

ANÁLISIS DE SUBSIDENCIA DE LA CUENCA DE LAS SALINAS, SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

Edgardo A. AZEGLIO¹, Mario E. GIMÉNEZ^{1,2} y Antonio INTROCASO^{2,3}

¹ Instituto Geofísico y Sismológico Fernando Volponi. Fac. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. U.N.S.J. Av. J. I. de la Roza y Meglioli S/N, Rivadavia, San Juan, (5400). Emails: estudioazeglio@yahoo.com.ar, mgimenez@unsj-cuim.edu.ar

² CONICET.

³ Instituto Física de Rosario. Facultad de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura. UNR. Av. Peregrini 250 Rosario (2000). Email: geofisic@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN

En el presente trabajo se ha evaluado la subsidencia total de la cuenca de Las Salinas mediante diagramas tiempo - profundidad, considerando la subsidencia inicial, por carga y termotectónica. También se calculó la velocidad de subsidencia interválica en función del tiempo geológico. El área en estudio se ubica aproximadamente entre los paralelos 31°17'S y 32°40'S y los meridianos 66°38'W y 67°48'W en las cercanías de la localidad de Marayes, en el sitio denominado cuenca de Las Salinas. Los diagramas tiempo - profundidad permitieron relacionar cambios en la velocidad de subsidencia de la cuenca durante el proceso distensivo del Mesozoico y el actualmente compresional a la cual esta sometida, obteniéndose valores concordantes con áreas circundantes. Como resultado del análisis se encontró que la velocidad de subsidencia inicial fue de 0,0017 mm/año en el Carbonífero, la que fue aumentando lentamente hasta alcanzar los 0,00875 mm/año en el Cretácico. Este incremento disminuye sensiblemente durante el Cretácico superior, para posteriormente incrementarse abruptamente en el Terciario (0,043 mm/año). Este régimen se mantiene durante el Plioceno a Mioceno, alcanzando valores promedios de 0,269 mm/año, culminando con valores de 0,0973 mm/año. De la comparación entre ambos diagramas de subsidencia se observan distintos ritmos de sedimentación entre el sector norte y sur de la cuenca que podría ser la consecuencia de un fallamiento en el basamento. La comparación de estos valores con los obtenidos en la cuenca de Beazley indican que si bien los valores de subsidencia inicial y ritmo de sedimentación fueron similares. El inicio de la subsidencia en la cuenca de Beazley, se produjo con posterioridad (en el Triásico). La componente termotectónica en ambas cuencas es similar a pesar que el gradiente térmico normal de la zona aumenta sensiblemente en dirección sur.

Palabras clave: *Subsidencia, Diagramas tiempo - profundidad, Cuenca de Las Salinas, Sierras Pampeanas.*

ABSTRACT: *Subsidence analysis of the Las Salinas Basin, western Sierras Pampeanas.* In the present work the total subsidence of Las Salinas basin has been evaluated through time-depth diagrams, where the initial subsidence by load and thermotectonics were analyzed. The subsidence interval velocity was also calculated in function of the geologic time. The area under study is limited by the geographic coordinates of 31°17' and 32°40'S latitude and 66°38' and 67°48'W longitude, in the neighborhood of Marayes locality, in Las Salinas basin. The time-depth diagrams discriminate velocity changes of the basin subsidence rate during the extensional tectonics, and the present day dominant compressional process. The calculated results are in agreement with other regional rates. The obtained rates were: An initial subsidence velocity of 0.0017 mm/year during the Carboniferous period. This velocity had a constant and slow increase during Triassic and early Cretaceous times reaching mean values of 0.00875 mm/year in this last stage. The subsidence rate sensibly decreases during the late Cretaceous, and most part of the Tertiary. Subsequently a sudden change is observed during Pliocene - Miocene times reaching average values of 0.269 mm/year, and ending with rates of 0.0973 mm/year. The time-depth diagrams also show different subsidence rates from the northern and the southern parts of the basin, which could be the consequence of active basement faults during sedimentation. The initial subsidence and sedimentation rates were similar when these results are compared with Beazley Basin data, but the beginning of subsidence in Beazley Basin was later (Triassic time). The thermotectonic subsidences in both basins are similar, although the normal geothermal gradient of the area increases sensibly to the south.

Keywords: *Subsidence, Time - depth diagrams, Las Salinas basin, Sierras Pampeanas.*

INTRODUCCIÓN

Rasgos geológicos y estructurales

La cuenca de Las Salinas se ubica en el

extremo noroeste de la provincia de San Luis, se extiende entre las sierras de Valle Fértil y los Llanos en las direcciones oeste y este respectivamente. Limita al sur con la dorsal de San Pedro y se prolonga

hacia el norte alcanzando el extremo sur de la provincia de La Rioja (Fig. 1).

En líneas generales su estructura corresponde a una serie de anticlinales asimétricos de rumbo nor-noreste cuyos flancos

