

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA GOLFO SAN JORGE EN EL CRETÁCICO Y TERCIARIO: ALGUNAS OBSERVACIONES DESDE LA INTERPRETACIÓN SÍSMICA

“Agua para beber no van a encontrar (...), pero es fácil que encuentren otra cosa de tanto más valor...”
Francisco P. Moreno, 1896.

“La gran falla que nace en el faldeo del zócalo continental, al norte de las Malvinas, determina el borde meridional de la zona en que se formó el petróleo...”

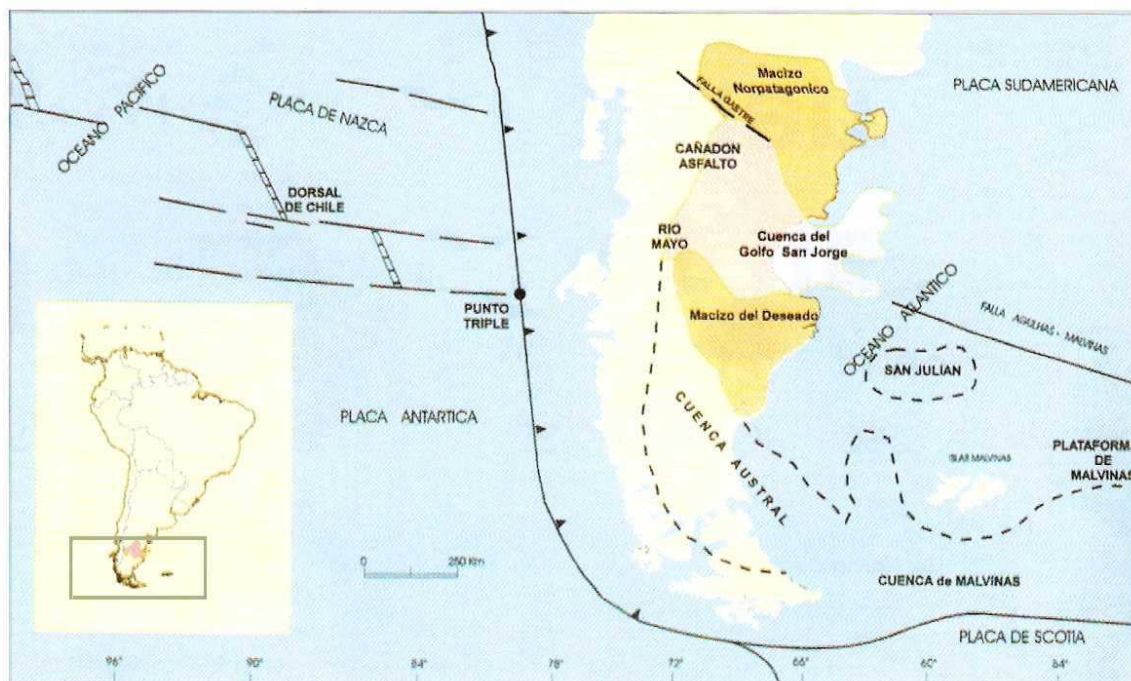
Anselmo Windhausen, 1924.

La interpretación sísmica de la conformación de diversas estructuras en el ámbito de la cuenca Golfo San Jorge, la visualización de la variación de espesores de distintas secuencias depositacionales y las relaciones detectadas respecto de cuerpos subvolcánicos han permitido acreditar una sumatoria de observaciones que, evaluadas en el contexto del conocimiento actual de la cuenca, permiten apuntalar algunas conclusiones tentativas -en casi todos los casos ya presentadas por otros investigadores- respecto de la dinámica geotectónica durante el Cretácico y Terciario. Naturalmente, esta es una de las variables en todo modelo de migración y entrapamiento de hidrocarburos.

TIEMPOS PRE-CHUBUTIANOS:

La evolución de la cuenca que bajo mar y tierra subyace -y condiciona geomorfológicamente- al golfo epónimo (Fig. 1, a y b) ha sido abordada por numerosos autores. Entre muchos otros, cabe destacar a Windhausen (1924), Feruglio (1929), Piatnitzky (1942), Lesta y Ferello (1972), Lesta et al. (1980), Barcat et al. (1989) y Fitzgerald et al. (1990). Aquí se expone una breve síntesis.

