfil eléctrico tipo de la Formación Huitrín con los miembros que han sido interesados en los sondeos de la zona de estudio. Se incluye en forma parcial a las unidades infra y suprayacentes.

Figure 3. Well-log suite of the Huitrín Formation with the members that have been identified in the study area wells. Underlying and overlying units are also shown.

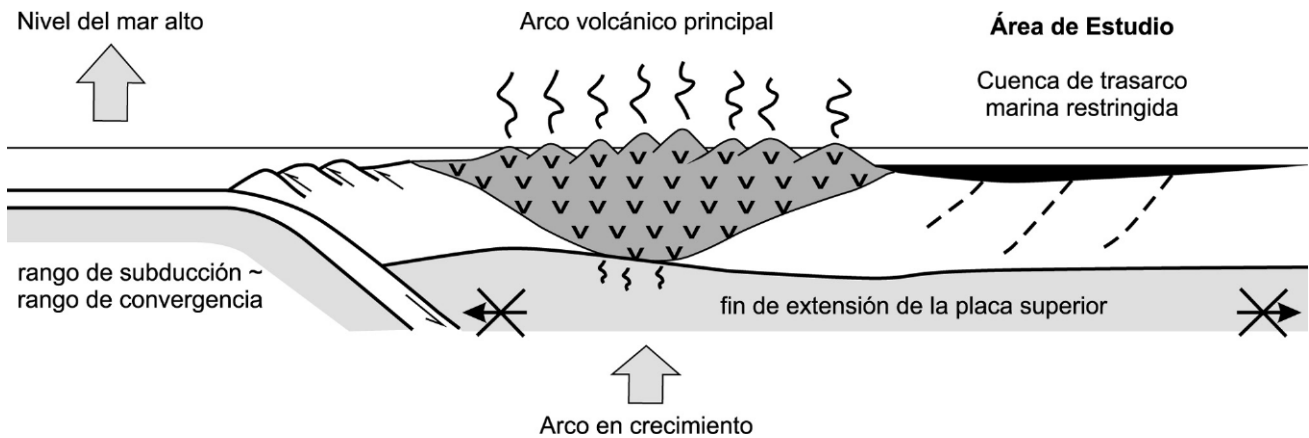


Figura 4. Situación geotectónica de la cuenca evaporítica durante la deposición del Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín (de Veiga *et al.* 2005 modificado).

Figure 4. Geological setting of the basin during the deposition of the evaporitic succession of the Upper Troncoso Member, Huitrín Formation (modified from Veiga *et al.* 2005).

con una continuidad regional en afloramientos desde el Río Diamante en Mendoza hasta el Río Agrío en Neuquén (Groeber, 1946; Uliana *et al.*, 1975b; Legarreta y 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 facies marinas de la Formación Agrío en la zona del Río Salado y Bajada del Agrío en el centro Neuquino (Groeber, 1946; Uliana *et al.*, 1975a,b; Legarreta y Boll, 1982; Legarreta, 1985). La anhidrita en afloramientos se presenta con facies laminada, cuplas calcáreo-anhidrita, en microbandeamientos claros y oscuros, de tonos parduzcos, y con nódulos de anhidrita que modifican la estructura interna laminada y le imparten tonalidades grisáceas (Uliana *et al.*, 1975a,b; Legarreta y Boll, 1982; Legarreta, 1985). En la Faja Plegada y Corrida del Agrío entre Zapala y Curacó, en asociación con el yeso, se presentan interdigitadas calizas estromatolíticas y bancos de celestina (baritina) lentiformes (Brodtkorb *et al.*, 1975, 1992; Brodtkorb y Danieli, 2011). 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; Brodtkorb *et al.*, 1997).

En el dominio de subsuelo, se sobrepone a la anhidrita una espesa secuencia de sal de roca, alcanzando espesores el Miembro Troncoso Superior de hasta 250 m (Legarreta *et al.*, 1983); que dada la tendencia a sufrir halocinesis, vinculada o no a

eventos deformantes, lleva dudas de si dicho espesor es original (Pérez de Fachini, 1979; Legarreta y 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, a lo cual se le debe anexar la alta solubilidad e higroscopicidad de la sal (Gabriele, 1987, 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, el espeso manto halítico intercala en su tercio superior con niveles de sales de potasio (Fig. 3), las que se presentan restringidas a un sector a ambos lados del río Colorado en el sur de Mendoza y norte del Neuquén (Legarreta, 1985; Gabriele, 1992, 1999; Robles, 2005). Se trata de dos mantos de silvinita de amplia distribución, a una profundidad promedio de 1.000 metros 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 (Minera TEA en Brodtkorb *et al.*, 1992; Bengochea y Padula, 1993; Balod, 1999; Gómez *et al.*, 2011a,b; Gómez, 2014).

La Formación Huitrín culmina con las calizas del Miembro La Tosca, que arealmente excede al resto de los miembros infrayacentes (Legarreta, 1985; Olea *et al.*, 2011). Esta unidad representa la instalación de una rampa somera y extendida, depositada en condiciones marinas de salinidad anormal (Legarreta,

1985). En ella prevalecen calizas y dolomías castaño claras a gris blanquecino, bioclásticas, oolíticas, intercaladas con bancos de espesor variable de arcilitas grises (Uliana *et al.*, 1975a; Leanza, 2003).

METODOLOGÍA DE TRABAJO

El trabajo que se presenta abarca un área importante del sector centro-occidental de la Cuenca Neuquina, que queda comprendida desde 36°35' hasta 38°40' de latitud sur, y entre 68°45' y 70°30' de longitud oeste (Figs. 1, 5).

Dada la carencia en afloramientos de gran parte de las sedimentitas estudiadas, 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 a otros estudios sobre evaporitas (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 directas se dieron por medio de las descripciones litológicas de recortes de perforación (*cutting*) y de testigos de corona. Las técnicas indirectas consistieron en la utilización de los perfilajes eléctricos (rayos gamma, resistividad, acústico, factor fotoeléctrico de la formación, densidad, etc.). De estos, el registro de rayos gamma se constituyó en el principal registro para una individualización rápida de la litología evaporítica y clásticos finos asociados (Fig. 3). La presencia de potasio en las evaporitas (silvita, carnalita) al ser un elemento químico que contiene el isótopo K^{40} de características radiactivas, intercaladas en rocas evaporíticas no radiactivas (halita, anhidrita) permitió una rápida individualización (Schlumberger, 1989; Serra, 1990, 1991). Los niveles pelíticos ante

la alta resistividad de las evaporitas (que carecen de porosidad, sin conductividad eléctrica), dan valores menores de resistividad que colabora con el registro (Fig. 3). Adicionalmente, 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 las evaporitas de porosidad y por tener una composición definida y constante, permiten que los perfilajes señalados identifiquen fácilmente litologías evaporíticas.

El estudio de testigos de corona (aproximados 500 m) se realizó sobre sondeos realizados por las empresas Minera Duval, Potasio Río Colorado (PRC) y Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Se procedió a efectuar la descripción litológica 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 delimitar las electrofacies presentes. El cruce de algunos de los parámetros eléctricos, permitió la realización de gráficas de interrelación (por ejemplo: densidad o acústico versus factor fotoeléctrico) para inferir la mineralogía. Con el conjunto de la información reunida, y acorde a la densidad de sondeos, se confeccionaron mapas geológicos regionales a escala 1:100.000, donde se sectorizó la cuenca: Zona Sudmendocina, Chos Malal – Filo Morado – Paso de las Bardas, Sierra Negra – Puesto Hernández, Ranguiles – Pampa de las Liebres y Cierre Sur de la Cuenca (Fig. 5), que permitieron delinear la distribución areal actual de las sales evaporíticas en el subsuelo y ver su geometría en planta. Por medio

Figura 5. Área de estudio con la ubicación de localidades y sondeos. **A a E** representan zonas con intensificación de estudios. **(A)** Sector Mendocino: 1. EMO x-1, 2. RDA x-2, 3. CuC x-1, 4. PRC-9, 5. PRC-4, 6. LB x-2, 7. PR x-1, 8. PRC-3, 9. ChC x-2, 10. PMN x-1; **(B)** Sector Chos Malal – Filo Morado - Paso Bardas: 11. PRC-8, 12. PB x-3; **(C)** Sector Sierra Negra - Puesto Hernández: 13. SNe x-1, 14. ChSN x-434, 15. ET e-9, 16. PESN x-1, 17. ADLCO x-1, 18. CoS x-1, 19. EPa x-1, 20. LmS x-1, 21. BAM x-1; **(D)** Sector Ranguiles: 22. Cu x-1, 23. Dv.PS-2, 24. Rq x-1, 25. Dv.PS-1, 26. Rq x-1; **(E)** Sector Cierre Sur: 27. AH x-1, 28. QM x-1, 29. PHa x-1, 30. PDS x-1, 31. PN x-1, 32. BB x-1, 33. CAS x-1, 34. SChS x-1.

Figure 5. Map of the study area with localities and wells discussed in the text. **A to E** represents specific areas with detailed studies. **(A)** Mendoza Sector, **(B)** Chos Malal – Filo Morado - Paso Bardas Sector, **(C)** Sierra Negra - Puesto Hernández Sector, **(D)** Ranguiles Sector, **(E)** Southern Marginal Sector. Well names (1-34) for each zone (A-E) are listed in the spanish caption.

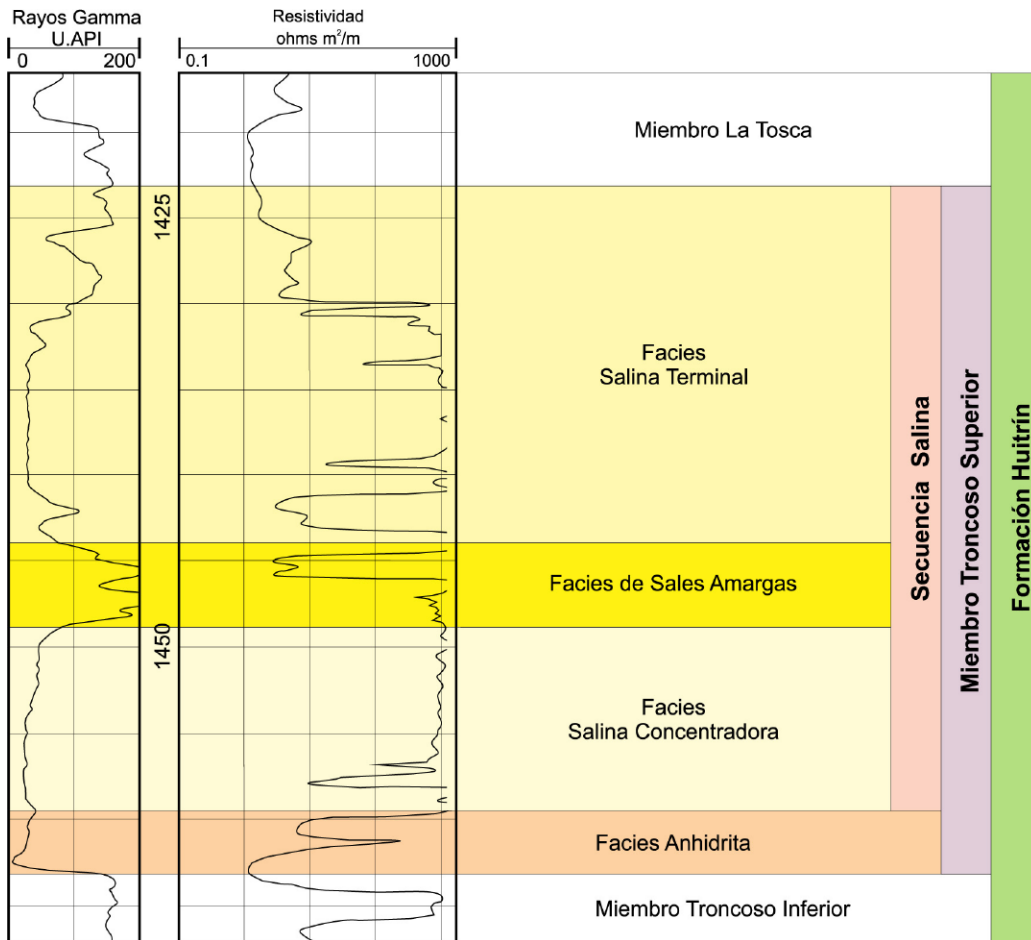


Figura 6. Perfil eléctrico tipo mostrando las evapofacies reconocidas en el Miembro Truncoso Superior.
Figure 6. Well log showing evapofacies defined in the Upper Truncoso Member.

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.

CARACTERIZACIÓN DE LAS EVAPOFACIES

En este trabajo el Miembro Truncoso Superior ha sido dividido en distintas unidades informales (facies sedimentarias o evapofacies), siguiendo las litofacies químicas que se dieron durante la evolución química de una salmuera marina en una cuenca evaporítica. De este proceso de concentración y dilución se tienen las siguientes unidades informales (Fig. 6), de abajo hacia arriba, la Facies Anhidrita y la Secuencia Salina. A su vez, dentro de la Secuencia Salina en

amplios sectores es posible diferenciar tres evapofacies distintas: Facies Salina Concentradora, Facies de Sales Amargas y Facies Salina Terminal (Fig. 6). Finalmente, en algunos lugares es posible además hacer una separación dentro de la Facies de Sales Amargas, en tres niveles distintos.