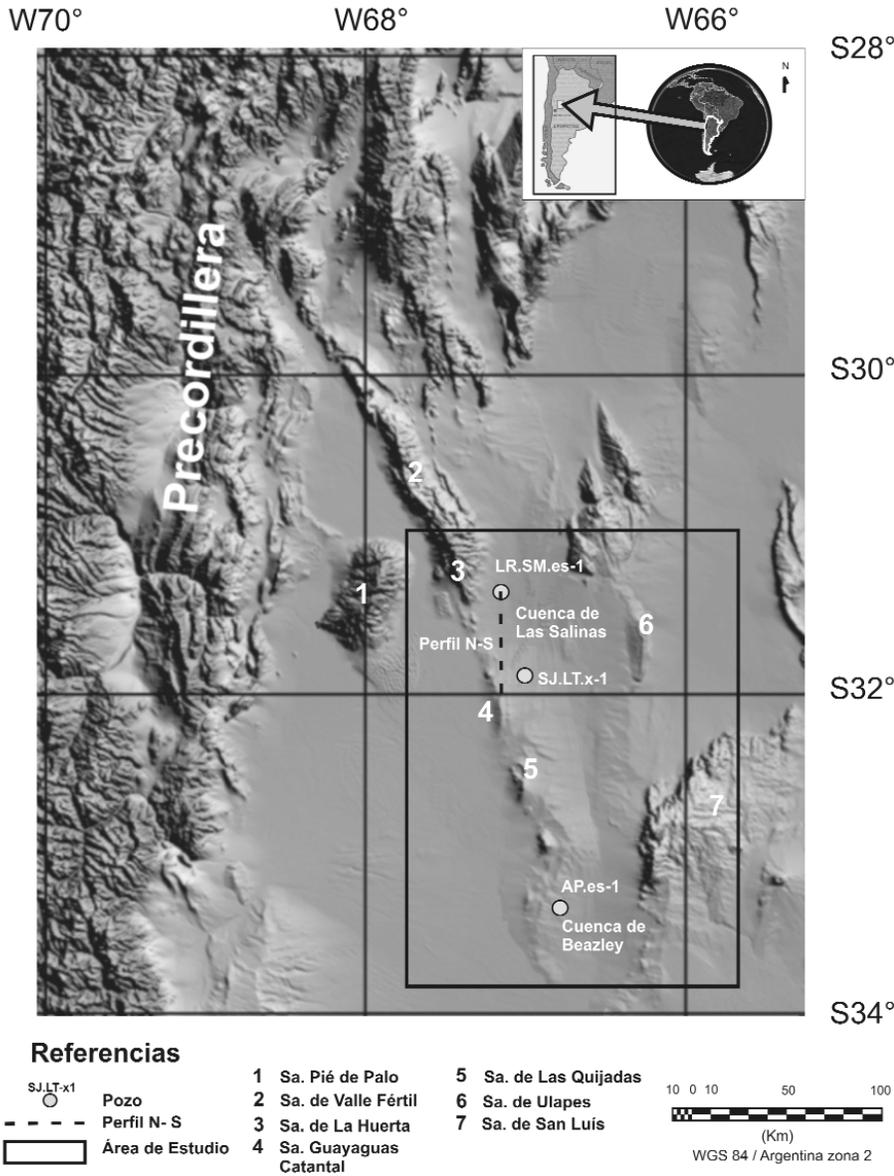


Figura 1: Ubicación de los pozos y perfil considerados en este estudio.

occidentales están truncados por fallas inversas paralelas al eje del anticlinal (Criado Roque *et al.* 1981). Estos anticlinales se extienden unos 40 km aproximadamente hasta la pampa de las Salinas. La cuenca ha sido considerada como tafrogénica. Tuvo un origen traccional, cambiando hacia fines del Cenozoico a compresional, como se observa en la fracturación inversa y profunda que eleva rocas mesozoicas y terciarias a nivel de superficie (Criado Roque *et al.* 1981).

Los estudios sísmicos realizados por YPF y Texaco, muestran que estas estructuras anticlinales falladas delimitan

por lo menos cuatro bloques por medio de fracturas longitudinales. Estos bloques afectan la cubierta sedimentaria, que en el extremo norte sobrepasa los 3.500 m de espesor. La región muestra un acortamiento por compresión de la cuenca que afectó a la cubierta sedimentaria (Criado Roque *et al.* 1981).

Otro elemento estructural a tener en cuenta es la dorsal de San Pedro que forma el límite sur de la cuenca de Las Salinas, separándola de la cuenca de Beazley. Como estructura, la dorsal de San Pedro es un umbral que se encuentra activado, por lo menos desde el Cretácico,

que ha controlado la sedimentación de las cuencas adyacentes. Tiene rumbo este-oeste y está formado por dos bloques pequeños limitados por las fallas de General Roca y otra falla más pequeña, paralela a esta, localizada al este (Criado Roque *et al.* 1981).

La columna sedimentaria que colmata la cuenca de la Salinas y cuencas aledañas se ha representado en la figura 2 y el detalle de la misma, para la zona de estudio, se resume en el cuadro 2.

Metodología

Se contó con una base de datos de pozo propiedad del Instituto Sismológico Geofísico Volponi, perteneciente a la Universidad Nacional de San Juan, que recopila información de trabajos realizados en la zona por distintas compañías petroleras. Para la realización de este trabajo en particular los datos se obtuvieron del legajo de pozo perteneciente a la perforación SJ.LT.x-1, de un perfil geológico de dirección norte - sur que se extiende desde la sierra del Gigante hasta la pampa de Las Salinas (Fig. 3) el cual ha incorporando los datos de pozo de la perforación LR.SM.es-1, los perfiles geológicos de pozos realizados por la empresa Eurocam S.A. y los perfilajes geofísicos que realizó la empresa Schumberger.

La subsidencia puede englobar a más de un mecanismo que posibilita su inicio y posterior desarrollo. Los mecanismos actuantes pueden ser por atenuación cortical, flexión de la litósfera, termotectonismo o una combinación de estos en un espacio determinado y distribuidos en un intervalo de tiempo (Dickinson 1983).

Entre los procesos secundarios se encuentran: la conducción térmica horizontal en la corteza, la carga sedimentaria y el comportamiento térmico de las rocas que colmatan la cuenca (Royden *et al.* 1983). Por lo tanto la subsidencia es el resultado de la disipación de tensiones en la corteza independientemente del mecanismo que la origine.

Una forma de analizar la subsidencia es a partir de técnicas estratigráficas cuantita-

tivas, que permiten la construcción de diagramas tiempo - profundidad a partir de datos de perforaciones, tales como litología, espesores y edades formacionales. Como datos adicionales se pueden considerar velocidades sísmicas, densidades, mapas isobáticos o valores de porosidad que sirven para ajustar con más precisión el modelo. Estos diagramas permiten visualizar fundamentalmente los movimientos descendentes del basamento en diferentes intervalos del tiempo geológico y separar de la subsidencia total, la subsidencia por carga litostática y la subsidencia termotectónica en función de las causas que la originan.

Las perforaciones realizadas en la zona fueron materializadas por distintas compañías de servicios petroleros bajo encargo de YPF. Los pozos usados se denominan:

SJ.LT.x-1, perforación sur, situada en la cercanía de la localidad de Las Toscas, San Juan realizada en el año 2002 con coordenadas UTM = X= 3420002 Y= 6475647 (véase ubicación en Fig. 1).

LR.SM.es-1, perforación norte, situada en la cercanía de la localidad de Mascasin, La Rioja realizada en el año 2000 con coordenadas UTM = X= 6.528.122.7, Y= 3.406.937.7 (véase ubicación en Fig. 1).

En el cuadro 1 se recopila la información utilizada para la construcción de los diagramas tiempo - profundidad. En el cuadro 2 se ha realizado una síntesis de las litologías de los pozos Salinas de Mascasin y Pampa de las Salinas según sus registros de perforación.

Diagrama tiempo - profundidad

La construcción de los diagramas tiempo - profundidad implica partir de datos presentes y realizar una retropredicción en busca de reconstruir en forma aproximada la dinámica del proceso de subsidencia, en este caso de la cuenca de las Salinas, desde el momento de su formación hasta la actualidad. Debido a que el número de variables intervinientes es grande y difícil de cuantificar se trabajó con dos premisas que simplifican la con-

CUADRO 1: Síntesis de las perforaciones, sus espesores sedimentarios.