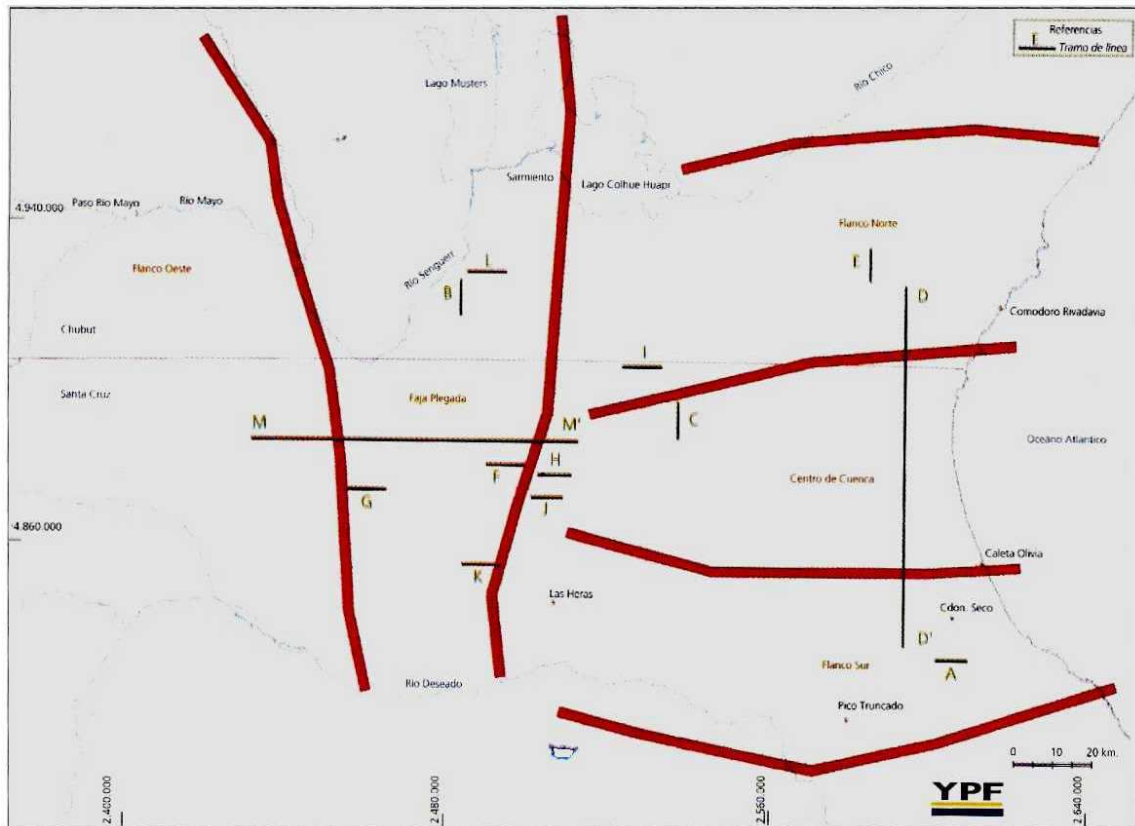
Figura 1a: Marco geotectónico de la cuenca Golfo San Jorge.



La generación de cuenca más antigua conocida en la región corresponde a los depocentros carbónico-permínicos de rumbo NNW (Ugarte, 1966) cuya génesis, posiblemente transtensional, se vinculó con la evolución del margen pacífico (Forsythe, 1982). Las condiciones transtensionales se habrían prolongado en

el Permo-Triásico (e.g. Urien et al., 1995), favoreciendo la intrusión de masas graníticas como las estudiadas por Dalla Salda et al. (1991) en el macizo de Somuncurá. Un estilo “basin and range” es propuesto por Urien (1996). La geometría regional persistió aún en los tiempos del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Uliana et al., 1989), así como también la intrusión de granitoides, como los del Batolito Patagónico Central (Coira et al., 1975; Rapela y Pankhurst, 1992) relacionado a la megafactura de Gastre -que se extiende con rumbo NW hasta la zona del lago Panguipulli en Chile-. También son de esta edad (220-170 m.a.) el Batolito Patagónico Subcordillerano (Gordon y Ort, 1993), que podría correlacionar con granitoides interesados en pozos bajo la sierra de San Bernardo (citados en Lesta y Ferello, 1972), y otros complejos plutónicos graníticos en el macizo del Deseado (e.g. Pankhurst et al., 1993). (Es interesante hacer notar que el plutonismo cordillerano al sur del paralelo 47° comenzó recién circa 160 m.a.; Gordon y Ort, 1993).