La terminología utilizada para nominar las facies infra y suprayacente a la Facies de Sales Amargas fue a partir de Schmalz (1969) y Sonnenfeld (1992a,b). 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 de roca o también como ‘sal de mesa’, más allá de que todo el conjunto de las evaporitas analizadas sean sales. Además vale recordar que en aquellas áreas donde no se pueden distinguir los bancos con sales de potasio, las facies salinas infrayacente y suprayacente a la Facies de Sales Amargas, cuestan individualizarlas y fueron agrupadas como Secuencia

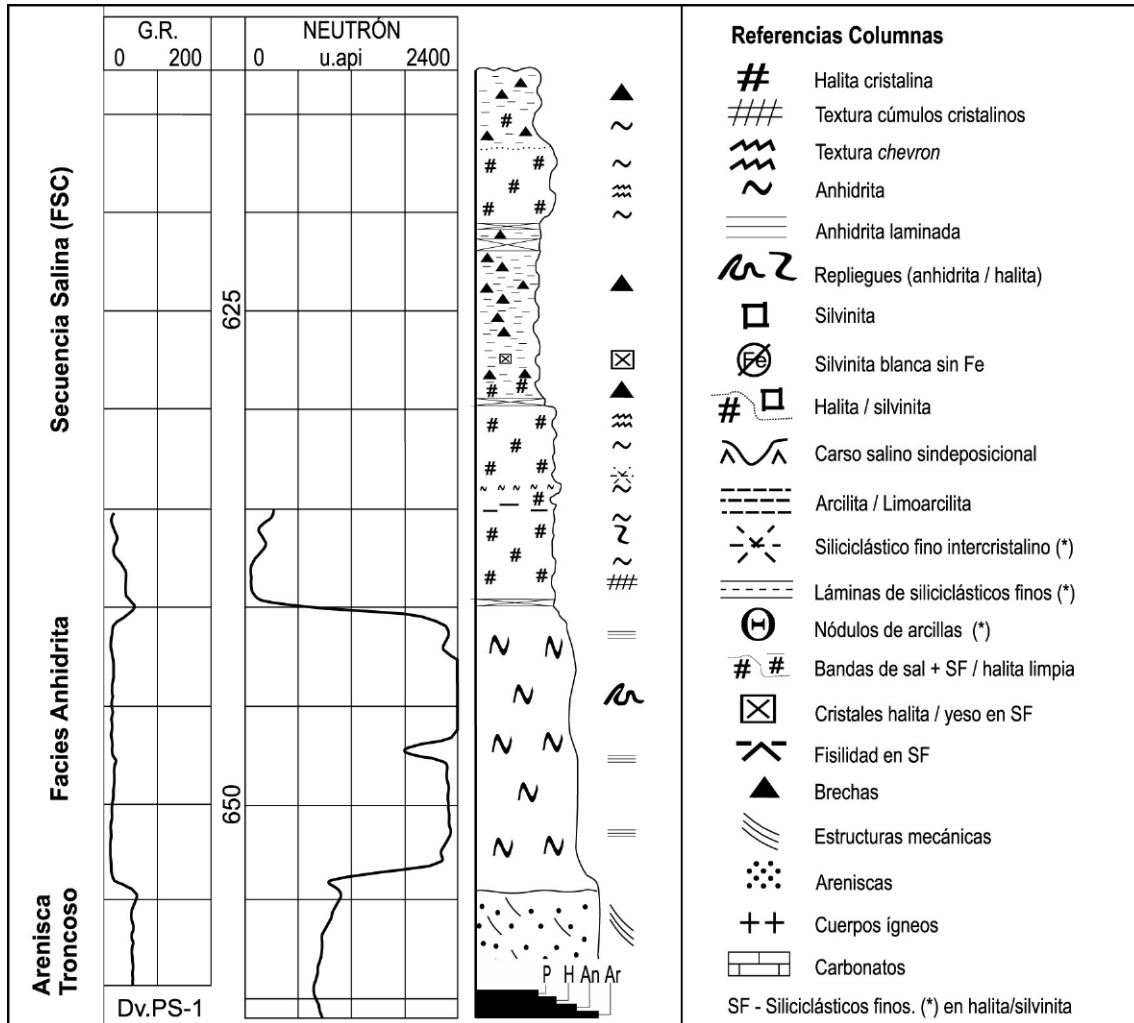


Figura 7. Facies Anhidrita y tramo basal de la Secuencia Salina (Facies Salina Concentradora), sector marginal occidental de la cuenca evaporítica, zona de Ranquiles. Referencias escala litológica: P - pelitas, H - halita, An - anhidrita, Ar - areniscas. SF - silicoclásticos finos.

Figure 7. Facies Anhidrita and basal interval of the Secuencia Salina (Facies Salina Concentradora), western marginal sector of the evaporitic basin, area of Ranquiles. Legend to lithologic scale: P - shales, H - halite, An - anhydrite, Ar - sandstones. SF - fine clastics.

Salina. De manera adicional, 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 (Kyle y Posey, 1991; Warren, 2006), ha generado que en ciertos sectores el Miembro Troncoso Superior tuviese variaciones en la columna, ya sea de índole depositacional, erosivo y/o tectónico, que no permitieron delimitar las facies que componen la Secuencia Salina.

En el ámbito de subsuelo hacia el poniente (p.ej. Filo Morado, Fig. 5), donde la tectónica Andina generó un arrumbamiento de evaporitas subaflorantes (diapiros salinos), las evaporitas se adelgazan en las culminaciones de las estructuras anticlinales sobre-corridas o imbricadas, mientras que, en los limbos frontales hay notables engrosamientos de sal que se presenta sumamente craquelada y brechada, con toda una variedad de deformaciones entre estos dos extremos, provocando la distorsión de la sucesión salina. En otros sectores, como ser sobre el río Colorado (Paso de las Bardas, El Pichanal, Chihuido Bayo) y en la zona de Cerro Los Nidos - Cañadón

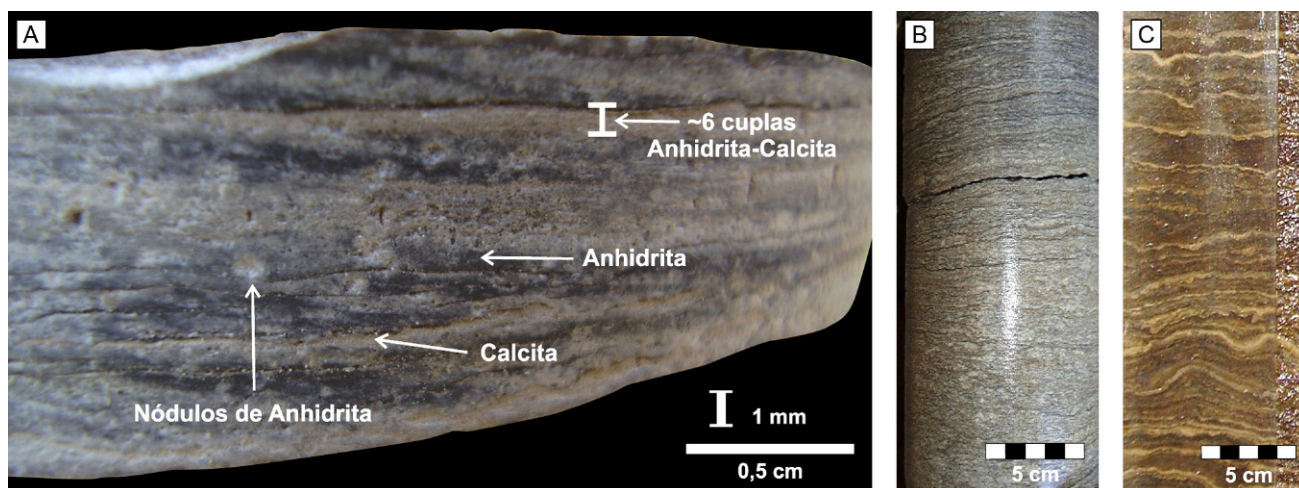


Figura 8. Anhidrita laminada en la Facies Anhidrita. **a)** Cuplas de anhidrita y calcita, con pequeños nódulos de anhidrita que llegan a los 3 mm. Sondeo Dv.PS-1 en 639,80 m.bbp. **b)** Laminación suavemente crenulada. Sondeo ChSN x-434 en ~943,80 m.bbp. **c)** Laminación con suaves repliegues de anhidrita y calcita. Sondeo PMN x-1 en ~610,00 m.bbp.

Figure 8. Laminated anhydrite in the Facies Anhidrita. **a)** Anhydrite and calcite alternations, with small anhydrite nodules up to 3 mm long. Dv.PS-1 well at 639.80 m.bsl. **b)** Smoothly crenulated lamination. ChSN x-434 well at ~943.80 m.bsl. **c)** Lamination with gentle anhydrite and calcite folds. PMN x-1 well at ~610.00 m.bsl.

Amarillo (Fig. 5), variaciones en los espesores y aún disolución total de la Secuencia Salina, se atribuyó a procesos de disolución postdeposicional por carso salino (Zencich *et al.*, 1999; Olea *et al.*, 2011).

Facies Anhidrita

La Facies Anhidrita es de tipo mantiforme y el material casi excluyente en subsuelo es anhidrita (SO_4Ca), atribuida a la deshidratación del yeso ($\text{SO}_4\text{Ca}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$) por efecto del soterramiento (Warren, 2006). Dentro del margen de los escasos sondeos observados, la totalidad de la columna se presenta con anhidrita laminada gris medio a gris oscuro, en cuplas de anhidrita-calcita de un espesor menor al mm, con una laminación paralela a suavemente crenulada, mostrándose en su tercio central algo replugada con el desarrollo de escasos y pequeños nódulos (~1-3 mm) aislados (Figs. 7, 8).

La electrofacies del perfil GR se presenta plana, con valores que rondan los 20 unidades API (Figs. 6, 7). Los restantes perfilajes eléctricos muestran que la anhidrita predomina, con algunas intercalaciones siliciclásticas finas grisáceas hacia los borde de cuenca. Estos intervalos clásticos se reconocen por suaves anomalías en el GR y en el registro resistivo, además de por su mención en el *cutting* del pozo.

Secuencia Salina

En la Secuencia Salina la halita (NaCl) como roca ha sido reconocida de dos formas básicas, halita cristalina translúcida, masiva a bandeada y halita o sal fangosa caótica (Handford, 1981, 1991; Kendall y 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).

La halita masiva a bandeada, se halla compuesta por un entrelazado cristalino de halita grano fino a grueso, con escasa participación de anhidrita y de elementos silicoclásticos. Hay cristales anhedrales, subhedrales y escasos euhedrales, translúcidos a hialinos con escasas inclusiones fluidas, o cristales semitranslúcidos blanquecinos hasta lechosos por inclusiones fluidas (Fig. 9a,b). Dada la asociación de anhidrita, que aunque escasa, se presenta finamente diseminada intercrystalina, intracrystalina y acomodándose en los límites de estratos de la halita, llevó a Hovorka (1987) a denominar la roca como una 'halita anhidrítica'. Las unidades de sedimentación de la halita se componen en general de estratos delgados de promedio entre 2 y 3 cm. Los estratos

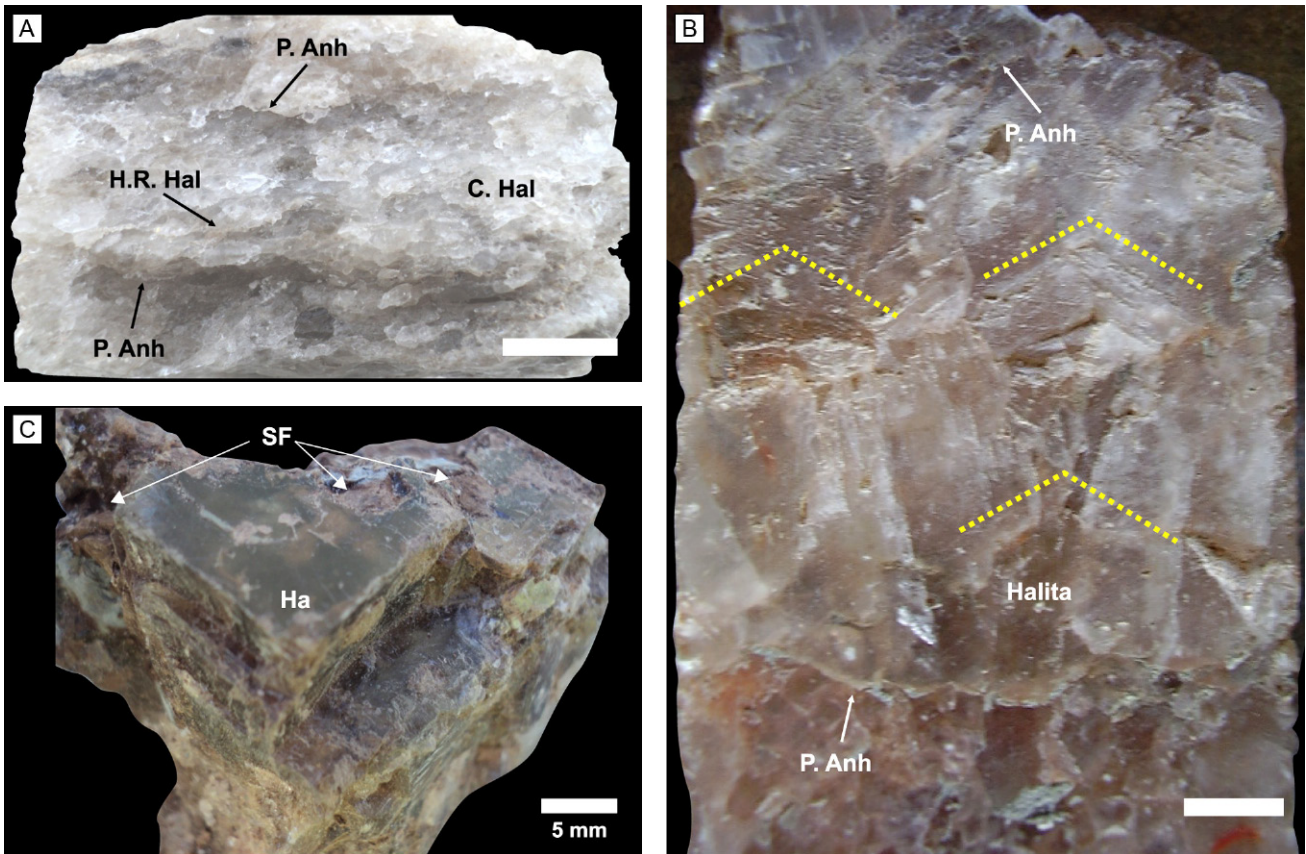


Figura 9. Halita cristalina en distintas texturas. Escala: 10 mm. **a)** Halita en cúmulos cristalinos de cubos (C.Hal) y tolvas (H.R.Hal), con *partings* de anhidrita (P.Anh) en tablillas / láminas muy delgadas (sondeo Dv.PS-1 – ~638,0 m.bbp.). **b)** Halita textura *chevron*, con cristales que nacen de una superficie en común. La alineación vertical en ‘v’ de la textura *chevron* marcada en líneas amarillas (sondeo PRC-3 – 895,74 m.bbp.). **c)** Halita fangosa caótica gris pardusco. La masa cristalina de halita (Ha), desplazativa y cementante, le da cohesión a la roca, con el material silicoclástico fino (SF) que se acomoda intercrystalino y escaso intracrystalino en la halita (Dv.PS-2, nivel ~412 m.bbp.).

Figure 9. Crystalline halite in different textures. Scale bar is 10 mm long. **a)** Halite cubes in cumulate crystals (C.Hal) and rafts (H.R.Hal), with anhydrite partings (P.Anh) in splint crystals / very thin laminae (Dv.PS-1 well – ~638.00 m.bsl.). **b)** Halite chevron, with crystals that are born in a common surface. The vertical alignment in ‘v’ of the chevron texture is shown in yellow lines (PRC-3 well – 895.74 m.bsl.). **c)** Brownish grey chaotic mudstone halite or salt. The crystalline mass of halite (Ha) that gives cohesion to the rock, with fine-grained siliciclastic material (SF) that is distributed intercrystaline and scarce intracrystaline in between halite crystals. (Dv.PS-2 well, level ~412 m.bsl.).

tienen límites netos, horizontales e inclinados, pero a escala milimétrica los contactos suelen ser algo tortuosos, dentados o en zigzag (Fig. 9a,b).

De acuerdo a los tenores relativos de material silicoclástico fino, se distingue una halita arcillosa bandeada, cuando todavía la sal de roca preserva rasgos de la estratificación, aún cuando la cantidad de finos es manifiesta. Se define asimismo una halita o sal fangosa caótica cuando el material clástico es más abundante y no se distinguen rasgos primarios de depositación (Fig. 9c). Con un dominio de silicoclásticos finos, tenemos los bancos puros de

arcillitas, que normalmente tienen cristales dispersos de sal y anhidrita.