Era	Periodo	M.a.	YPF.SJ.LT. X-1 Profundidad (m)	YPF.LR.SM. es-1 Profundidad (m)
Cuaternario	Holo - Pleistoceno	1	-93,75	-100,6
	Mioceno a Plioceno	5,3	-975	-1487,5
Terciario	Mioceno	23,7	-1635	-2304,8
		97,5	-1795	-2498,14
	Cretácico	144	-2050	-2927,55
Mesozoico	Triásico	245	-2485	-3308,51
Paleozoico	Carbonífero	360	-2690	-3494

CUADRO 2: Síntesis de las litologías de los pozos Salinas de Mascasin y Pampa de las Salinas.

Formación	Litología
Terciario Superior (Mioceno medio y superior)	Lutitas marrones a rojas con Limolitas marrón claras a rojas con un porcentaje de Anhidrita. Areniscas ocasionales (especialmente en la parte superior) de grano fino a grueso con escasos intervalos tufaceos grises.
Mioceno medio Fm. San Roque	Areniscas rojas a marrones, de grano fino a grueso intercalada con capas de lutitas, limolita gris en forma ocasional, lentes de conglomerados en la base de la unidad.
Cretacico superior Fm. Lagarcito	Areniscas rojas de grano fino a medio, con menor contenido de lutitas rojas.
Cretacico Grupo Gigante	Lutitas y Limolitas, calcáreo en parte especialmente en la mitad inferior de la unidad intercalada con estratos menores de areniscas de grano fino a conglomeradico.
Triásico Grupo Marayes	Areniscas grises a rojas especialmente en la parte superior e inferior de la sección. Lutitas marrones oscuras finamente desarrolladas con carbón en el centro de la sección.
Carbonífero Fm. Malanzan	Areniscas líticas y arcósicas gris a gris oscuro. Areniscas y conglomerados con intercalaciones de lutitas carbonosas abundantes clastos metamórficos.
Basamento	Esquistos grises a verdes frecuentes productos de meteorización tales como caolinita.

fección del modelo:

1) Consideración de masa constante, supone que desde su depositación hasta la actualidad, las formaciones no sufren pérdida o ganancia de material.

2) Se considera a las formaciones de manera unitaria, donde las características (litológicas, porosidad, densidad, etc.), se mantienen constantes en todo su espesor, aunque variables temporalmente.

Los diagramas tiempo - profundidad generalmente están integrados por cuatro curvas y un valor de subsidencia inicial:

Subsidencia inicial: Corresponde a la subsidencia ocasionada contemporáneamente con la formación de la depresión original. Representa entre el 5 y 10% de la subsidencia total.

Curva de subsidencia de pozo: Se obtiene en forma directa a partir de los espesores formacionales medidos en las perforaciones.

Curva de subsidencia total: Resulta de efectuar la corrección por compactación de los espesores de las formaciones y grafica el movimiento real del basamento o del fondo de la cuenca.

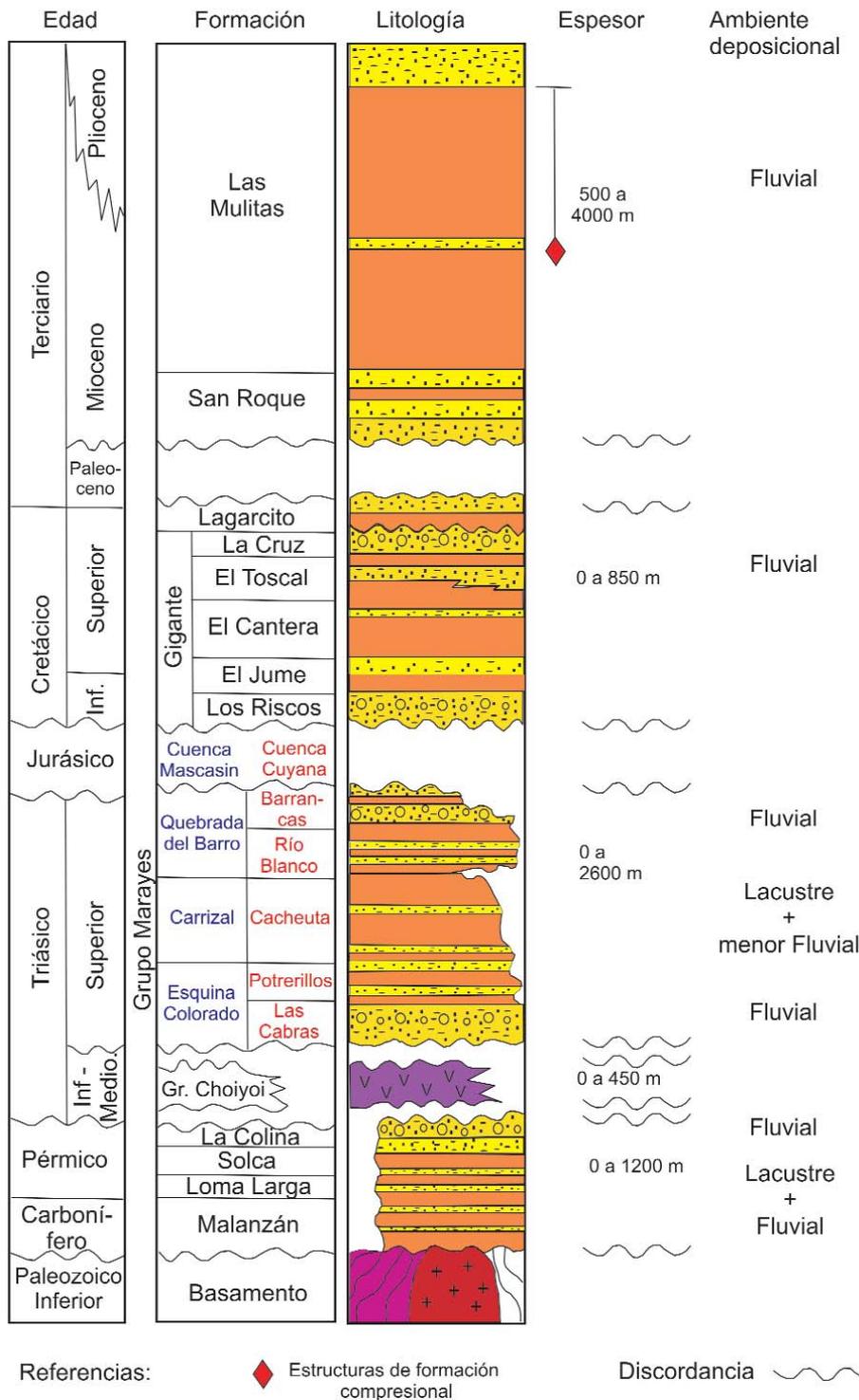
Curva de subsidencia por carga litostática: Corresponde a la subsidencia causada por la depositación de las sucesivas formaciones en el interior de la cuenca. Representa entre el 55 y 65% de la subsidencia total.