Figura 1b: Subdivisiones de la cuenca y ubicación de las secciones sísmicas ejemplificadas.



A posteriori se depositó el complejo volcanoclástico denominado Grupo Bahía Laura o Lonco Trapial, como expresión tectosedimentaria de un estadio de rift (ruptura) precursor de la apertura atlántica (Gust et al., 1985; Uliana et al., 1989). Suprayace a sedimentitas liásicas (cuya distribución se asemeja a la de los depocentros triásicos; vide Riccardi, 1983) o a rocas más antiguas (Fig. 2). Le siguen en discordancia (mediando la erosión provocada por la fase diastrófica Intramálmica) las secuencias tito-neocomianas (Grupo Las Heras, sensu Clavijo, 1986) asignadas a una etapa de rift tardío y coetáneas con la primera corteza oceánica atlántica instalada en estas latitudes al fragmentarse el Gondwana occidental. La definición del eje de deriva -léase dorsal mesoatlántica- circa 140 m.a. promovió la desactivación de numerosos focos térmicos -rifts- difundidos por Sudamérica y Africa. (En este contexto, una particular interpretación del movimiento relativo del plateau o plataforma malvinense es presentada por Marshall, 1994.)

El Grupo Las Heras (principalmente lacustre) se divide en dos secuencias (formaciones Pozo Anticlinal Aguada Bandera y Pozo Cerro Guadal) separadas por la erosión debida a la fase Intravalanginiana (Barcat et al., 1989). Fitzgerald et al. (1990) sitúan esta fase en el límite Berriasiano-

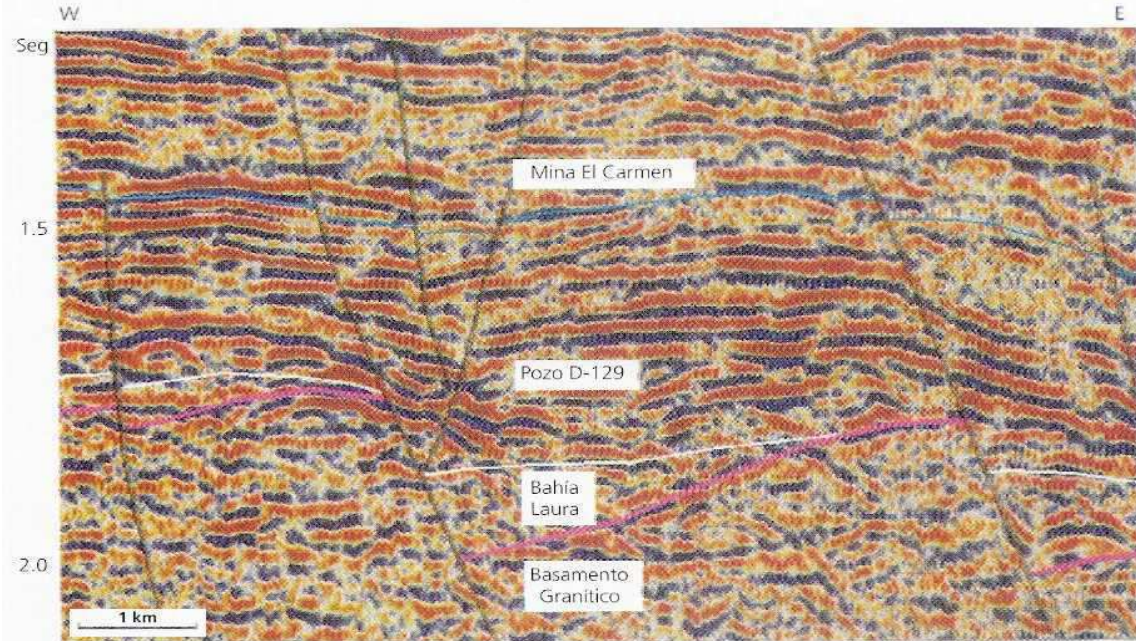
Valanginiano por correlación con la curva de Haq et al. (1987). Dataciones recientes precisan el posicionamiento del Grupo Las Heras en tiempos berriasianos y valanginianos (Figari et al., 1996). En la Fig. 3 pueden visualizarse los grandes rasgos de los hemigrabens jurásico-neocomianos, cuyo rumbo, aunque diverso, fue predominantemente NW-SE. La más conspicua excepción corresponde a la faja de San Bernardo (actualmente plegada, Fig. 1b) donde la orientación modal fue al NNW, acaso por la preexistencia de los mencionados lineamientos permo-liásicos. Debe también apuntarse que desde la sísmica se han deducido lineamientos de rumbo N o NE en distintos sectores de la cuenca (por ejemplo Estancia Cameron en el flanco sur y Escalante en el flanco norte). Sobre éstos se produce la transferencia de rechazos de distintos trenes de fallas extensionales. Su probable actuación como fallas transcurrentes ha predisposto la generación de rasgos geomorfológicos tales como el notable lineamiento del río Chico (al NE). Mapas de espesores regionales de distintas unidades cretácicas y terciarias esbozan un alto relativo bajo la Pampa del Castillo (alta meseta que se elonga entre el río y el mar), tal lo propuesto por Windhausen (1924). Numerosos lineamientos menores precisan la morfología de sus bordes y otros le agregan detalle interno.