Facies Salina Concentradora. Esta facies está compuesta por un potente manto salino que alcanza espesores de 60 hasta 90 metros, y cuya base generalmente se apoya en forma neta sobre la Facies Anhidrita (Figs. 6, 7). En una amplia franja del margen deposicional, por encima del banco anhidrítico basal, sobre el contacto neto, se registran hasta 3 m de bandeamientos de anhidrita-halita, que gradualmente en la medida que ascendemos en

la columna geológica, las bandas de anhidrita van perdiendo su presencia, dominando la halita.

Esta facies se presenta casi exclusivamente compuesta por halita cristalina translúcida con delgadas intercalaciones de anhidrita. En los tramos basales, la halita se presenta en cristales cúbicos de tamaño milimétrico, en fábrica de mosaico estratificado de cúmulos cristalinos (Lowenstein y Hardie, 1985), es decir no orientados y bien ordenados (Fig. 9a). Se asocian agregados subhorizontales de cristales vinculados lateralmente con forma de tolvas (Kendall, 1984).

Otras unidades de sedimentación que predominan en la facies, en los sectores medios a cercanos a las sales amargas, incluyen, además de cubos ('cuboides'), los hábitos cristalinos *cornets* y *chevron* (Arthurton, 1973; Casas y Lowenstein, 1989; Handford, 1991; Kendall y Harwood, 1996). 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. Por su parte, en la textura *chevron*, los cristales se caracterizan por tener el vértice cristalino orientado hacia arriba, e internamente con bandas de inclusiones fluidas orientadas paralelas a las caras cristalinas, es decir, en "v" invertida. Los cuboides suelen no subsistir como tal, ya que son los iniciadores de los hábitos de crecimiento en el sustrato mencionado (Handford, 1991). En algunos tramos, hay cristales que muestran aristas y vértices reducidos, es decir, presentan rasgos abrasivos, con crecimiento de halita limpia sintaxial, mezclados con cristales de halita limpia. A su vez, es común intervalos del orden del metro a algo más, de halita limpia con textura en mosaico.

Las láminas de anhidrita varían entre 1 y 10 mm, llegando raramente a los 30 mm (Fig. 9a). En sentido vertical, las láminas de anhidrita se van espaciando, destacándose cada 5 a 10 cm, siempre cíclicas, y acompañadas muchas veces, por la presencia de material silicoclástico fino intercrystalino en la halita infrayacente. A su vez, se destacan *partings* en la halita cada 2 a 3 cm entre las láminas megascópicas, con presencia de tablillas de anhidrita y material silicoclástico fino.

En sectores desprovistos de testigos de corona la presencia de esta facies se realiza por la descripción de recortes de perforación y perfiles eléctricos (Fig. 6). La halita en los *cuttings* se describe generalmente como cristalina, blanquecina, translúcida, con frac-

tura irregular y maciza. También se describe la presencia subordinada de anhidrita, que dado lo observado en las coronas se interpreta que correspondería a delgadas láminas anhidriticas. Hacia los borde de cuenca, tanto en el antepaís, como hacia el arco volcánico, los espesos mantos de halita se tornan en partes impuros, debido a la presencia e intercalaciones de material silicoclástico fino.

Facies de Sales Amargas. Un aumento en las unidades API en el registro gamma en la Secuencia Salina, muestra la presencia del potasio en las sales (Figs. 3, 6). Generalmente se manifiestan dos paquetes radioactivos de sales de potasio que en conjunto llegan a alcanzar 25 metros de potencia. Estos dos intervalos se denominan informalmente Nivel de Sales Amargas Inferior y Nivel de Sales Amargas Superior, y están separados por un banco de halita con reducidas concentraciones en potasio (Fig. 10). La mineralogía de los bancos de sales amargas se compone de la mezcla mecánica salina de halita y silvita (KCl) como minerales constituyentes exclusivos, que es denominada a nivel roca, como silvinita (Fig. 11).

La silvita se presenta con cristales de tamaño promedio de 5 mm (varía desde 2 mm a varios centímetros), en agregados cristalinos de tonos rojizo semitranslúcido, rojo intenso opaco o amarillento a lechoso (Fig. 11). Los cristales son mayormente anhedrales, con subhedrales subordinados y escasos euhedrales. El color rojizo se debe a la presencia de inclusiones de microplacas de hematita finamente diseminadas, generando "cristalsoles" (Betejtin, 1977) (Fig. 11a,b). Hay tramos en la silvinita (Fig. 10), donde el hierro no participa significativamente en la silvita, tomando éste una tonalidad amarillenta a un rojizo pálido (Fig. 11c). En general, la silvita cuando es de grano fino, se da con un desarrollo cristalino de dimensión algo mayor en la horizontal que en la vertical, mostrando una textura estratificada en bandas de 0,1 cm a 1 cm (Fig. 11a,c). En cambio, cuando el grano cristalino aumenta, ya no es distinguible la estratificación en el testigo y se observa una textura en mosaico (Fig. 11b).

Dentro de los niveles de sales amargas, a la silvinita se agrega escaso material silicoclástico fino diseminado intercrystalino, que en el tramo medio del nivel amargo inferior se presenta como nódulos redondeados gris verdosos (Figs. 10, 11a), o como láminas hacia el tope de ambos niveles amargos

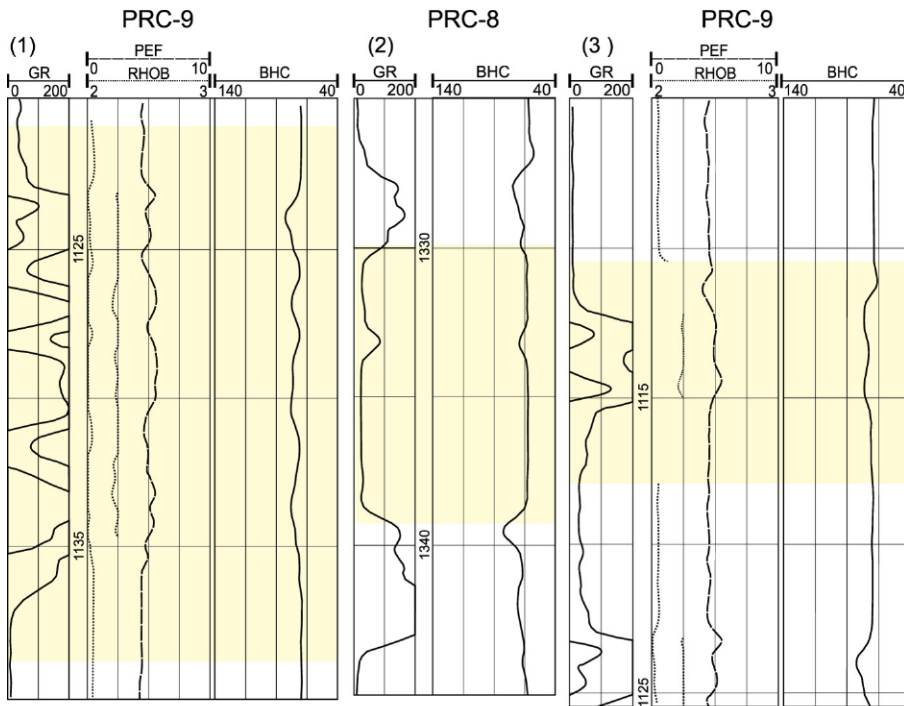
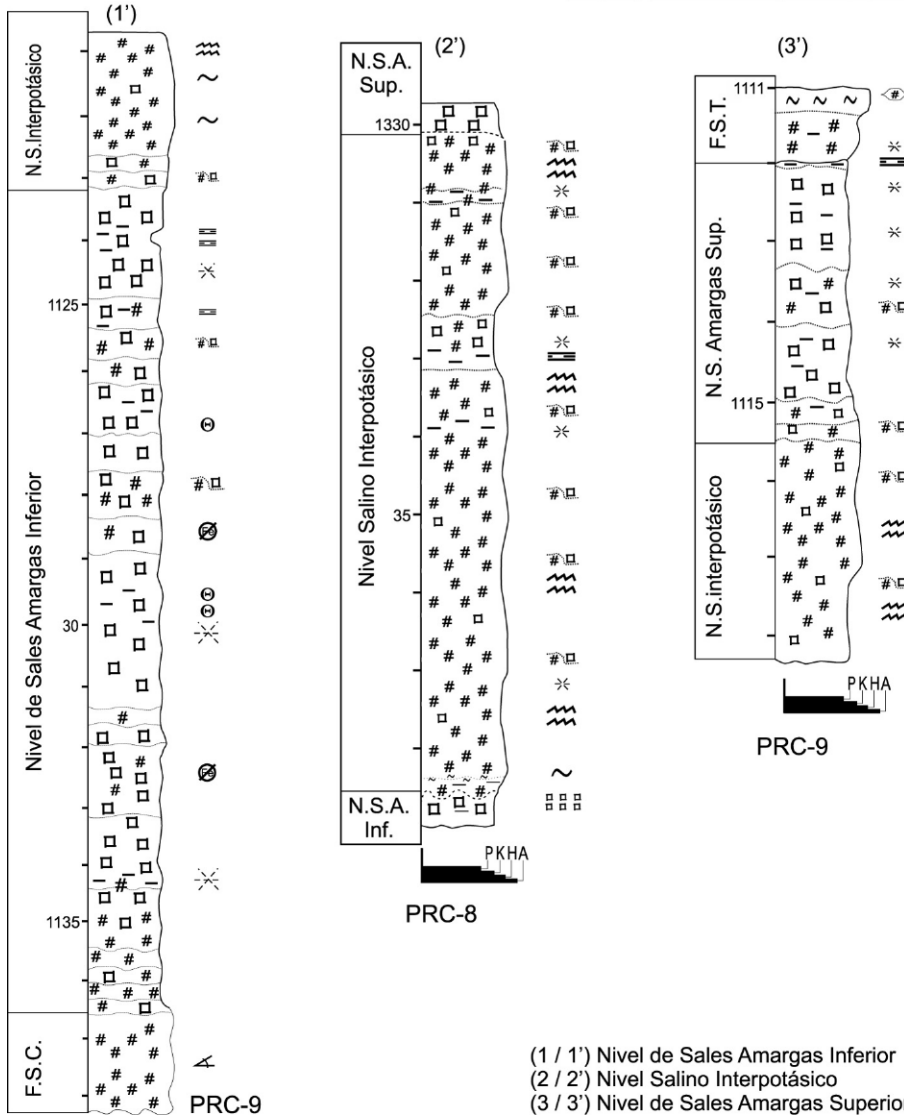


Figura 10. Registros eléctricos (1-3) y perfiles sedimentarios (1'-3') correspondientes a la Facies de Sales Amargas. En (2-2') entre 1332,40 - 1333,15 m.bbp., con GR de 100 U.API, se presenta el Nivel de Sales Amargas Intermedio. Referencias escala litológica: P - pelitas, K - silvinita, H - halita, A - anhidrita.

Figure 10. In 1-3 the electric logs and in 1'-3' the lithologic columns showing the Facies de Sales Amargas. In (2-2') between 1332.40 - 1333.15 m.bsl. with GR 100 U.API, the Nivel de Sales Amargas Intermedio is presented. Legend to litologic scale: P - shales, K - silvinita, H - halite, A - anhydrite.



(1 / 1') Nivel de Sales Amargas Inferior
 (2 / 2') Nivel Salino Interpotásico
 (3 / 3') Nivel de Sales Amargas Superior

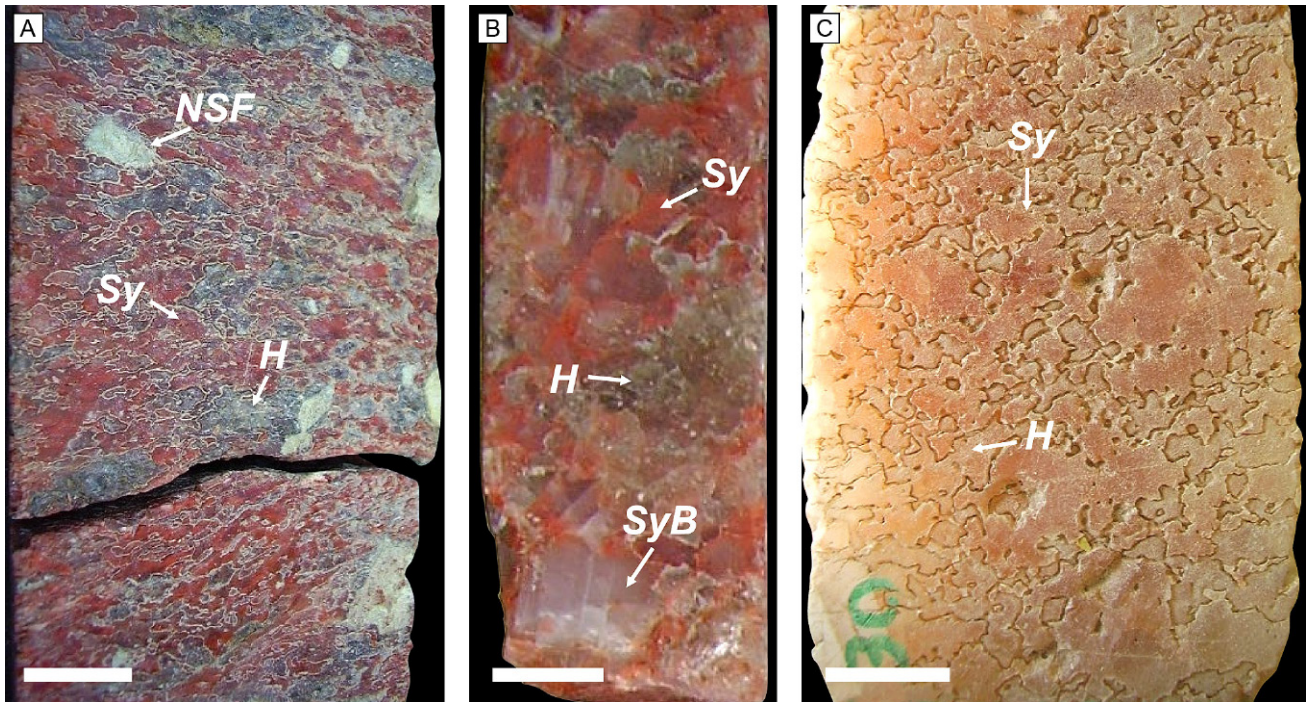


Figura 11. Silvinita (halita + silvita). Escala 25 mm. **a)** Silvinita grano fino textura mosaico estratificada, los cristales de silvita con mayor desarrollo en la horizontal, tono rojo lacre por mezcla mecánica con hematita. Halita blanquecina y gris verdoso por sedimento silicoclástico intercrystalino, se asocian pequeños nódulos de arcillas redondeados. En la base se puede ver como la estratificación se encuentra inclinada, un rasgo común en la zona con nódulos arcillosos. **b)** Silvinita textura mosaico (a nivel del testigo). Se observa núcleos de silvita blanquecina (pura) con ribetes rojizos por microdispersiones de hematita. **c)** Silvinita amarillenta con escasa presencia de hierro. Referencias: H – halita, Sy – silvita rojiza (con hierro), SyB – silvita blanquecina (pura), SyD – silvita con escaso hierro, NSF – nódulos de arcilla.