Curva de subsidencia termotectónica: Implica procesos térmicos, tales como el enfriamiento cortical y del manto superior, y procesos tectónicos que ocurren durante la formación y evolución de la cuenca. Representa entre el 30 y 35 % de la subsidencia total.

Corrección por compactación

La subsidencia total se obtuvo luego de

CUYO - ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE BOLSONES



matemáticas. Es evidente que el espesor actual de una formación no es idéntico al espesor original de la misma ya que por el solo hecho de soportar una carga litostática sufrirá compactación progresiva que dependerá de la composición litológica y la profundidad de soterramiento. Por lo tanto si queremos retrotraernos en el tiempo y llevar las condiciones a su estado inicial debemos hacerlo decompactando, estrato por estrato, las distintas formaciones encontradas en el subsuelo. En este trabajo la decompactación se efectuó en función de la variación de la relación porosidad - profundidad, técnica también aplicada en el estudio de otras cuencas (Fraga *et al.* 1990). Para obtener los espesores formacionales en distintos tiempos geológicos se aplicó la siguiente ecuación:

$$S = \sum_i \frac{(1 - \Phi_i) * T_f}{(1 - \Phi'_i)} \quad (1) \text{ Steckler y Watts (1978), Watts y Steckler (1981)}$$

S = Espesor inicial
 T_f = Espesor actual
 Φ_i = Porosidad actual
 Φ'_i = Porosidad inicial en el momento de la deposición

De la ecuación (1) surge que T_f es un dato que se obtiene de la perforación, en tanto y son incógnitas que se calculan por medio de ecuaciones.

Cálculo de porosidades

La porosidad (Φ) de un sedimento está en función directa con su litología, siendo los factores más importantes la granulometría y forma de sus clastos y la profundidad de soterramiento.

En el presente trabajo se tomaron tres materiales como base de la litología: areniscas, pelitas y rocas calcáreas y una combinación pesada de estos para representar los diferentes estratos de la columna sedimentaria obtenida de los datos de pozos. La porosidad de las formaciones se determinó mediante las siguientes ecuaciones:

Figura 2: Columna estratigráfica correspondiente al área de estudio y zonas aledañas. Los nombres estratigráficos, litologías, espesores y edades fueron compiladas de Bossi (1976), Flores (1979), Gardini *et al.* (2002), Hünnicken *et al.* (1981), Pascual y Bonesio (1981), Rivarola y Spalletti. (2006) y Snyder (1988).

realizar la decompactación de las formaciones presentes en la perforación a través de criterios geológicos (litologías, ambientes deposicionales, etc.) y ecuaciones

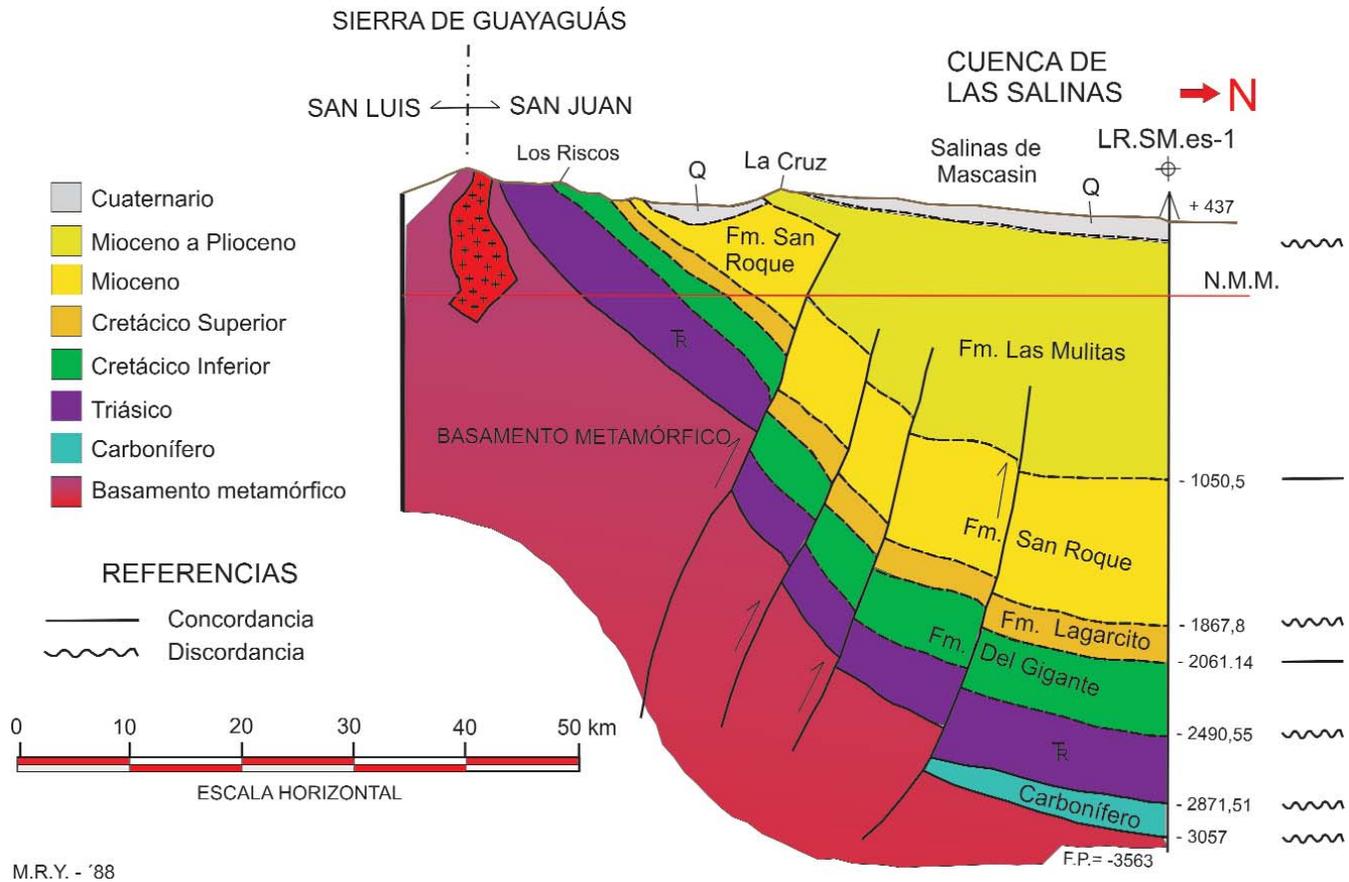


Figura 3: Perfil geológico Sierra del Gigante - Salinas de Mascasin Solamente se muestra el tramo utilizado para el presente estudio. Extraído y modificado de Criado Roque *et al.* (1981).