Figura 2: Cuadro estratigráfico esquemático para el Jurásico-Cretácico en la cuenca Golfo San Jorge.

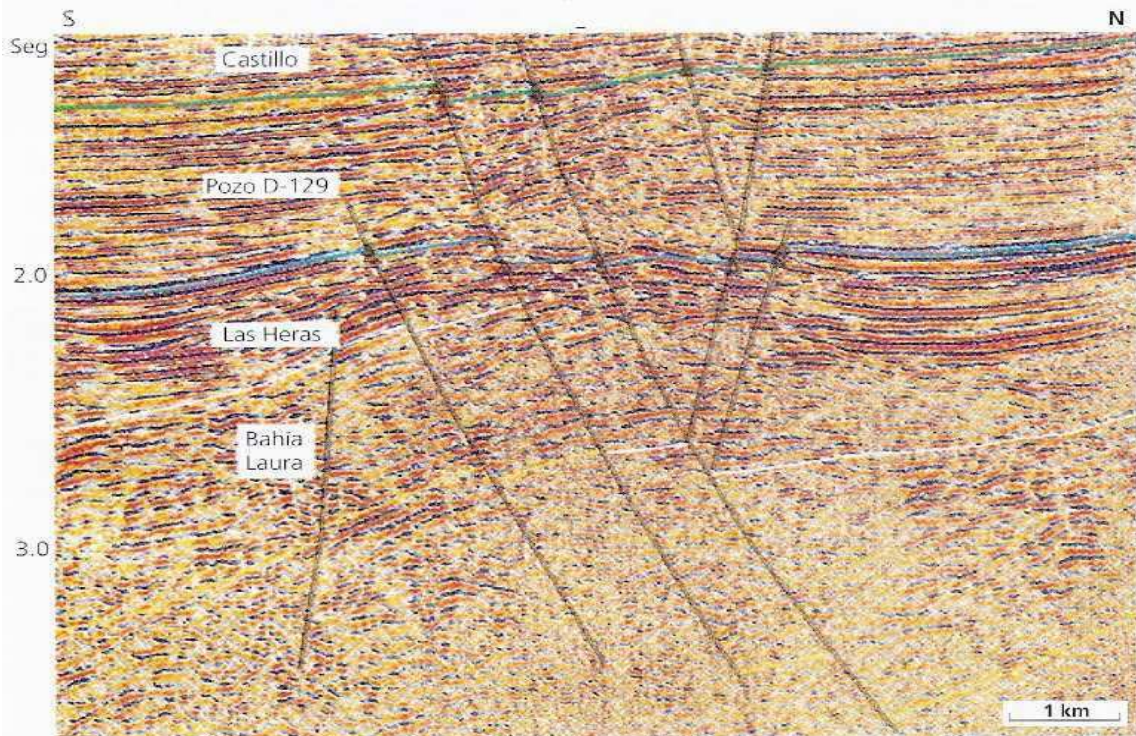
M.a.	Períodos			Unidades formacionales		
70	Ter.	Pal.	Daniano	Salamanca		
			Maastrichtiano	Bajo Barreal Superior	Lag. Palacios	
	Cretácico	Superior	Campaniano	(El Trébol o Meseta Espinosa)		
			Santoniano Coniaciano Turoniano			
			Cenomaniano	B. Barreal Inf. (C. Seco o C. Rivadavia)		
			Albiano	Castillo (Mina del Carmen)		
	110	Cretácico	Interior	Aptiano	Pozo D-129	Matasiete
				Barremiano		
				Hauteriviano	Neocomiano	Pozo Cerro Guadal
				Valanginiano		
Berriasiano				Anticlinal Aguada Bandera		
Titoniano						
140	Jurásico	Malm	Kimmeridgiano	Grupo Bahía Laura (Lonco Trapial)		
			Oxfordiano			
			Calloviano			
			Bathoniano			
	170	Jurásico	Dogger	Bajociano	Granitoides	
				Aaleniano		
				Toarciano		
				Liásico		
				Pliensbachiano		
				Sinemuriano		
200	Jurásico	Liásico	Hettangiano			