Figure 11. Sylvinitite (halite plus sylvite). Scale bar is 25 mm long. **a)** Fine-grained stratified mosaic texture in sylvinitite, the sylvite crystals show larger development in the horizontal axis, dark red colour for mixture mechanics with hematite. Whitish and greenish grey halite for intercrystalline siliciclastics, with associate small rounded nodules of clays. Note inclined stratification at the base, a common feature in the area with loamy nodules. **b)** Sylvinitite mosaic texture (at the core level). Whitish sylvite (pure) with reddish edges for hematite inclusions is observed. **c)** Yellowish sylvinitite with scarce iron presence. References: H - halite, Sy - reddish sylvite (with iron), SyB - whitish sylvite (pure), SyD - sylvite with scarce iron, NSF - clay nodules.

(Fig. 10). Análisis difractométricos sugieren que los argilominerales se componen 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.

La carnalita ($\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), una sal que suele asociarse a silvita en las paragénesis amargas (Stewart, 1963; Braitsh, 1971; Sonnenfeld, 1989, 1992a,b; Lowenstein y Spencer, 1990), se ha registrado en aisladas localidades, por ejemplo al oeste de Paso de las Bardas (Gómez *et al.*, 2011) y en el sondeo Rincón del Álamo x-2 (Balod, 2007, com. verbal). A su vez, su participación se ha inferido por técnicas indirectas (gráficas de interrelación) en la

zona de Ranquiles, y con langbeinita ($\text{K}_2\text{Mn}_2(\text{SO}_4)_3$) fueron identificados como trazas en el sector minero PRC (Minera TEA en Brodtkorb *et al.*, 1992).

Entre los dos niveles de sales amargas toma importancia la halita, que se presenta cristalina traslúcida y con textura *chevron* (Fig. 9b), con bandas cíclicas algo distanciadas de silvinita (Fig. 10). Este manto salino, que ronda los 6 m, ha sido denominado Nivel Salino Interpotásico. A su vez, dentro de este intervalo, en algunos sondeos en el centro de cuenca, se suele diferenciar un delgado banco con sales amargas, al cual se denomina como Nivel de Sales Amargas Intermedio (Fig. 10).

Facies Salina Terminal. Esta facies se compone de

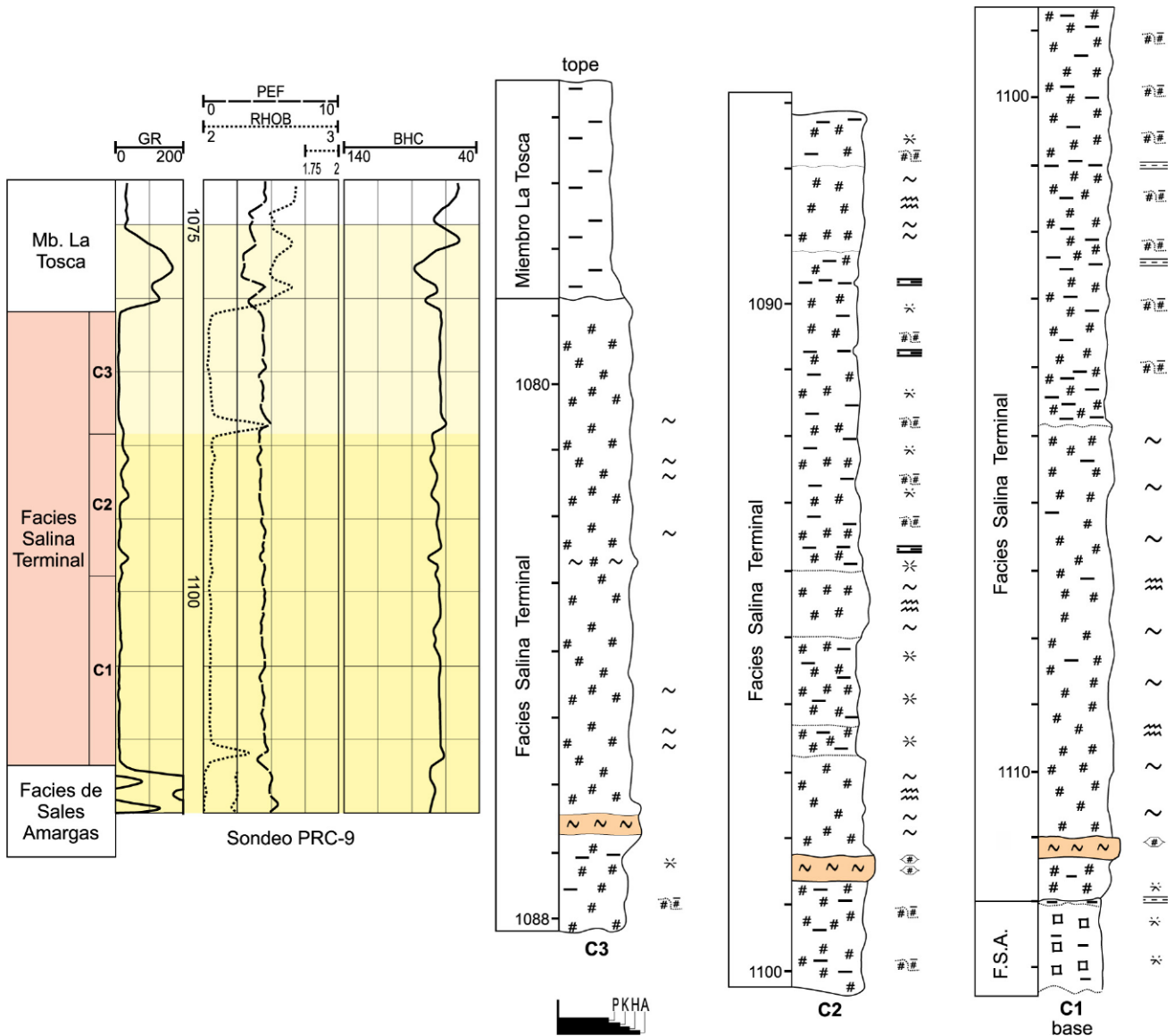


Figura 12. Facies Salina Terminal, perfil centro de cuenca. Se observan tres ciclos (C1-C3) con delgados eventos anhídricos en la base, seguidos de halita 'limpia', la cual ascendente, va incorporando silicoclásticos finos en bandeamientos cíclicos de variado espesor. El intervalo del perfil entre 1088 y 1075 mbbp., fue inferido a partir de registros eléctricos (señalado el tramo en amarillo más claro). En figura 10 las referencias.

Figure 12. Facies Salina Terminal, well representative of central sector of the basin. Three consecutive cycles (C1-C3) with similar stratigraphic patterns are recognized. They all start with a thin anhydritic bed, followed by a clean halite interval. The upper interval is characterized by interbedded halite and chaotic mudstone halite beds, which become more common upwards. The log interval between 1088 and 1075 m.bsl. was inferred from well-log suite (marked in light yellow). Legend as in figure 10.

bancos predominantes de sal de roca, en la cual se intercalan bancos delgados de anhídrita y tramos donde el material silicoclástico fino en la halita toma importancia (Fig. 12). La facies alcanza un espesor máximo de 36 m. En el centro de cuenca, se han destacado tres horizontes rocosos dentro de la Facies Salina Terminal, que se componen a su vez de tres

intervalos verticales principales. Cada uno de ellos posee un delgado banco anhídrico en la base, un intervalo de halita limpia en el medio, y un tercer intervalo en el cual gradualmente se incorpora material silicoclástico 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.

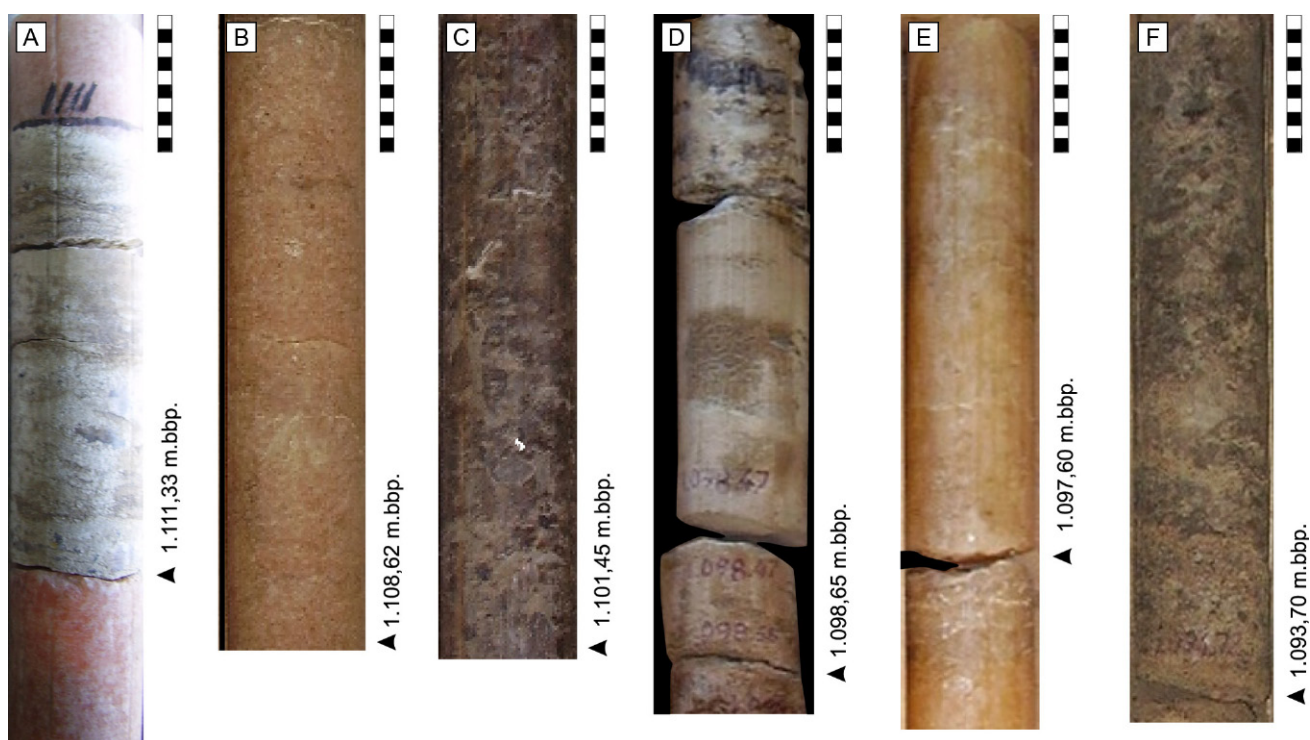


Figura 13. Facies Salina Terminal (FST). **a)** y **d)** Niveles de anhidrita que caracterizan a la base de los ciclos evaporíticos (C1 y C2, respectivamente). **b)** y **e).** Halita anhidrítica con textura predominante *chevron* que conforman la parte media de los ciclos. **c)** y **f).** Halita sal fangosa caótica que predomina en la parte superior de ambos ciclos evaporíticos.

Figure 13. Facies Salina Terminal (FST). **a)** and **d).** Anhydrite intervals that characterize the base of evaporitic cycles. **b)** and **e).** Anhydritic halite with predominant *chevron* texture that form middle sector of cycles. **c)** and **f).** Chaotic mudstone halite that dominates in the upper part of evaporitic cycles.

Los delgados estratos de anhidrita son compactos, de 0,30 a 0,50 m de espesor, y se presentan con láminas paralelas horizontales a flexuras suavemente ondulosas, o bien como láminas tipo *petee* de distintos tamaño de óndula, hasta estructuras dómicas hemiesféricas (Figs. 12, 13a,d). La anhidrita es microcristalina, discoidal o lenticular tamaño arena fina y prismático-lenticular tamaño arena gruesa. Puede aparecer sin orientación preferencial o dispuesta en láminas, paralelas a suavemente ondulosas en la base, y pasan a repliegues o anhidrita *chiquen wire* con lentes de halita hialina hacia el tope. En las lentes, la halita suele tomar, conjuntamente con microcristales de anhidrita, rasgos pseudomórficos de cristales de yeso que parten de una superficie en común.

Los intervalos de sal de roca que forman la parte media de los ciclos se componen de halita cristalina translúcida, blanquecina a rosada, o anaranjada y caramelo, con textura predominante *chevron* (Figs. 12, 13b,e). Acompaña anhidrita como tablillas intracristalinas, agrupadas en microfisuras en halita

limpia entre los cristales *chevron*, y también en las cíclicas láminas y *partings* de estratificación. A su vez, en la halita se dan rasgos de exposición subaérea, como ser *pits* y *karren* cársticos de pequeña escala (mm-cm), que hacia los sectores marginales cobran más importancia.

Verticalmente, en forma transicional, el material silicoclástico se hace relevante y se presentan facies de halita arcillosa bandeada y sal fangosa caótica, intercalados con sal de roca, que tornan a la roca en una gama de tonalidades grisáceas, desde rojizos a verdosos (Figs. 12, 13c,f). Los niveles con silicoclásticos finos toman una mayor presencia hacia los sectores marginales y se asocian como niveles arcilíticos con cristales de halita y yeso, intercalados con bancos de halita y sal fangosa caótica.

El ciclo inferior (C1) presenta un importante desarrollo areal en la cuenca evaporítica, con un predominio de sal de roca limpia o con mínima participación de silicoclásticos finos y escasos rasgos de carso salino sindeposicional, que se hacen más manifiestos

hacia los sectores marginales. El ciclo intermedio (C2) muestra una mayor presencia de facies de sal fangosa caótica, que hacia los bordes de cuenca se hacen casi netamente clásticos o se acuñan. El ciclo superior (C3), muestra una distribución areal menor, con características similares al ciclo basal, con rasgos de carso salino sindeposicional y niveles con silicoclásticos finos en los sectores de borde de cuenca.

En los sectores marginales occidentales, análisis difractométricos de las arcillas de la Facies Salina Terminal, que a su vez, también incluyen niveles de las restantes facies de la Secuencia Salina, indican que los argilominerales están compuestos por illita con buena cristalinidad, junto a una menor proporción de clorita de cristalinidad pobre, trazas de los interestratificados illita-esmectita y clorita-esmectita, y acompañados por cuarzo y muy escasa proporción de feldespato. En sondeos periféricos con el antepaís (zona El Trapial) illita también ha sido inferida por el cruce de puntos representativos a partir de registros eléctricos en gráficas de interrelación.

Un manto pelítico sella la sucesión evaporítica huitriniana (Fig. 12). Este depósito silicoclástico separa al Miembro Troncoso Superior (Facies Salina Terminal) de las sedimentitas carbonáticas del Miembro La Tosca. Posee generalmente un espesor de 5 m y se compone de arcilitas grisáceas en subsuelo, a verde oliva en afloramientos. En este trabajo se lo considera como formando parte del Miembro La Tosca, acorde a trabajos previos (Legarreta y Boll, 1982; Legarreta *et al.*, 1993; Legarreta, 1985).