Para pelitas:

$$\Phi = \frac{0.7}{1 + 0.001 * Z} \quad (2) \text{ F\u00f3rmula de Horowitz (1976)}$$

Para arenas:

$$\Phi = 0.38 * e^{-5 * 10^{-5} * Z} \quad (3) \text{ F\u00f3rmula de Horowitz (1976) en Handerbol et al. (1981)}$$

Para calc\u00e1reos:

$$\Phi = 41.73 * e^{\frac{-Z}{2498}} \quad (4) \text{ Schmoker-Halley (1982)}$$

La profundidad Z se tom\u00f3 desde la boca del pozo hasta la mitad del espesor total de la formaci\u00f3n. Como la mayor parte de las formaciones litol\u00f3gicas no est\u00e1n representadas por un solo material b\u00e1sico, entonces en base a criterios geol\u00f3gicos como ubicaci\u00f3n de la perforaci\u00f3n en relaci\u00f3n a la cuenca, ambientes de deposici\u00f3n y datos complementarios de per-

foraciones se estableci\u00f3 un porcentaje de cada material para las formaciones mixtas obteni\u00e9ndose un promedio ponderado para la porosidad de estas formaciones.

La porosidad inicial (Φ_i) de las distintas formaciones se estableci\u00f3 como la porosidad que le corresponder\u00eda a la formaci\u00f3n si estar\u00eda situada a una profundidad igual a la mitad de su espesor actual medida desde la superficie.

Una vez calculados los valores de Φ_i y Φ'_i se reemplazaron en (1), se obtuvieron los espesores decompactados y con esos datos se construy\u00f3 la curva de subsidencia total (Figs. 4, 5 y 6). En ellas se aprecia que no necesariamente los sedimentos m\u00e1s antiguos sufrieron mayor porcentaje de compactaci\u00f3n, sino que dicho porcentaje est\u00e1 en funci\u00f3n de la litolog\u00eda, donde las pelitas alcanzan los valores m\u00e1s elevados (2 %) de decompactaci\u00f3n con

relaci\u00f3n a su espesor actual. Tambi\u00e9n es no-t\u00f3rico el descenso de velocidad de subsidencia en el Cret\u00e1ceo superior y el posterior incremento de la velocidad de subsidencia en el l\u00edmite Cret\u00e1ceo - Terciario expresado por un brusco cambio en la pendiente de la curva de subsidencia total.

Subsidencia total

La subsidencia total es la sumatoria de subsidencia inicial, subsidencia por carga sedimentaria y subsidencia termotect\u00f3nica.

Subsidencia por carga

La subsidencia por carga implica el hundimiento de una cuenca como consecuencia del aumento de la carga sedimentaria, causado por la deposici\u00f3n de nuevos sedimentos. Esto condiciona una respuesta isost\u00e1tica en relaci\u00f3n con el incre-

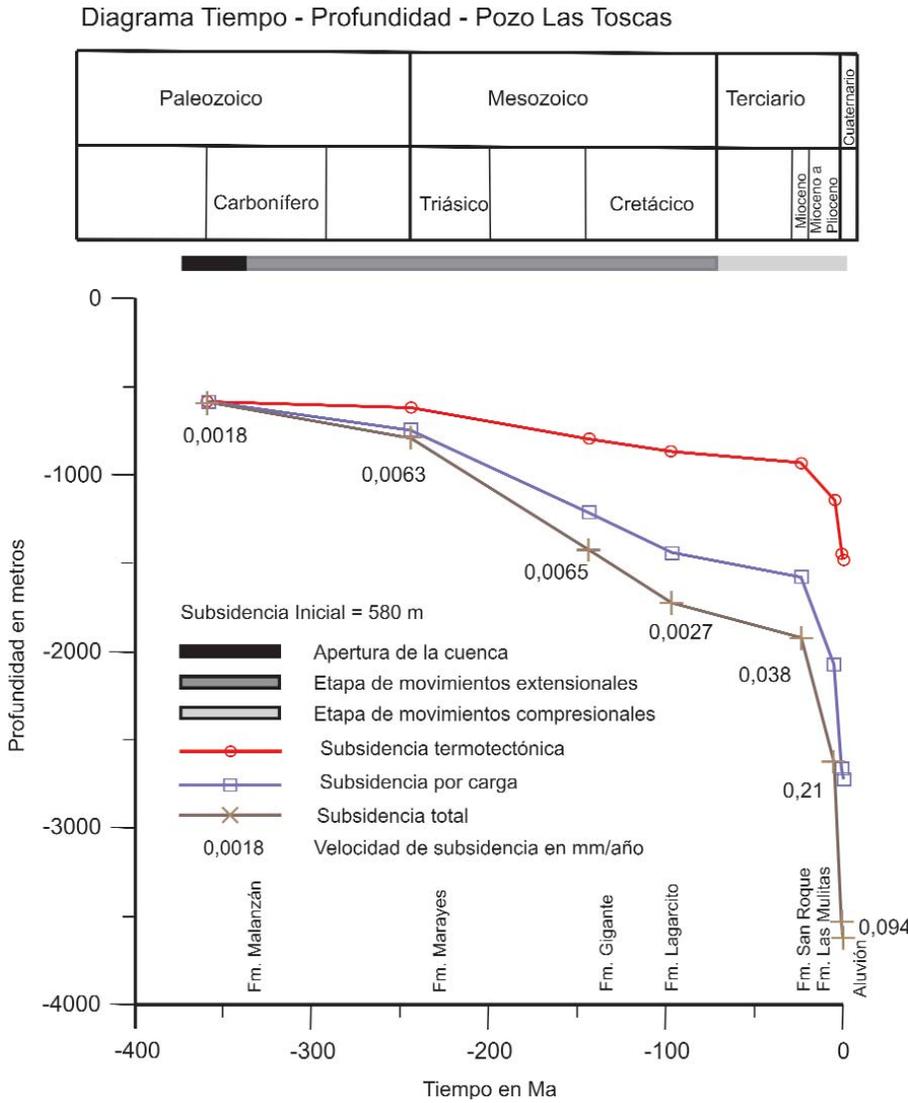


Figura 4: Subsidencia total, inicial, por carga y termotectónica medida en el pozo Las Toscas.