Figura 3: Secciones sísmicas (ubicación en Fig. 1b).

a: hemigrabens que presentan dos discordancias claramente evidenciadas por la terminación de las secuencias jurásicas (Grupo Bahía Laura) y de los niveles basales de la Fm. Pozo D-129, sobre un basamento granítico interesado por sondeos. Zona Cañadón León.



b: típicos hemigrabens involucrando a las secuencias de los grupos Lonco Trapial y Las Heras sobre un basamento no alcanzado por pozos. Pese a su situación dentro de la faja plegada, la orientación WNW-ESE los preservó de la inversión tectónica neógena. Por encima las formaciones Pozo D-129 y Castillo. Zona Cerro Guacho.

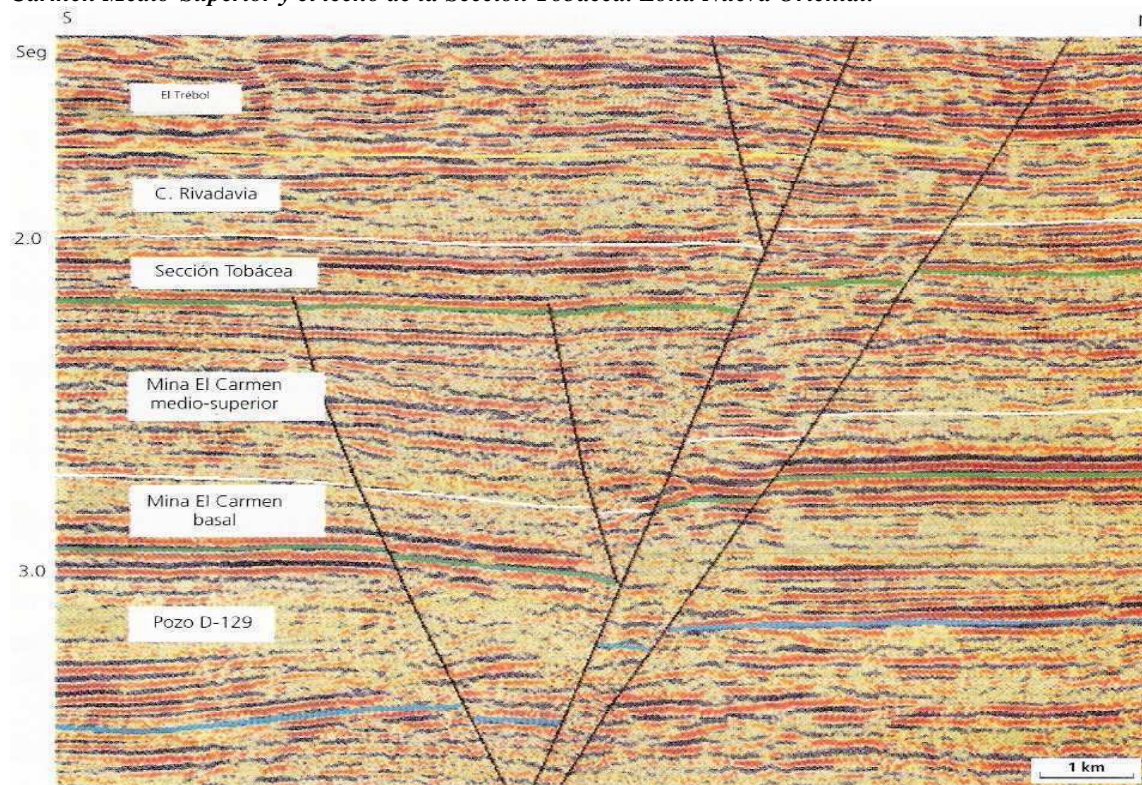


HAUTERIVIANO - MAASTRICHTIANO INFERIOR:

De relevancia fue el evento erosivo provocado por la fase Patagónica Inicial (sensu Stipanovic y Rodrigo, 1969; en Barcat et al., 1989) del Hauteriviano cuspidal (o basal según Fitzgerald et al., 1990). Coteja con lo que en la cuenca Austral Arbe (1989) denomina Prefase Patagónica (circa 120 m.a.) y fue causado por aceleración de la placa de Nazca. Este suceso produjo un suave volcamiento oriental en la zona del lago Fontana (Hechem et al., 1993), y a él siguió la depositación discordante del Chubutiano.

El Chubutiano o Grupo Chubut lato sensu incluye, además de las formaciones Castillo, Bajo Barreal y equivalentes (reservorios hidrocarburíferos fluvio-lacustres, e.g. Hechem, 1994), a la precedente Fm. Pozo D-129 (lacustre, principal generadora de hidrocarburos en la cuenca; e.g. Gomez Omil et al., 1989) y a sus concomitantes facies de somerización (Fm. Matasiete). Fitzgerald et al. (1990) asignan estas últimas a un estadio de sag (desplome) temprano, y su sedimentación expresa un incremento en las curvas de subsidencia presentadas por estos autores. El intervalo Pozo D-129/Matasiete comprendió desde el Barremiano hasta el Aptiano Superior inclusive (Hechem et al., 1987; Fig. 2) y finalizó con la erosión atribuible a las fases de diastrofismo andino referidas como Patagónicas Intermedias por Barcat et al., (1989): circa 110 m.a. (Estas fases podrían corresponderse con las fases Patagónica Inicial e Intermedia de Arbe, 1989, aunque tal correlación podría ser más compleja respecto del evento erosivo post Pozo D-129.) Por otra parte, la relación tectonismo-erosión, poco clara en la cuenca Austral (Arbe, op. cit.), también lo es en la cuenca Golfo San Jorge. La Fm. Pozo D-129 (Fig. 3 y 4), controlada no sólo por viejas fracturas del rift jurásico sino también por nuevas fallas de rumbo WNW-ESE (en casos aprovechando tramos propicios de fallas preexistentes), quedó confinada a un definido depocentro (el Golfo San Jorge) que denuncia particulares -y nuevas- condiciones geotectónicas en el contexto de una ruptura previa mucho más vasta.

Figura 4: Sección sísmica C (ubicación en Fig. 1b) mostrando el control tectosedimentario sobre las formaciones Pozo D-129, Mina El Carmen (Inferior y Medio-Superior) y C. Rivadavia (incluida la Sección Tobácea basal). Puede apreciarse que la mayor actividad extensional se verificó entre la base de Mina El Carmen Medio-Superior y el techo de la Sección Tobácea. Zona Nueva Oriental.