Distribución areal de las evapofacies huitrinianas

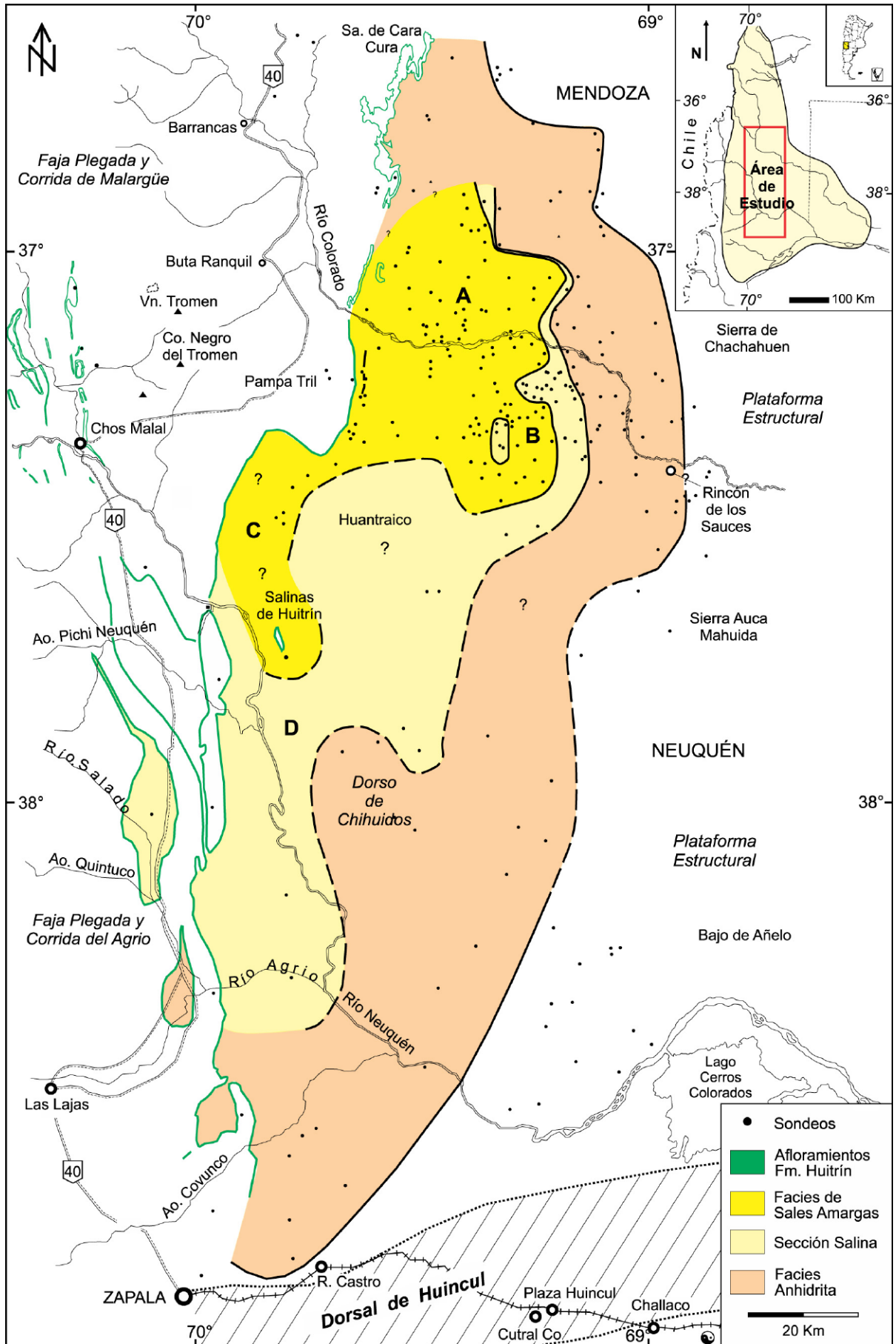
El desarrollo espacial de los distintos intervalos evaporíticos resulta fundamental para comprender la evolución de una salmuera en el tiempo. Por lo tanto en este apartado se describen brevemente el alcance espacial de tres de las principales facies descritas en este trabajo (Fig. 14). Además se presentan algunas variaciones laterales de las distintas fases mediante correlaciones de sondeos en distintas regiones del área de estudio considerado (Fig. 15).

La Facies Anhidrita en el subsuelo se presenta con una buena distribución areal hacia el naciente, y llega a las estribaciones de la Sierra de Chachahuen por el NE y del Volcán Auca Mahuida por el Este. En el sector sudmendocino, zona en donde esta facies desaparece completamente, se lo ha delimitado don-

de grada lateralmente a calcáreos arenosos y areniscas calcáreas siguiendo a Pérez de Fachini (1979). Por el sur tuvo como limitante la Dorsal de Huincul, ya que los afloramientos de anhidrita llegan hasta cercanías de la ciudad de Zapala (Fig. 14). El elemento positivo de la Dorsal de Huincul separa para estos tiempos barremianos, la cuenca evaporítica huitriniana del Depocentro Picún Leufú (Ramos *et al.*, 2011), donde se depositaron las sedimentitas del Grupo La Amarga, temporalmente equivalentes y de características netamente continentales (Leanza, 2003; Leanza y Hugo, 2011).

La Secuencia Salina se encuentra retraída ~20 km en relación a la facies precedente, no se manifiesta en el Dorso de Chihuidos, y hacia el sur alcanza el río Agrio (Figs. 14, 15d). 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 silicoclástico fino intercalado (Fig. 15b-d). En el ámbito occidental (Fig. 15c,d), el contenido terrígeno es significativo y se registran bancos de sal fangosa caótica y silicoclásticos finos bien definidos, arcilitas a limoarcilitas, con espesores de 2 a 3 m, y en ocasiones de más espesor, donde es posible que los espesores de los bancos silicoclásticos se encuentren distorsionados, dada la característica brechoide y desagregado que presentan, y su vinculación a estructuras complejas subaflorantes. Se destaca en el tercio superior de la Facies Salina Concentradora, un delgado banco de arcilitas grises, al cual le suprayace un banco de anhidrita blanquecina, con una transición en sentido vertical de bandeamiento anhidrita-halita, hacia la continuidad de la sal de roca limpia. Dicha manifestación clástica/evaporítica, que ha sido denominada FFi1, se identifica en casi todos los sondeos de la provincia del Neuquén con una presencia conspicua (Fig. 15b-d), mientras que en la mayor parte del territorio sudmendocino, la intercalación queda casi excluyentemente compuesta por anhidrita (Fig. 15a).

La Facies de Sales Amargas habría representado el momento de mayor retracción de la salmuera libre, ya que se estima cubrió un área mínima de 3.000 km² (Fig. 14), que es el área del nivel inferior que constituye la máxima expresión de los dos horizontes potásicos. Esta facies representa el concentrado (preservado) de una cuenca evaporítica total de 40.000 km². El evento potásico inferior se manifiesta



desde los sondeos septentrionales Cerro Los Nidos hasta el meridional sondeo Anticlinal Huitrín en las salinas homónimas (Figs. 14, 15). El nivel superior, también presenta una buena distribución en la cuenca salina, aunque en relación al nivel amargo inferior, algo menor en la provincia de Mendoza, mientras que en la provincia del Neuquén muestra una retracción mayor en el borde oriental de la cuenca y hacia el sur se manifiesta hasta los sondeos de Ranquiles (Figs. 14, 15). La mejor expresión de la facies se da en la zona Cerro Guillermo (Mendoza) – Paso de las Bardas (Neuquén), que se estima fue un depocentro importante para dicha facies de la cuenca salina, por lo menos de lo que se ha preservado (Figs. 14, 15a,b).

La distribución espacial de las facies descriptas, que puede ser interpretada como un esbozo paleogeográfico del desarrollo o alcance de las distintas salmueras evaporíticas, permite inferir que el espacio de acomodación evapoquímico se fue restringiendo a medida que evolucionaba la salmuera, en un contexto regional de escaso dinamismo que pudiese aportar abundante material silicoclástico a la cuenca. Por su parte, la Facies Salina Terminal representaría la expansión del área deposicional de la salmuera libre, asociado a un mayor suministro clástico con respecto a las fases anteriores.

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

Procesos y evolución del sistema deposicional

El sistema deposicional de la cuenca evaporítica 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 (Fig. 16). 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 (Fig. 17a) (Stewart, 1963; Braitsch, 1971; Sonnenfeld, 1992b). El desplazamiento de estas por planicies de saturación (Richter-Bernburg, 1957 en Sonnenfeld, 1992b), 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 (Sonnenfeld, 1989, 1992a,b). A su vez, el agua se habría ido estratificando, generando 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 (Sonnenfeld, 1989, 1992a,b).

La laminación de la Facies Anhidrita en duplas calcita-anhidrita, sugiere una salmuera de relativa profundidad (Schreiber y El Tabakh, 2000; Babel 2004a,b), que dejó un depósito pelágico / mecánico microcristalino en el sustrato evaporítico (Figs. 7, 8), quizás influenciado por la actividad de microorganismos fotosintetizadores en la columna de agua (Schreiber y El Tabakh, 2000; Kirkland, 2003); ya sea, en la cristalización de anhidrita, aportando oxígeno (ver Sonnenfeld, 1989, 1992a), o en la calcita, estimulando la nucleación (Thompson *et al.*, 1997; Yates y Robbins, 1998; Kirkland, 2003). Por su parte, en ambientes de máximo alcance de la salmuera evaporítica, someros a supratidales, con la implantación de matas bentónicas se habrían generado procesos de organomineralización (Dupraz *et al.*, 2009; Petrash *et al.*, 2012; Farías *et al.*, 2014), dando forma a estromatolitos.

En la Facies Salina Concentradora, la salmuera se va superconcentrando en halita con ingresos de aguas marinas que renuevan solutos en la salmuera (Fig. 17a). No obstante, estos ingresos habrían ido

Figura 14. Distribución de las facies evapoquímicas del Miembro Troncoso Superior. Se observa la retracción de las salmueras, inferida a partir de su presencia actual en el subsuelo. Donde la densidad de pozos es baja, dicho límite se ubica siguiendo el límite deposicional. Referencias: A a D zonas analizadas en figura 15. (A) Sector Mendocino; (B) Sector Sierra Negra - Puesto Hernández; (C) Sector Ranquiles; (D) Sector Cierre Sur.

Figure 14. Distribution of the evaporitic facies of the Upper Troncoso Member. The retraction of the brines is inferred starting from its current presence in the subsurface. Where the density of wells is low, this limit is located following the depositional limit. References: A to D location of the correlations in figure 15. (A) Mendoza Sector; (B) Sierra Negra - Puesto Hernández Sector; (C) Ranquiles Sector; (D) Southern Marginal Sector of the basin.

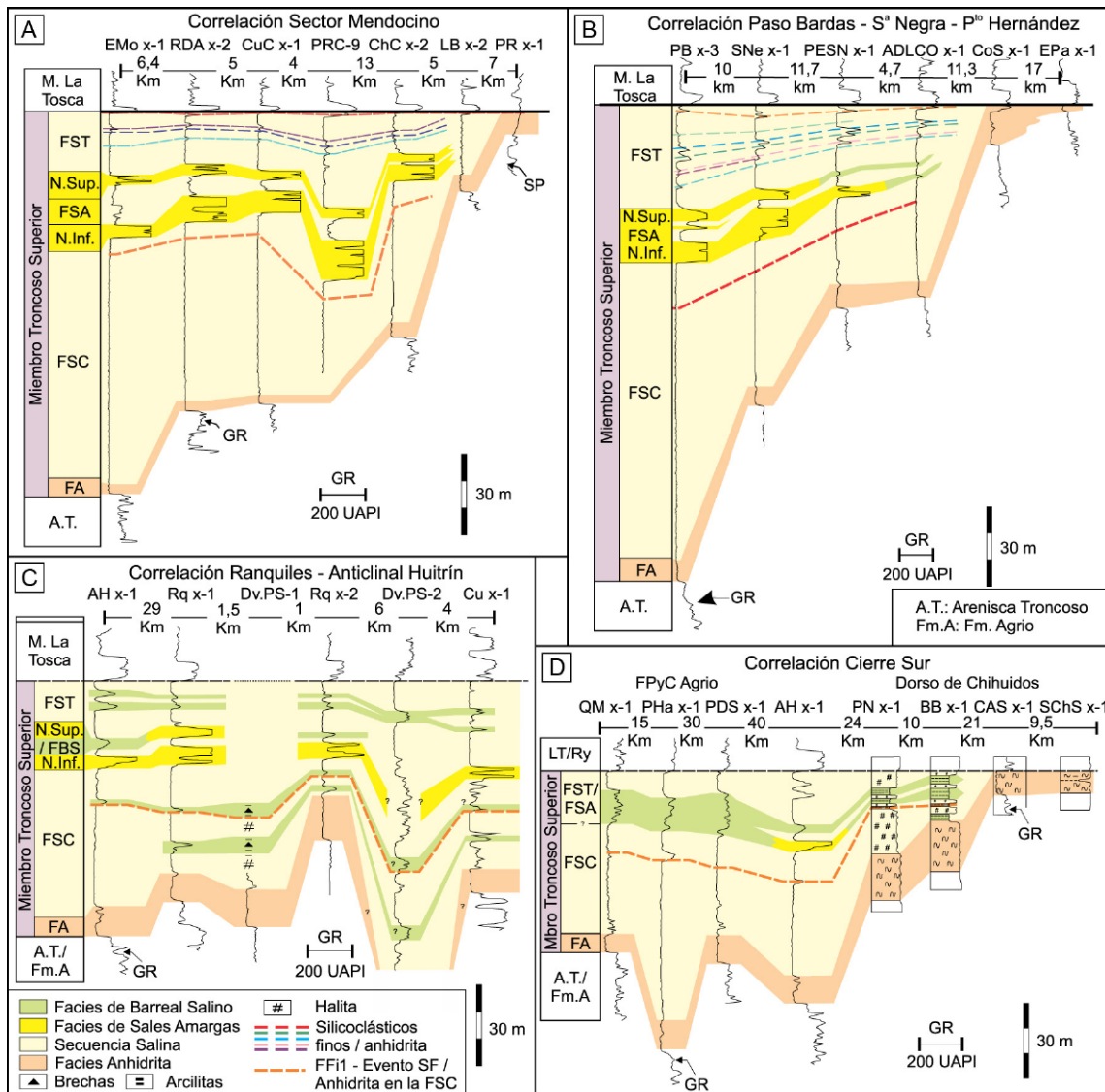


Figura 15. Correlación del Miembro Troncoso Superior. Se observa el desarrollo regional en el subsuelo de las facies evapoquímicas con un acuñamiento hacia el antepaís, en partes vinculadas a silicoclásticos finos. Ubicación de sondeos en figura 5.
Figure 15. Correlation of the Upper Troncoso Member. The evaporitic facies identified have a regional development in the subsurface, with a wedging toward the foreland, in parts related to shale. Location of wells in figure 5.