mento de la presión litostática. Para los cálculos se utilizó un modelo en el cuál la carga es balanceada isostáticamente de acuerdo al concepto de Airy. Bajo esta premisa debemos considerar que la litósfera se deforma debido a la carga que se encuentra inmediatamente sobre ella. La reconstrucción corresponde a un simple balance de masas entre dos columnas en un instante T1 antes de la deposición del paquete sedimentario y en un instante T2 una vez finalizada la deposición, teniendo las dos columnas el mismo nivel de compensación. Para el cálculo de la subsidencia por car-

ga se utilizó la fórmula

$$H_c = \sum_i S * \frac{\sigma_f}{\sigma_m} \quad (5)$$

H_c = Subsidencia por Carga
 S = Espesor de la formación a una determinada edad
 σ_f = Densidad de una formación determinada
 σ_m = Densidad del manto (3.3 g/cm³)

De esta ecuación, S es un dato que se calculó al realizar la decompactación de los estratos y σ_f se obtuvo a partir de los perfiles de densidad realizados por la empresa R & C S.A., en el pozo Las Toscas

(provincia de San Juan) y el realizado por la empresa Petcom Inc. en el pozo Salinas de Mascasin (provincia de La Rioja). La metodología empleada para la obtención de densidades correspondiente a cada paquete de estratos fue identificar las formaciones en los perfiles de densidad; tomar densidades características en cada formación y realizar un promedio ponderado de densidad

Subsidencia inicial

Según Introcaso (1980), la subsidencia por carga es:

$$S_c = \sum_{n=0}^{\infty} S_i * \left(\frac{\sigma_s}{\sigma_m}\right)^n \quad (6)$$

S_i = Subsidencia Inicial
 σ_s = Densidad de una formación determinada
 σ_m = Densidad del manto (3.3 g/cm³)

Como la serie geométrica:

$$\left(\frac{\sigma_s}{\sigma_m}\right)^n < 1$$

es de razón menor que 1; Entonces converge al valor:

$$\frac{S_i}{\left(1 - \frac{\sigma_s}{\sigma_m}\right)} \quad (7)$$

Si la subsidencia S_c por carga fue de:

- a) en el Pozo SJ.LT.x-1 = 2,140 km.
 - b) en el Perfil y en el punto correspondiente al pozo LR.SM.es-1 = 2,839 km.
- Entonces:

$$S_c = \frac{S_i}{\left(1 - \frac{2.4}{3.3}\right)} \Rightarrow S_i = S_c * \left(1 - \frac{2.4}{3.3}\right) \quad (8)$$

Subsidencia inicial (S_i) en el Pozo SJ.LT.x-1 = 0.58 km
 Subsidencia inicial (S_i) en el perfil y en el punto correspondiente al pozo LR.SM.es-1 = 0.774 km.

Subsidencia termotectónica

La subsidencia termotectónica se obtiene como resultado de restarle a la subsidencia total, la subsidencia por carga y la

subsistencia inicial. La cuantificación de la subsistencia debida exclusivamente a uno de los efectos ya sean, térmicos o tectónicos es en general difícil de discriminar por ello se habla generalmente de subsistencia termotectónica.

Debido a que no existe información de algún fenómeno de calentamiento en la zona de estudio en los últimos 20 Ma, el valor obtenido para la subsistencia termotectónica, en ese lapso se lo atribuimos solamente a procesos tectónicos. Como dato adicional se dispone de información extraída de informes de pozos en donde se menciona que los gradientes geotérmicos de la región son más elevados al sur con decrecimiento en la dirección norte. En el cuadro 3, se muestran los datos de temperatura en función de la profundidad para los dos pozos realizados en la zona.

En base a los datos del cuadro 3 podemos decir que el gradiente promedio obtenido para la zona de Marayes es de 2,4 C°/100 m y el de la zona de Las Toscas es de 2,5 C°/100 m. De acuerdo a los datos obtenidos de los perfiles de pozos se puede decir que el gradiente térmico de la zona es del tipo normal.

Velocidades de subsidencias

Para el cálculo de la velocidad de subsistencia, medida en mm/año, se aplicó la formula:

$$V_s = \sum_i S^* \frac{1000}{\nabla_i * 1000000} \tag{9}$$

V_s = Velocidad de subsistencia total en mm/año

S = Espesor de la formación a una determinada edad expresado en metros

∇_i = Intervalo de tiempo considerado en millones de años

En el cuadro 4 y en las figuras 4 y 5, se muestran los resultados obtenidos de subsistencia total y velocidad de subsistencia interválica de la cuenca para distintos periodos de tiempo.

Datos complementarios

Con el objetivo de realizar comparacio-

CUADRO 3: Detalle de las temperaturas y el gradiente medio en los pozos Las Toscas y Mascasin.

SJ.LT. X-1	Las Toscas	LR.SM. es-1	Mascasin
Profundidad (m)	Temperatura (C°)	Profundidad (m)	Temperatura (C°)
1660	64	1000	55
3312	100	2300	90
3562	104	3000	118
Gradiente Promedio	2.5 C° / 100 m	Gradiente Promedio	2.4 C° / 100 m