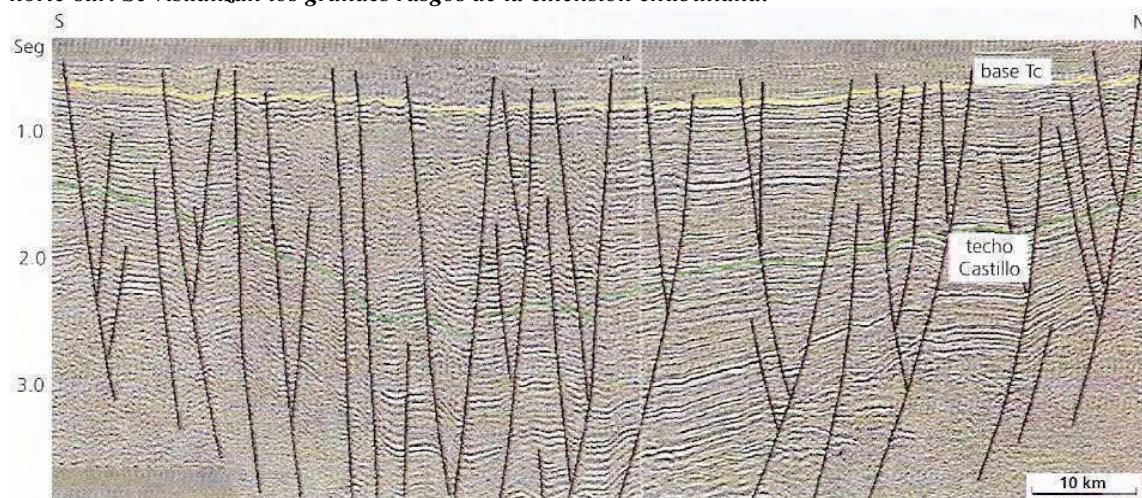


Las secuencias posteriores (Fig. 2), que Fitzgerald et al. (1990) asignan a una etapa de desplome tardío, comenzaron a depositarse en el espacio de acomodación generado por la significativa fase extensional del Albiano (esencialmente el tiempo de sedimentación de la Fm. Castillo o Mina El Carmen, con gran participación tobácea), que se prolonga con actividad decreciente hasta el Coniaciano (Fm. Bajo Barreal Inferior). La consecuente subsidencia fue reportada por Nocioni (1993) y coteja con un notable incremento en la tasa de expansión de la deriva atlántica (Dietmar Müller, 1995) y en general con un episodio global de dispersión rápida (Larson y Pitman, 1972).

Litológicamente este intervalo presenta un gran componente tobáceo, reflejo de una intensa actividad magmática calcoalcalina en el arco andino (Haller y Lapido, 1982; Ramos et al., 1982). Se destaca la fase erosiva correspondiente al techo de la Fm. Castillo, correlacionada por Fitzgerald et al. (1990) con un mínimo eustático en 94 m.a. (lo que naturalmente es un criterio poco seguro dada la desconexión marina de la cuenca en esos tiempos), que es asignada a los movimientos Patagónicos Principales (Barcat et al., 1989) o fase Peruana (Riccardi y Rolleri, 1980). Precisamente, estos últimos autores reportan una edad cenomaniana basal para el inicio del desarrollo de la actual faja plegada y fallada. Por otra parte, las curvas de subsidencia de los pozos situados en cercanías del arco andino, en la cuenca Austral, muestran un cambio desde una curva de declinación normal de temperatura a un estadio de cuenca de antearco, que es calculado en unos 90 m.a. (Biddle et al., 1986). Esta fecha se aproxima al hiato que deslinda a la Fm. Bajo Barreal Inferior (equivalente de las formaciones Comodoro Rivadavia y Cañadón Seco; Fig. 2) de la Fm. Bajo Barreal Superior (equivalente de las formaciones El Trébol y Meseta Espinosa; vide Barcat et al. y Fitzgerald et al., op. cit.); correspondería a la fase tectosedimentaria Intrasenoniana (Santoniano basal).