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). Las láminas cíclicas de anhidrita en la halita podrían representar ingresos de aguas marinas según Sonnenfeld (1992a). Por otro lado, la presencia de material silicoclástico fino podría sugerir ingresos de aguas meteóricas de zonas emergidas (Roulston y Waugh, 1983). 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 (Fig. 8) (Hardie *et al.*, 1983; Kendall, 1984; Hovorka *et al.*, 2007). La incorporación de criptocristales de silvita “daughter” (Roedder, 1984), en las inclusiones fluidas en la textura *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 (Roedder, 1984; Hardie *et al.*, 1983; Lowenstein y Spencer, 1990).

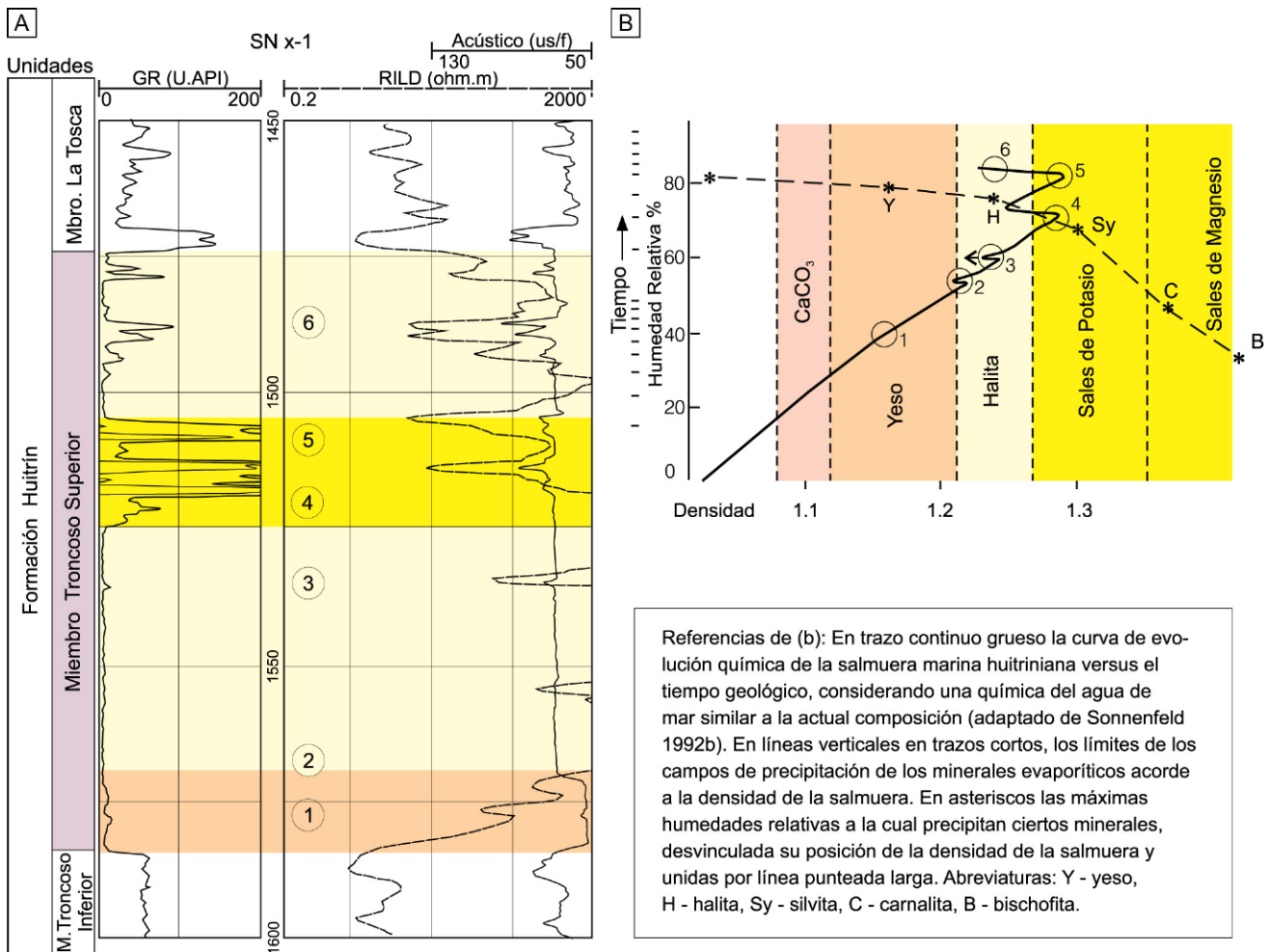


Figura 16. Proceso de evolución evapoquímica que se infiere en este trabajo para el Miembro Troncoso Superior. Las tonalidades y círculos con números en (a) y (b) son un enlace entre las diferentes fases evaporíticas en el registro eléctrico (a) y en la curva de la gráfica (b).

Figure 16. Evaporitic evolution process that is inferred in this contribution for the Upper Troncoso Member. The colours and circles with numbers in (a) and (b) are a link among the different evaporitic phases in the electric log and in the curve of the graph.

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; Lowestein 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 puro blanquecino de silvita, señalarían 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 (Sonnenfeld, 1989, 1992a,b). 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. Salmueras percolantes durante la siguiente fase de precipitación de halita y antes de la compactación, convertirían carnalita primaria en silvita secundaria. Por otra parte, se dan intervalos de silvita donde es posible pensar en una cristalización primaria de la silvita, ya que se halla en cristales chicos con tonalidades amarillenta, blanquecina a rojizo muy

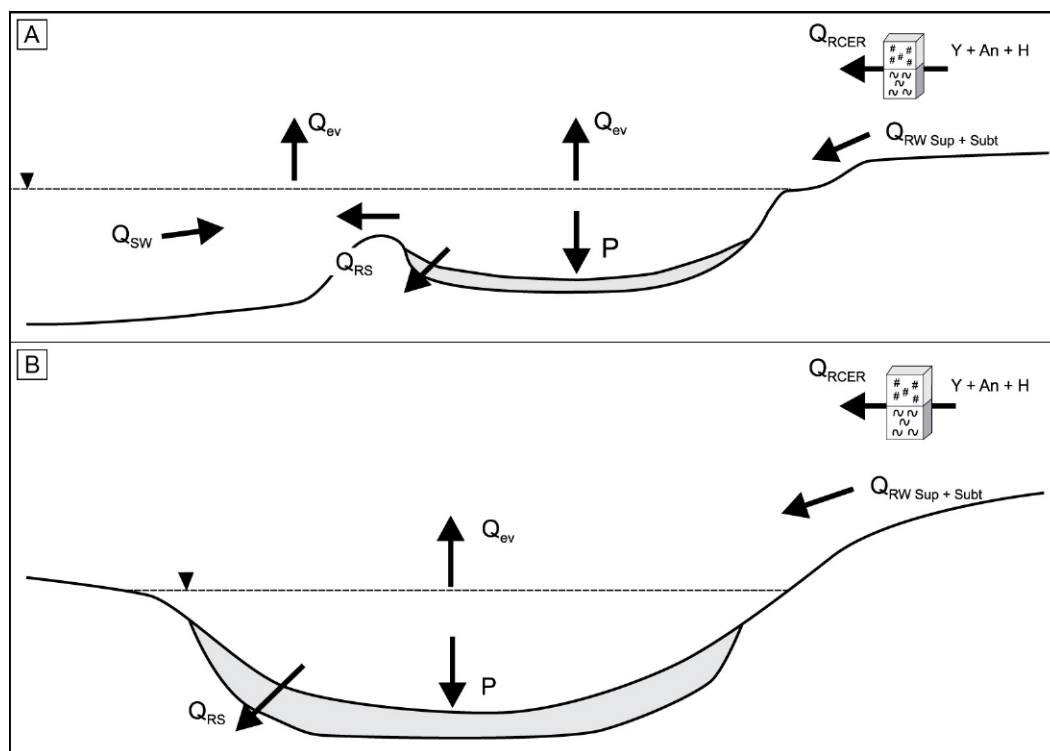


Figura 17. Modelo conceptual de flujos de ingresos y egresos en la cuenca evaporítica huitriniana (basado en Cendón *et al.* 2003, 2004). **(a)** Durante la Facies Anhidrita y parcialmente en la Facies Salina Concentradora, asimilable a una cuenca abierta hidrológicamente. **(b)** Durante las Facies de Sales Amargas y Salina Terminal, asimilable a una cuenca cerrada hidrológicamente. Referencias: 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 y/o infiltración al acuífero. Q_{EV} : Salida por evaporación. P: Minerales precipitados.

Figure 17. Conceptual model of the input and output flows in the studied evaporitic basin (based on Cendón *et al.* 2003, 2004). **(a)** Inferred conditions during the Facies Anhidrita formation and partially in the Facies Salina Concentradora, which corresponds to a hydrologically open basin. **(b)** Inferred conditions during the formation of the Facies de Sales Amargas and the Facies Salina Terminal, which correspond to a hydrologically closed basin. References: Q_{SW} : seawater recharge. Q_{RW} : continental superficial and groundwater recharge. Q_{RCER} : continental recharge of recycled marginal evaporites (Y - gypsum, An - anhydrite, H - halite). Q_{RS} : leakage by open sea reflux or infiltration to the aquifers. Q_{EV} : left for evaporation. P: mineral precipitates.

pálido nuboso (Fig. 11c). 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. Una mención merece el hierro y el magnesio, ya sea por su conspicua presencia (Fe), como por su ausencia (Mg) en las evaporitas amargas, dadas sus concentraciones en el agua de mar (Stewart, 1963). 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 (Braitsch, 1971; Sonnenfeld, 1989). Por su parte para el magnesio se han planteado dos abatimientos, uno generado por reflujos, ya sea su migración hacia el ámbito marino normal, o por percolación hacia sustratos subyacentes, y otro porcentaje por captura del magnesio de la salmuera, en la transformación del material silicoclástico en arcillas magsianas (Sonnenfeld, 1989, 1992a,b).

El ciclo de sales amargas culmina con el ingreso de aguas subsaturadas que diluye la salmuera progresivamente. Silicoclásticos finos aportado en los aluviones, o en partes, un residuo del lavado de las sales, se deposita en láminas intercaladas hacia el tope de la silvinita, protegiéndola de una mayor erosión. A

su vez, la salmuera diluida, dejó un breve intervalo de halita reciclada, con halita limpia suprayacente, al cual le siguió un banco anhidrítico, dando inicio a la última fase de la secuencia evaporítica del Miembro Troncoso Superior, representada por la Facies Salina Terminal.

La Facies Salina Terminal registra tres ciclos evaporíticos (Fig. 12), 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, la anhidrita fue seguida por halita limpia, que incorporó silicoclásticos finos en sentido ascendente, 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 (Fig. 15), y se dan condiciones típicas de un ambiente de barreal salino (Eugster, 1984; Warren, 2006) o sabkha silicoclástico costero (Schreiber y El Tabakh, 2000). El anegamiento de la salmuera libre sobre la plataforma periférica, habría limitado el transporte de terrígenos finos hacia el centro de la cuenca (Hovorka, 1987; Hovorka *et al.*, 2007), y a su vez, es posible que los bancos anhidríticos basales de los tres ciclos identificados, hayan expandido el área de salmuera libre de la cuenca evapoquímica, excediendo el límite deposicional o de preservación de la halita, como por ejemplo en la zona externa oriental de Chihuido de la Sierra Negra – El Trapial, donde hay bancos de anhidrita intercalados con arcilitas entre la Facies Anhidrita del Miembro Troncoso Superior y el Miembro La Tosca. La persistencia de los delgados bancos de anhidrita cubriendo un área >3.000 Km², sugiere que los anegamientos habrían sido rápidas transgresiones de aguas subsaturadas sobre una amplia área de una paleotopografía sumamente llana (Hovorka, 1987; Kendall y Harwood, 1996).

Los flujos de agua que generaron el evento FFi1 en la Facies Salina Concentradora, que cierran el ciclo de sales amargas y que dan inicio a la Facies Salina Terminal, dada la presencia de amplias superficies anhidríticas alteradas (brechas calcáreas y canales rellenos con arenas carbonáticas) en afloramientos del Miembro Troncoso Superior en Mendoza y en Neuquén, que denotan importantes procesos erosivos (Legarreta y Boll, 1982; Legarreta *et al.*, 1983;

Legarreta, 1985; Gabriele, 1989), permiten inferir que serían de proveniencia meteórica desde áreas emergidas (Taberner *et al.*, 2000; Warren, 2006) (Fig. 17b).

En los bancos anhidríticos (Fig. 13a,d) se habrían dado procesos alternantes de crecimiento microbial bentónico, y de depositación de yeso pelágico o de cristalización en el piso de la salmuera. Esto indica períodos no erosivos o de no enterramiento que permitió el florecimiento de las matas microbianas, alternando con momentos de sobresaturación y precipitación de yeso que las inhibió (Aref y Taj, 2012). Una vez que la salmuera libre alcanza nuevamente la fase halita, la cristalización de la halita se habría dado básicamente en el contacto sustrato-salmuera con dominio de textura interna competitiva vertical piramidal (*chevron*) y abundantes inclusiones fluidas en “v” (Fig. 13b,e). 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 corteza halítica, como sobre superficies planas u onduladas, que indican una dilución de la columna de salmuera y erosión del sustrato, y en este caso, es posible que la anhidrita sea en partes reciclada (Hardie *et al.*, 1983; Lowenstein y Hardie, 1985; Casas y Lowenstein, 1989; Handford, 1991). En este período también habría habido estadios donde el sustrato evaporítico emergía y se ponía en contacto con la atmósfera. En estas condiciones se habrían originado procesos de disolución de tipo cárstico, que por la escasa magnitud de los *pits* y *karren*, evidencia una salmuera subterránea cercana a la superficie (Hovorka, 1987; Casas y Lowenstein, 1989).

De la superposición en la columna rocosa de facies evaporíticas-clásticas finas en los sectores marginales durante la Secuencia Salina (Fig. 15b-d), se infiere 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). Se hacen manifiestas facies de barreal salino o de sabkha silicoclástico costero, que tuvo su mayor desarrollo durante la retracción de la salmuera libre en la Facies de Sales Amargas, mientras que en el proceso de dilución de la salmuera durante la Facies Salina Terminal mostró una importante impronta. 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 fangosa caótica con bancos de halita en las expansiones de la salmuera. Por el contrario, 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).

Las áreas paleodrenadas, a partir de la información analizada desde los sondeos y de la geometría en planta de las facies (Figs. 14, 15), permiten inferir que el principal sector de aportes de aguas meteóricas con silicoclásticos finos, provendrían de áreas positivas localizadas en la provincia del Neuquén. A su vez, los sectores más cercanos al arco magmático habrían aportado silicoclásticos finos vinculados a la actividad piroclástica del arco, incluyendo flujos hiperdensos.

La situación hidrológica de la cuenca evaporítica huitriniana para los estadios amargo y terminal (Fig. 17b), está basada en el modelo conceptual de ingresos y egresos de Cendón *et al.* (2003, 2004). Con el avance en la concentración de la salmuera, la cuenca se aísla de la influencia marina, es decir que se transforma en una cuenca cerrada hidrológicamente (posiblemente casi al final de la Facies Salina Concentradora), 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.