Diagrama Tiempo - Profundidad - Pozo Salinas de Mascasin

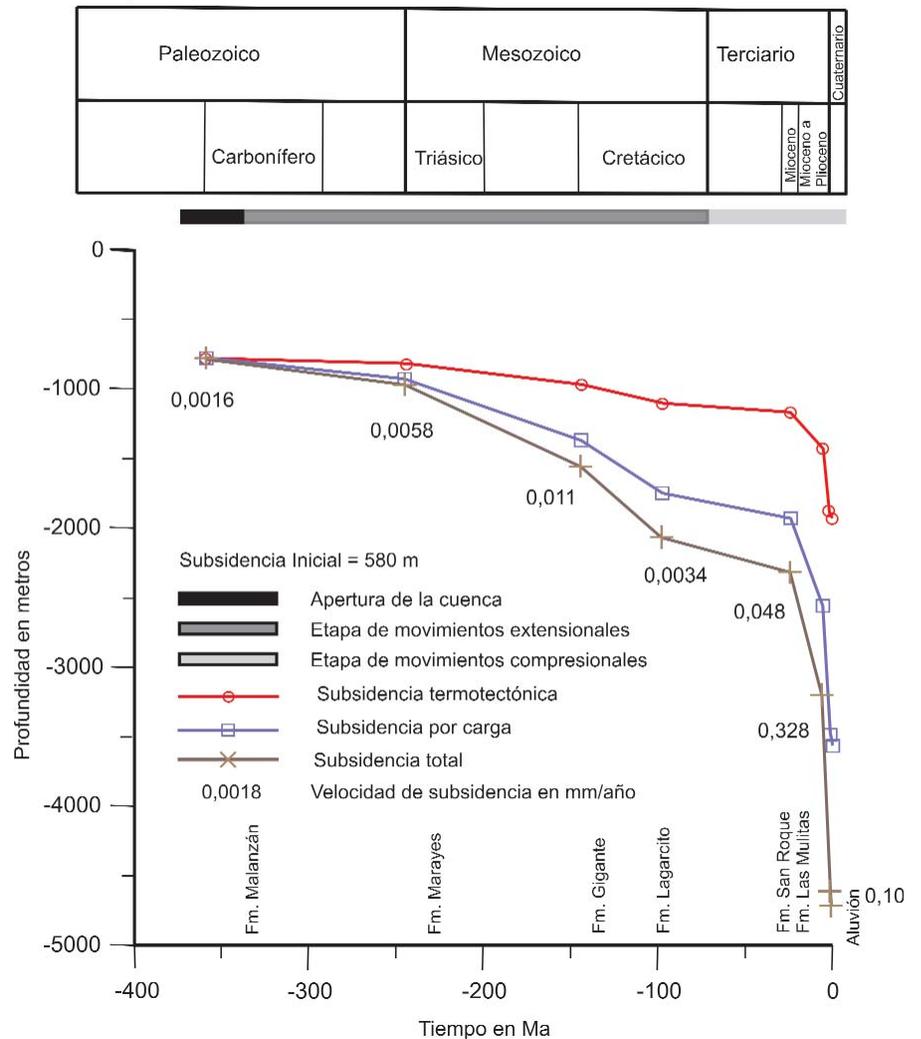


Figura 5: Subsistencia total, inicial, por carga y termotectónica medida en el perfil geológico Sierra del Gigante - Salinas de Mascasin en el lugar correspondiente al pozo Salinas de Mascasin.

nes con áreas cercanas se tomó del legajo de pozo perteneciente a la perforación APes-2 los datos permitieron realizar los diagramas de subsistencia de pozo, total, por carga, termotectónica y velocidades de subsistencia en la perforación situada en Alto Pencoso localizada en la cuenca de Beazley. La figura 6 muestra las gráfi-

cas de los distintos tipos de subsidencias y velocidades interválicas de subsistencia.

RESULTADOS OBTENIDOS

La cuenca se inicia en el Carbonífero, a partir de un sistema transtensivo-trascurren- te, que originó cuencas extensionales

Diagrama Tiempo - Profundidad -Pozo AP-es-2 (Beazley)

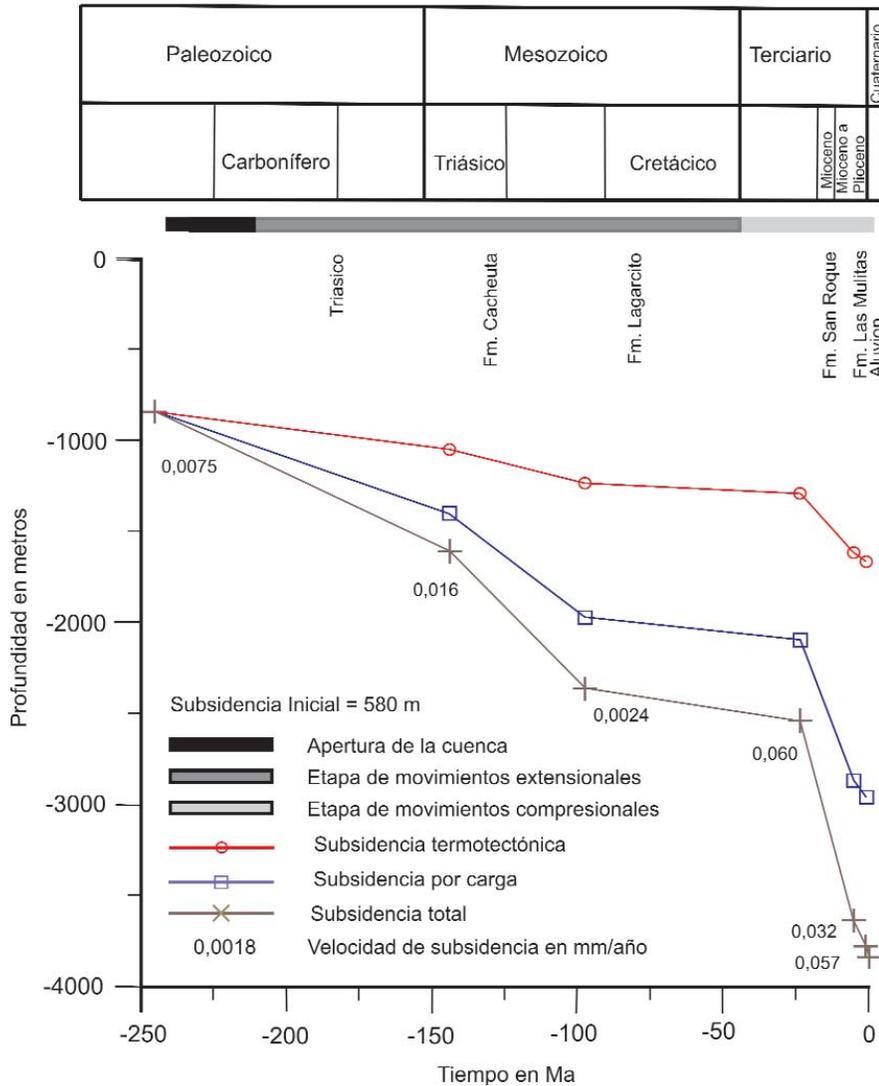


Figura 6: Subsidiencias y velocidad de subsidencia interválica medida en mm/año en el pozo AP.es-2 (Alto Pencoso, cuenca de Beazley).

con diseño de hemigraben (Nullo 1991). En ese momento, el depocentro generado, comienza a ser rellenado por sedimentos provenientes de regiones más elevadas. La subsidencia total de la cuenca, es preponderantemente dominada por la carga sedimentaria de las formaciones Malanzán, Marayes y Gigante, depositadas durante el Carbonífero - Triásico - Cretácico. En el Cretácico tardío, durante la sedimentación de la Formación Lagarcito, las curvas de subsidencia y velocidad de sedimentación comienzan a diferenciarse, evidenciando una profundización relativa

más rápida en la zona norte de la cuenca (Salinas de Mascasin), con respecto a la zona sur (Las Toscas). Esta diferencia, aumenta gradualmente, hasta llegar al Mioceno - Plioceno, donde se produce un abrupto cambio en la subsidencia de ambos depocentros. Esto podría estar vinculado geológicamente con la reactivación de la sierra de Valle Fértil en las sierras Pampeanas occidentales. Además, se observa que concomitantemente al levantamiento del edificio andino (tectónica compresiva) se produce una aceleración en la subsidencia de la cuenca de Las Salinas la que se mantiene hasta el

presente.

La similitud de las curvas indicaría que ambos depocentros estuvieron sometidos a los mismos esfuerzos, en los mismos intervalos de tiempo, sin embargo, sus índices de magnitud fueron diferentes.