Procesos sindeposicionales y transformación de arcillas

Distintos atributos sugieren que las evaporitas del Miembro Troncoso Superior habrían sufrido cambios sindeposicionales. Cambios de este tipo se habrían producido tanto en el ambiente central, como en el marginal, donde la salmuera subterránea continuó activa modificando los sedimentos (Hovorka *et al.*, 2007). Uno de los procesos más importantes se refiere a la precipitación de cemento halítico en los espacios porales intercristalinos de la halita primaria (cúmulos, *chevron*) y cristales desplazativos intrasedimentarios en la facies de sal fangosa caótica (Hovorka *et al.*, 2007). 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

silicoclástico (y/o piroclástico) más fino por procesos de hyperhalmirólisis (Sonnenfeld, 1989; Bein *et al.*, 1991). 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 (Sonnenfeld, 1989). En sectores litorales, 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 (Warren, 2006). En este caso, se alteran esmectitas y cloritas, para desarrollar illita con buena cristalinidad (Velde, 1985; Warren, 2006). Finalmente, 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 (cf. Merriman, 2002, 2006).

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), el mar interior huitriniano se desarrolló localmente en un clima árido y ventoso, en continuidad al que reinó en la cuenca durante la depositación de la facies eólica del Troncoso Inferior (Veiga *et al.*, 2005, 2011). Vientos del oeste caracterizaron el Mesozoico de la región patagónica (Compagnucci, 2011), tanto en general como en la Cuenca Neuquina en particular.

Si bien la condición climática pudo ser importante, se considera que el ambiente geotectónico también colaboró para la generación de esta sucesión evaporítica. El arco magmático conformado por un conjunto de islas volcánicas (Franzese y Spalletti, 2001), podría haber actuado como una barrera topográfica con el mar abierto proto-Pacífico, en un contexto de

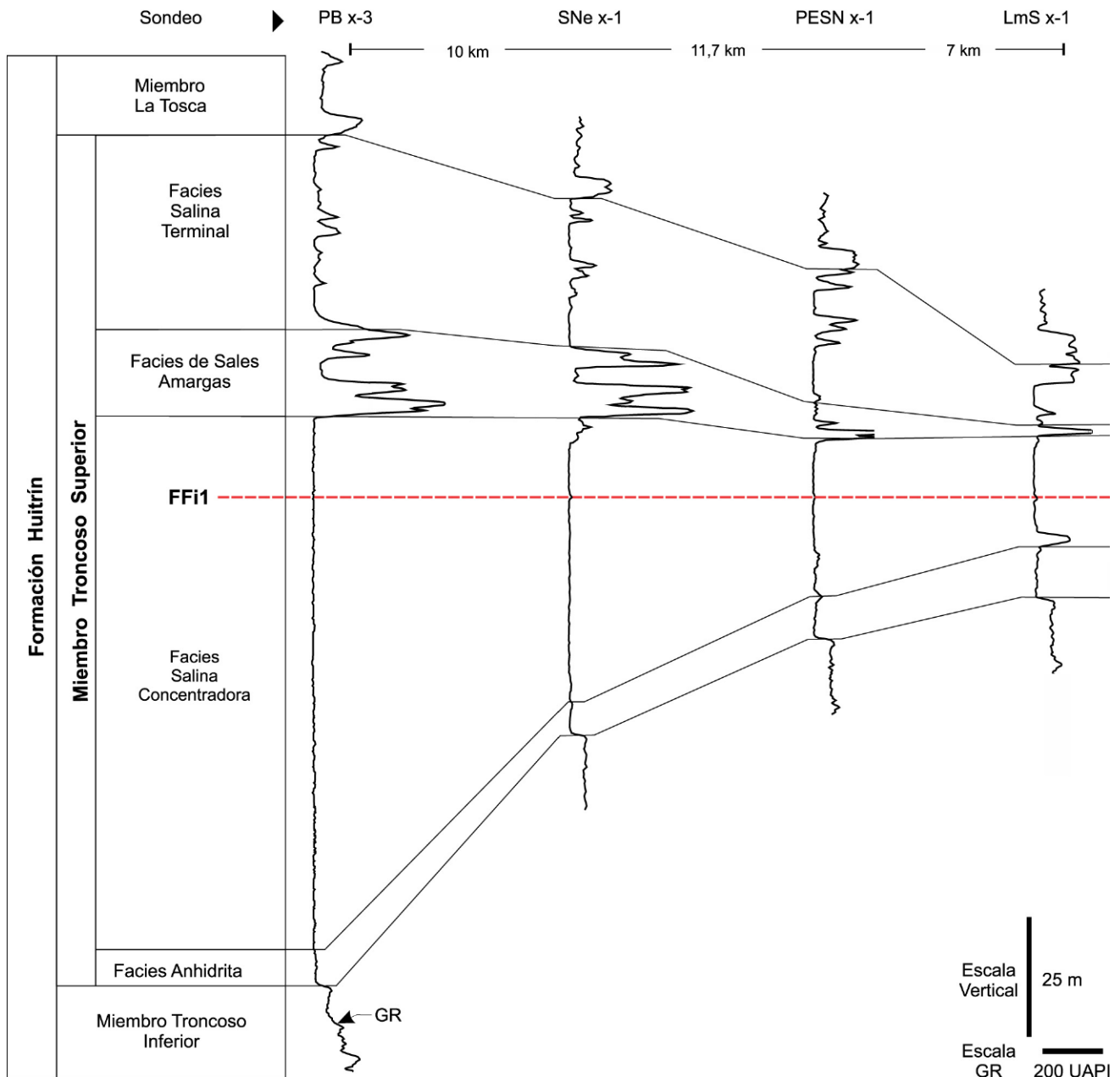


Figura 18. Asimetría de la acomodación sedimentaria durante la deposición del Miembro Troncoso Superior. Correlación sector central (sondeo PB x-3) con sectores marginales (sondeos PESN x-1 y LmS x-1). La acomodación evapoquímica en la Facies Salina Concentradora es importante al oeste, hasta la deposición del evento FFi1 (línea punteada roja), y atenuada en las facies suprayacentes de la unidad. La correlación fue nivelada en el evento FFi1.

Figure 18. Asymmetry of the accommodation during the accumulation of the Upper Troncoso Member deposits. Correlation between the central (PB x-3 well) and marginal (PESN x-1 and LmS x-1 wells) sectors of the basin. The evaporitic accommodation in the Facies Salina Concentradora is important to the west, until the deposit of the FFi1 event (red dotted line), and drastically reduced in the overlying phases (Facies de Sales Amargas and Salina Terminal). The event FFi1 is used as a horizontal datum.

un nivel marino global relativo alto (Vergani *et al.*, 2002; Veiga *et al.*, 2005; Veiga y Vergani, 2011) (Fig. 4). En este contexto geotectónico, el arco volcánico 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 (Kendall, 1984; Kendall y Harwood, 1996; Schreiber y El Tabakh, 2000; Warren, 2006). A su vez, este contexto habría contribuido con una retención parcial a total del refluo 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 refluo por infiltración en el sustrato de la cuenca (Brantley y Donovan, 1990; Sanford y Wood, 1991). Por la posición de la cuenca a sotavento del arco magmático, los vientos predominantes del oeste habrían llegado como vientos desecantes sobre la salmuera libre, favoreciendo el desarrollo evaporítico (Stewart, 1963; Hay, 1996; Kendall *et al.*, 2003).

Su situación tectónica y paleogeográfica, vinculada a un margen continental activo y limitada al oeste por un arco magmático, que la separó del Océano proto-Pacífico, le permite ser un ejemplo único de cuenca evaporítica marina marginal. 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 y 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 y Brodtkorb, 1990; de Barrio y Vergani, 2011).

Considerando que la Ley de Walther no se usa en cuencas evaporíticas (Kendall y Hardwood, 1996), el evento de anegamiento repentino (FF11) en la Facies Salina Concentradora, por su identificación por vía eléctrica en la mayoría de los sondeos (Fig. 15), permite identificar una precipitación evaporítica sincrónica o casi sincrónica en toda la cuenca (Hovorka, 1987; Sonnenfeld, 1992b). Este sincronismo propuesto permite definir una "línea de tiempo" (Hovorka, 1987; Sonnenfeld, 1992b) para analizar el ajuste de la acomodación sedimentaria de la cuenca hasta ese momento (Fig. 18) (subsistencia diferencial *sensu* Sonnenfeld, 1992b). Durante la Facies Anhidrita y la Facies Salina Concentradora, 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 subsistencia sinsedimentaria diferencial. Una vez que cristalizaron las salmueras más densas (Facies de Sales Amargas), que se acomodaron a los

sectores más deprimidos o subsidentes de la cuenca, el proceso de dilución de la salmuera (Facies Salina Terminal), se desarrolla sobre una superficie de bajo gradiente y deja un registro con escasa variación de espesores.

CONCLUSIONES

La presente investigación ha permitido alcanzar las conclusiones que se detallan a continuación.

1. El Miembro Troncoso Superior se vincula a una cuenca evaporítica marina marginal.
2. El arco magmático que la separó del Océano proto-Pacífico, actuó como una barrera topográfica con el mar abierto, que permitió el influjo de agua de mar continuo, aunque limitado, y a su vez, habría contribuido con una retención parcial a total del refluo en la cuenca.
3. El clima habría sido árido y ventoso, en un contexto *greenhouse* del Cretácico Inferior. La posición de la cuenca a sotavento del arco magmático, habría contribuido con vientos desecantes provenientes del oeste.
4. La depositación de sales siguió un proceso de concentración y dilución evapoquímica de una salmuera marina, que permitió identificar distintas facies evaporíticas como unidades informales del Miembro Troncoso Superior. Un horizonte de anhidrita en la base que fue identificado como Facies Anhidrita, el cual cubrió una importante área occidental de la Cuenca Neuquina. Le siguió un 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, la cual constituyó la mayor restricción de la salmuera libre. Culmina la secuencia salina con la dilución de la salmuera, que expandió el área deposicional, e identificado como Facies Salina Terminal.
5. En la faja periférica a la cubeta con salmuera perenne o libre, se habrían desarrollado facies de sabkha con matas microbianas bentónicas durante la Facies Anhidrita, mientras que en las facies salinas se habrían generado depósitos de barreal salino o de sabkha silicoclástico.
6. Cambios sindeposicionales o ligeramente posdeposicionales se habrían dado tanto en el ambiente depocentral, 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 fangosa caótica, reemplazos en la mineralogía evaporítica (deshidratación de yeso a anhidrita, transformación de la carnalita a silvita) y procesos de hyperhalmirólisis en el material silicoclástico fino, con la formación de clorita e illita y sus interestratificados con esmectitas.

7. 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 proto-Pacífico.

Agradecimientos:

Agradezco al Dr. Luis A. Spalletti por la lectura crítica del manuscrito y 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 por brindar la autorización para la vista de información de las empresas petroleras. A su vez, agradecer a las autoridades y personal de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (hoy YPF 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 la 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 del trabajo. Se reconoce al Comité Editorial de LAJSBA, a los árbitros ('anónimo' y al Dr. Federico Ortí) por las oportunas sugerencias que contribuyeron a mejorar sustancialmente el trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre-Urreta M.B., D.G. Lazo y P.J. Pazos, 2008. Variaciones en

- la paleosalinidad de la Formación Agrio (Cretácico inferior) de la Cuenca Neuquina. *17º Congreso Geológico Argentino* Actas:743-744, Jujuy.
- Aguirre-Urreta M.B., D.G. Lazo, M. Griffin, V. Vennari, A.M. Parras, C. Cataldo, R. Garberoglio y L. Luci, 2011. Megainvertebrados del Cretácico y su importancia bioestratigráfica. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: 465-488. Neuquén.
- Aref M.A.M. y R.J.A. Taj, 2012. 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*. DOI 10.1007/s12517-012-0684-5.
- Argüello-Scotti A. y G.D. Veiga, 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* 22:29-46.
- Arthurton R.S., 1973. Experimentally produced halite compared with Triassic layered halite-rock from Chespire, England. *Sedimentology* 20:145-160.
- Babel M., 2004a. Model for evaporite, selenite and gypsum microbialite deposition in ancient saline basins. *Acta Geologica Polonica* 54:219-249.
- Babel M., 2004b. Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown saline basin. *Acta Geologica Polonica* 54:313-337.
- Balod M., 1999. Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza – Neuquén. En E.O. Zappettini (Ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR Anales 35:1077-1081. Buenos Aires.
- Barbieri M., M.K. de Brodtkorb, S. Ametrano y V. Ramos, 1981. Datos isotópicos de Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ relacionados a los yacimientos de celestina y baritina de la Formación Huitrín, Provincia del Neuquén. *8º Congreso Geológico Argentino Actas* 2:787-796, San Luis.
- Bein A., S.D. Hovorka, R.S. Fisher y E. Roedder, 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* 61:1-14.
- Bengochea J.D. y V. Padula, 1993. Evaluación Geológica - Económica del Proyecto Potasio Río Colorado, Mendoza, Argentina. *6º Congreso Nacional de Geología Económica y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica*. Actas: 253-261, San Juan.
- Betejtin A., 1977. *Curso de Mineralogía*. Ed. Mir. 739 pp.
- Braitsch O., 1971. *Sal Deposits. Their Origin and Composition*. Springer-Verlag, 297 pp.
- Brantley S.L. y B. Donovan, 1990. Marine evaporites, bittern seepage, and the genesis of subsurface brines. *Chemical Geology* 84:187-189.
- Brodtkorb M.K. de, y J.C. Danieli, 2011. Yacimientos de baritina y celestina. En Leanza H.A., C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: 745-754. Neuquén.
- Brodtkorb M.K. De; V. Ramos y S. Ametrano, 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina - baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico, Provincia del Neuquén, Argentina. *II Congreso Iberoamericano de Geología Económica Actas* 2:143-