Al comparar éstos resultados con los de subsidencia de la cuenca de Beazley, ubicada al sur de Las Salinas, se desprende que si bien en ambas cuencas los valores de subsidencia inicial son similares, en la cuenca de Beazley no existió sedimentación durante el Carbonífero lo que indicaría un retardo en el inicio de subsidencia. A partir del Triásico, el ritmo de sedimentación fue similar. La componente termotectónica es similar para ambas cuencas, a pesar que el gradiente térmico en la zona aumenta sensiblemente en dirección sur (Eurocan Bermuda, 1993- Informe inédito de pozo).

CONCLUSIONES

Del análisis de los diagramas tiempo - profundidad para la cuenca de Las Salinas, se destaca que desde su inicio prevaleció la subsidencia por carga litostática hasta inicios del periodo Cretácico, donde se adiciona una notable componente tectónica, que acompaña al proceso de subsidencia de la misma. Esta componente aumenta gradualmente hasta el periodo Mioceno-Plioceno, a partir del cual se registra un marcado aumento de la velocidad de subsidencia. Este incremento responde a esfuerzos compresionales que dieron lugar al levantamiento de las Sierras Pampeanas occidentales. Demostrándose de la comparación entre las curvas de subsidencia (Salinas de Mascasín, Las Toscas y Beazley), que éstos esfuerzos fueron más débiles hacia el sur. Esto también es evidenciado por la disminución en las elevaciones topográficas a lo largo de la cadena de sierras La Morada - Valle Fértil - La Huerta - Guayguás - Catantál.

CUADRO 4: Valores de subsidencia total*

YPF.SJ.LT. X-1			
Periodo	Formación	Subsidencia Total en metros	Velocidad de Subsidencia en mm/año
	Subsidencia Inicial	-580	
Cuartario	Aluvión	-673.74	0.0937
Terciario	Las Mulitas	-1576.85	0.2100
	San Roque	-2278.19	0.0381
Cretácico	Lagarcito	-2479	0.0027
	Gigante	-2779.42	0.0065
Triásico	Marayes	-3413.60	0.0063
Carbonífero	Malanzan	-3618.68	0.0018
YPF.LR.SM. es-1 Perfil			
Periodo	Formación	Subsidencia Total en metros	Velocidad de Subsidencia en mm/año
	Subsidencia Inicial	-774	
Cuartario	Aluvión	-874.59	0.1006
Terciario	Las Mulitas	-2287.42	0.3286
	San Roque	-3170.53	0.0480
Cretácico	Lagarcito	-3420.25	0.0034
	Gigante	-3932.64	0.0110
Triásico	Marayes	-4521.72	0.0058
Carbonífero	Malanzan	-4710.99	0.0016

*) Incluida la subsidencia inicial de 580 m en la localidad de Las Toscas y 774 m en Salinas de Mascasín y las velocidades interválicas de subsidencia en cada periodo geológico. Los nombres estratigráficos, litologías, espesores y edades fueron compiladas de Bossi (1976), Flores (1979), Gardini *et al.* (2002), Hünicken *et al.* (1981), Pascual and Bonasio (1981), Rivarola y Spalletti (2006) y Snyder (1988).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bossi, G. 1976. Geología de la cuenca de Marayes- El Carrizal, Provincia de San Juan, Argentina. 6to Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 23-38, Bahía Blanca.
- Criado Roque, P. Mombrú, C. A. y Ramos, V.A. 1981. Estructura e interpretación tectónica. En Irigoyen, M (ed.) Geología y recursos naturales de la provincia de San Luí, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 155-192.
- Dickinson, W.R. 1983. Evolución de la tectónica de placas de cuencas sedimentarias. I. Geología. Comunicación YPF, 30-36.
- Eurocan Bermuda 1993. Final well report SJLT X1 (Las Toscas 1X) San Juan Province, Sucursal Argentina, PAGINAS, Buenos Aires.
- Flores, M. 1979. Cuenca de San Luí. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 745-767, Córdoba.
- Fraga, H.R. 1990. La subsidencia de la Cuenca Lomas de Olmedo a Partir de diagramas Tiempo - Profundidad. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Geoacta 17(2): 25 - 36.
- Gardini, C., Schmidt, C., Costa, C., Ricci, W. Rivarola, D. y Arcucci, A. 2002. Estructura e inversión tectónica en el área del cerro Guayaguas, provincias de San Luis y San Juan. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3:277-281.
- Handerbol, J., Vail, P.R. y Ferrer, J.1981. Interpreting paleo-environments, subsidence history and sea - level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. Oceanologica Acta, Special Publication: 33 -34.
- Horowitz, D.H. 1976. Mathematical modeling of sediment accumulation in prograding deltaic systems, Exxon Production Research Company, 105 - 119.
- Hünicken, M.A., Azcuy, C.L. y Pensa, M.V. 1981. Sedimentitas paleozoicas. En Irigoyen, M. (ed.) Geología recursos naturales de la provincia de San Luí, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 55-77, Buenos Aires.
- Introcaso, A. 1980. A gravimetric interpretation on the Salado Basin (Argentina). Bulletin Geophysical Theoric and Applied 22(87): 187-200, Trieste.
- Nullo, F.E. 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46: 115-126.
- Pascual, R. y Bonasio, P. 1981, Sedimentitas cenozoicas En Irigoyen, M. (ed.) Geología recursos naturales de la provincia de San Luí, 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 117-154, Buenos Aires.
- Rivarola, D. y Spalletti, L. 2006, Modelo de sedimentación continental para el rift Cretácico de la Argentina central. Ejemplo de la sierra de las Quijadas, San Luí, Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(1): 63-80.
- Royden, L., Sclater, J.G. y Von Herzen, R.P. 1980. Continental marine subsidence and heat flow: Important parameters in formation of petroleum hydrocarbons. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 64: 173-187.
- Royden, L., Horvath, F., Nagymarosy, A. y Stegena, L. 1983. Evolution of the Pannonian basin system. 2 Subsidence and thermal history. Tectonics 2(1): 91-137
- Schmoker, J.W. y Halley, R.B.1982. Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for south Florida. American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 66(12): 2561 - 2570.
- Snyder, D.B. 1988. Modes of thick-skinned deformation as observed in deep seismic reflection profiles in western Argentina. Cornell University, Ph Thesis, (inédita), PAGINAS, Ithaca.
- Steckler, M.S. y Watts, A.B. 1978. Subsidence of the Atlantic -type continental margin off New York; Earth Planet. Science Letters 41: 1-13.
- Watts A.B. y Steckler, M. S. 1981. Subsidence of the Atlantic - type continental margin off New York. Oceanológica Acta, Special Publication 143 -153.

Recibido: 22 de noviembre, 2007

Aceptado: 25 de abril, 2008