- 168, Buenos Aires.
- Brodtkorb M.K. de; J.C. Danieli, R.E. De Barrio, R.O. Etcheverry y A. Giusiano**, 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 y J. Ferreira De Sousa (Eds.), *Recursos Minerales y Energéticos del Cretácico de América Latina* Actas:1-24.
- Brodtkorb M.K. de; M. Barbieri, K. Zák, J. Hladiková, C. Tassinari, S. Ametrano, A. Giusiano, A.O. Etcheberry, R.E. De Barrio, M. Del Blanco y J.C. Danielli**, 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.
- Casas E. y T.K. Lowenstein**, 1989. Diagenesis of saline pan halite: Comparison of petrographic features of Modern, Quaternary and Permian halites. *Journal of Sedimentary Petrology* 59:724-739.
- Cendón D.I., C. Ayora, J.J. Pueyo y C. Taberner**, 2003. The geochemical evolution of the Catalan potash subbasin, South Pyrenean foreland basin (Spain). *Chemical Geology* 200:339-357.
- Cendón D.I., T.M. Peryt, C. Ayora, J.J. Pueyo y C. Taberner**, 2004. The importance of recycling processes in the Middle Miocene Badenian evaporite basin (Carpathian foredeep): palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 212:141-158.
- 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.
- Danieli J.C., A. Giusiano, M. Barbieri y M.K. de Brodtkorb**, 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. Buenos Aires.
- De Barrio R.E. y G.D. Vergani**, 2011. Las mineralizaciones de celestina-baritina y la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincia del Neuquén. *18º Congreso Geológico Argentino*, Actas en CD, 1084-1085. Neuquén.
- Digregorio J.H. y M.A. Uliana**, 1980. Cuenca Neuquina. En Turner J.C.M. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 2:985-1032. Córdoba.
- Digregorio R.E., C.A. Gulisano, A.R. y S.A. Minniti**, 1984. Esquema de la Evolución Geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus Implicancias Paleogeográficas. *Noveno Congreso Geológico Argentino*, Actas 2:147-162, Buenos Aires.
- Dupraz C., R.P. Reid, O. Braissant, A.W. Decho, R.S. Norman y P.T. Visscher**, 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews*, 96:141-162.
- Eugster H.P.**, 1982. Climatic significance of lake and evaporite deposits. En *Climate in Earth History*. National Academy Press, Studies in Geophysics:105-111.
- Eugster H.P.**, 1984. Geochemistry and sedimentology of marine and nonmarine evaporites. *Eclogae Geologicae Helveticae* 77:237-248.
- Farías M.E., M. Contreras, M.C. Rasuk, D. Kurth, R. Flores, D.G. Poiré, F. Novoa y P.T. Visscher**, 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.
- Föllmi K.B.**, 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research* 35:230-257.
- Föllmi K.B., M. Bôle, N. Jammet, P. Froidevaux, A. Godet, S. Bodin, T. Adatte, V. Matera, D. Fleitmann y J.E. Spangenberg**, 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.
- Franzese J.R. y L.A. Spalletti**, 2000. Extensión continental y formación de cuencas marginales mesozoicas en los Andes meridionales (30°LS – 40°LS). *2º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8ª Reunión Argentina de Sedimentología*. Resúmenes 76-77, Mar del Plata.
- Franzese J.R. y L.A. Spalletti**, 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., L.A. Spalletti, I. Gómez Pérez y D. Macdonald**, 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.
- Gabriele N.A.**, 1987. *Información básica de manifestaciones de sales de potasio, fosforitas y azufre*. Consejo de Planificación y Acción para el Desarrollo del Neuquén (COPADE), 56 pp. (inédito).
- Gabriele N.A.**, 1989. Geología de la Caverna de Reñi (Dpto. Ñorquín, Neuquén). *Revista Salamanca* 5:21-27. Buenos Aires.
- 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* 47:305-316.
- Gabriele N.A.**, 1999. 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.
- Gómez J.**, 2014. Sales de potasio del Miembro Troncoso Superior (Formación Huitrín, Cretácico Inferior, cuenca Neuquina): estratigrafía y paleoambiente. *XIV Reunión Argentina de Sedimentología* Actas:125-126, Puerto Madryn.
- Gómez J., C. Monardez y M. Balod**, 2011a. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino, 189-198, Neuquén.
- Gómez J., C. Monardez y M. Balod**, 2011b. Características texturales y estructurales del Miembro Troncoso Superior, Formación Huitrín, Cuenca Neuquina, Malargüe, Provincia de Mendoza. *18º Congreso Geológico Argentino*, Acta en CD, Neuquén.
- 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.M. (Ed.), *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*, Springer: 573-583.
- 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.**, 1946. *Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal*. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1:177-208. 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 2:349-510. Buenos Aires.
- Gutiérrez Pleimling A.R., G. Olea; M. Suárez y M. Valenzuela**, 2011a. El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 175-188.
- Gutiérrez Pleimling A.R., G. Olea; M. Suárez y M. Valenzuela**, 2011b. Miembro Chorreado: Arquitectura y facies en la región de Cañadón Amarillo. *18° Congreso Geológico Argentino*, Actas en CD, Neuquén.
- Handford C.R.**, 1981. Coastal Sabkha and salt pan deposition of the Lower Clear Fork Formation (Permian), Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 51:761-778.
- Handford C.R.**, 1991. Marginal marine halite: Sabkhas and Salinas. Chapter 1. En J.L. Melvin (Ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Elsevier Development in Sedimentology 50:1-66.
- Hardie L.A., T.K. Lowenstein y R.J. Spencer**, 1983. The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporites. En Schreiber B.Ch. y Harner, H. L. (Eds.). *Sixth International Symposium on Salt* 1:11-39. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- Hay W.W.**, 1996. Tectonics and climate. *Geologische Rundschau* 85:409-437.
- Hovorka S.**, 1987. Depositional environments of marine-dominated bedded halite, Permian San Andres Formation, Texas. *Sedimentology* 34:1029-1054.
- Hovorka S., R.M. Holt y D.W. Powers**, 2007. Depth indicators in Permian Basin evaporites. En B.C. Schreiber, S. Lugli y M. Babel (Eds.), *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications 285:335-364.
- Howell J., E. Schwarz, L. Spalletti y G. Veiga**, 2005. The Neuquén Basin: An Overview. En G. Veiga, L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London Special Publication 252:1-14.
- Hsü K.J.**, 1972. Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean Evaporite. *Earth Sciences Review* 8:371-396.
- Jenkyns H.C., L. Schouten-Huibers, S. Schouten y J.S. Sinninghe Damsté**, 2012. Warm Middle Jurassic-Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean. *Climate of the Past* 8:215-226.
- Kendall A.C.**, 1984. Evaporites. En R.G. Walker (Ed), *Facies Models*, 2^{da} Edición. Geoscience Canada Ed.: 259-296.
- Kendall A.C., y G.M. Harwood**, 1996. Marine evaporites: arid shorelines and basins. En H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd. Ed., Blackwell Scientific Publications, Oxford: 5-36.
- Kendall C.G.ST.C., P. Lake, H.D. Weathers III, V. Lakshmi, J. Althausen y A.S. Alsharhan**, 2003. Evidence of rain shadow in the geologic record: Repeated evaporite accumulation at extensional and compressional plate margins. En A.S. Alsharhan, W.W. Wood, A.S. Goudie, A. Fowler y E.M. Abdellatif (Eds.), *Desertification in the Third Millennium*, Swets y Zeitlinger Publishers, Lisse: 45-52.
- Kinsman D.J.J.**, 1976. Evaporites: Relative humidity control of primary mineral facies. *Journal of Sedimentary Petrology* 46: 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.
- Kyle J.R. y H.H. Posey**, 1991. Halokinesis, cap rock development, and salt dome mineral resources. Chapter 5. En: Melvin J.L. (Ed.). *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Elsevier, Developments in Sedimentology 50: 413-474.
- 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. y C.A. Hugo**, 2011. Las Formaciones La Amarga y Lohan Cura (Cretácico temprano) en el Depocentro de Picún Leufú. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino:223-230. Neuquén.
- 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 adj., Buenos Aires. Disponible en la Biblioteca Digital de la FCEN-UBA www.digital.bl.fcen.uba.ar, (inédito).
- Legarreta L. y A. Boll**, 1982. *Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo*, Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Mendoza, 77 pp. (inédito).
- Legarreta L., G. Olea, G. Peroni y A.S. De Bustamante**, 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, Plaza Huincul, 20 pp. (inédito).
- Lescano M.A., D.G. Lazo, C.S. Cataldo, M.B. Aguirre-Urreta y A. Concheyro**, 2015. Primer hallazgo de nanofósiles calcáreos en el Miembro La Tosca, Formación Huitrín, Sierra de Cara Cura, Mendoza. *Reunión de Comunicaciones "60 años (1955-2015)" de la Asociación Paleontológica Argentina (RCAPA 2015)*. Resúmenes:71-72, Mar del Plata.
- Littler K., S.A. Robinson, P.R. Bown, A.J. Nederbragt y R.D. Pancost**, 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience* 4:169-172.
- Lowenstein T.K. y L.A. Hardie**, 1985. Criteria for the recognition of salt-evaporites. *Sedimentology* 32:627-644.
- Lowenstein T.K. y R.J. Spencer**, 1990. Syndepositional origin of potash evaporites: petrographic and fluid inclusion evidence. *American Journal of Science* 290:1-42.
- Mackenzie F.T. y A.J. Andersson**, 2013. The Marine Carbon System and Ocean Acidification during Phanerozoic Time. *Geochemical Perspectives* 2:1-244.
- Merriman R.J.**, 2002. The magma-to-mud cycle. *Geology Today* 18:67-71.
- Merriman R.J.**, 2006. Clay minerals and sedimentary basin history. *Macla* 6: 25-26.
- Musacchio E. y P.S. Vallati**, 2000. La regresión del Barremiano-Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina). *9° Congreso Geológico Chileno* Actas 2:230-234, Punta Varas.
- Olea G., M. Suárez y M. Valenzuela**, 2011. El Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Cretácico temprano). En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 199-203.
- Pérez de Fachini A.**, 1979. *Estudio Estratigráfico del Grupo Rayoso*

- y sus posibilidades económicas en el sector Norte de la Cuenca Neuquina. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Plaza Huincul, 13 pp. (inédito).
- Petrash D.A., M.K. Gingras, S.V. Lalonde, F. Orange, E. Pecoits y K.O. Konhauser**, 2012. Dynamic controls on accretion and lithification of modern gypsum-dominated thrombolites, Los Roques, Venezuela. *Sedimentary Geology* 245-246:29-47.
- Price G.D., I. Fłzy, N.M.M. Janssen y J. Pálffy**, 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.
- Ramos V.A. y M.K. de Brodtkorb**, 1990. The barite and celestite metallotects of the Neuquén retroarc basin, central Argentina. En L. Fontboté, G.C. Amstutz, M. Cardozo, E. Cedillo, J. Frutos (Eds.), *Stratabound Ore Deposits in the Andes*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 599-613.
- Ramos V.A., A. Folguera y E. García Morabito**, 2011. Las Provincias Geológicas del Neuquén. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: 317-326. Neuquén.
- Robles D.E.**, 2005. El descubrimiento de silvita en la Formación Huitrín (Cretácico inferior) Pozo YFENCG.x-1 (Cerro Guillermo) Sector Surmendocino de la Cuenca Neuquina. 16º Congreso Geológico Argentino Actas en CD Room, La Plata.
- Roedder E.**, 1984. The fluids in salt. *American Mineralogist* 69:413-439.
- Roulston B.V. y D.C. Waugh**, 1983. Stratigraphic comparison of the Mississippian Potash Deposits in New Brunswick, Canada. En B.Ch. Schreiber y H. L. Harner (Eds.), *Sixth International Symposium on Salt*. T.I: 115-129. The Salt Institute, Alexandria, VA.
- Sanford W.E y W.W. Wood**, 1991. Brine evolution and mineral deposition in hidrologically open evaporite basins. *American Journal of Science* 291:687-710.
- Schlumberger**, 1989. *Principios / Aplicaciones de la Interpretación de Registros*. Ed. Schlumberger Educational Services, 198 pp.
- Schmalz R.F.**, 1969. Deep-Water Evaporite Deposition: A Genetic Model. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 53:798-823.
- Schreiber B.C. y M. El Tabakh**, 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* 47:215-238.
- Serra O.**, 1990. *Análisis de ambientes sedimentarios mediante perfiles de pozo*. Schlumberger, 272 pp.
- Serra O.**, 1991. *Arcilla, limo, arenisca, pelita. Una guía para la identificación de perfiles de pozo de depósitos silicoclásticos*. Schlumberger, 159 pp.
- Smith D.B.**, 1971. Possible displacive halite in the Permian Upper Evaporite Group of Northeast Yorkshire. *Sedimentology* 17:221-232.
- Sonnenfeld P.**, 1989. Genesis of Evaporites. Part. I. En Sonnenfeld P. y Perthuisot J.P., *Brines and evaporites*. 28º International Geological Congress, Short Course in Geology (Crawford M.L. y Padovani E., Short Course Series Editors.). American Geophysical Union, Volume 3:1-128.
- Sonnenfeld P.**, 1992a. Chemical Facies of Marine Evaporites. *Geologica Carpathica* 43:3-14.
- Sonnenfeld P.**, 1992b. Genesis of Marine Evaporites – A Summation. *Geologica Carpathica* 43:259-274.
- Spalletti L.A., G.D. Veiga y E. Schwarz**, 2011. La Formación Agrio (Cretácico temprano) en la Cuenca Neuquina. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: 145-160. Neuquén.
- Stewart F.H.**, 1963. Marine Evaporites. Chapter Y. En: M. Fleischer (Th.Ed.), *Data of Geochemistry*. Sixth Edition. United States Government Printing Office, Washington. Geological Survey Professional Paper 440-Y: 59 pp.
- Strömbäck A., J.A. Howell y G.D. Veiga**, 2005. The transgression of an erg – sedimentation and reworking/soft-sediment deformation of aeolian facies: the Cretaceous Troncoso Member, Neuquén Basin, Argentina. En G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publications 252:163-183.
- Taberner C., D.I. Cendón, J.J. Pueyo y C. Ayora**, 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.
- Thompson J.B., S. Schultze-Lam, T.J. Beveridge y D. Des Marais**, 1997. Whiting events: biogenic origin due to the photosynthetic activity of cyanobacterial picoplankton. *Limnology Oceanography* 42:133-141.
- Uliana M.A. y L. Legarreta**, 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16:397-420.
- Uliana M.A., D.A. Dellape y G.A. Pando**, 1975a. Distribución y génesis de las Sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza, República Argentina). *Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, Actas 1:151-176, Buenos Aires.
- Uliana M.A., D.A. Dellape y G.A. Pando**, 1975b. Estratigrafía de las Sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). *2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, Actas 1: 177-196. Buenos Aires.
- Vallati P.S.**, 2002. Cretaceous palynological assemblages from northern and central Patagonia, Argentine. *3ª European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America (EMPSLA)*, Expanded Abstract 3:124-127.
- Veiga G.D. y G.D. Vergani**, 2011. El Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Danieli y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18º Congreso Geológico Argentino: 181-188. Buenos Aires.
- Veiga G.D., J.A. Howell y A. Strömbäck**, 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 G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society of London, Special Publications 252:139-162.
- Veiga R. y G. Rossi**, 1992. Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes, Dpto. Malargüe, Provincia de Mendoza. *Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología* Actas 1:71-78, Buenos Aires.
- Velde B.**, 1985. *Clays Minerals. A Physico-Chemical Explanation of their Occurrence*. Development in Sedimentology 40. Elsevier,

427 pp.

- Vergani G., G. Selva y D. Boggetti**, 2002. Estratigrafía y modelo de facies del Miembro Troncoso Inferior, Formación Huitrín (Aptiano), en el Noroeste de la Cuenca Neuquina, Argentina. *15º Congreso Geológico Argentino Actas* 1:613-618, Calafate.
- Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti y H.J. Welsink**, 1995. Tectonic evolution and paleogeography the Neuquén Basin Argentina. En A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62:383-402.
- 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., 2006**. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer Ed., 1035 pp.
- Warren J.K., 2010**. Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews* 98:217-268.
- Yates K.K. y L.L. Robbins**, 1998. Production of carbonate sediments by a unicellular green alga. *American Mineralogist* 83:1503-1509.
- Zencich S., I. Brissón, F. Dzelalija, A. Galarza y M. Marteau**, 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, Mar del Plata.
- Zhang H., L. Chenglin, Y. Zhao, S. Mischke, X. Fang y T. Ding**, 2015. Quantitative temperature records of mid Cretaceous hothouse: Evidence from halite fluid inclusions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 437:33-41.