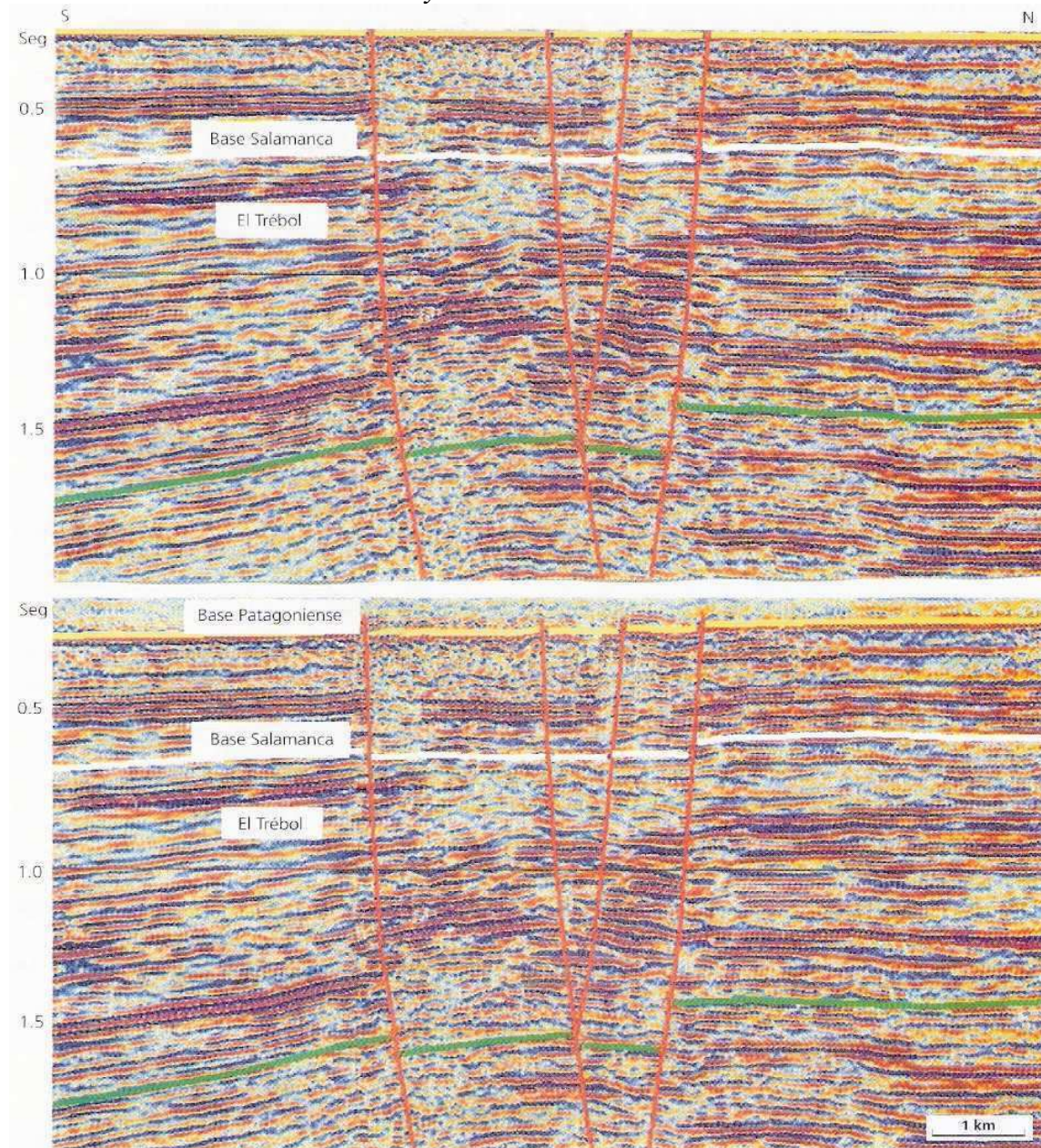
Desde las secciones sísmicas se deduce una fuerte actividad distensiva (probablemente transtensiva) para el tiempo de las formaciones Castillo y Bajo Barreal Inferior, con figuras de sobrerotación (rollover) sobre las mismas fallas que controlaron la depositación de la Fm. Pozo D-129. El máximo de actividad comprende desde la sección media de Castillo (L. Constantini, pers. comm.) hasta la Sección Tobácea (basal) de Bajo Barreal (ver Fig. 4), en tiempos de activo vulcanismo andino. Aunque la actividad no fue continua sino pulsátil y desde la estratigrafía se deduce movimiento incluso para el tiempo de la depositación del Miembro Valle C, Chubutiano cuspidal (S. Courtade, pers. comm.). Algunas formas de transpresión localizada también se infieren en distintas posiciones de la cuenca. Así, el postulado desplome tardío es por lo menos atípico dado el intenso rejuvenecimiento tectónico acaecido y no parece inadecuado plantear para el Chubutiano la mutación a una cuenca transtensiva ("pull-apart basin"). Urien (1996) invoca la penetración intracontinental de la transformante de Agulhas-Malvinas (o sus posibles ramificaciones), suponiendo, naturalmente, actividad a lo largo de la escarpa norte de la plataforma malvinense (Fig. 1a). Debe sin embargo apuntarse que la porción oriental de la cuenca ya mostraba una orientación principal ESE para los hemigrabens jurásicos. La Fig. 5 muestra una línea sísmica regional.

Figura 5: Sección sísmica D-D' (ubicación en Fig. 1b) atravesando gran parte de la cuenca en sentido norte-sur. Se visualizan los grandes rasgos de la extensión chubutiana.



Por qué la cuenca Golfo San Jorge está donde está, o, lo que es lo mismo, por qué este sector intracratónico subsidió en tiempos post-jurásicos tanto más que las áreas vecinas, particularmente la oriental, es un interrogante cuya respuesta podría arriesgarse a partir de la intersección de los viejos lineamientos permo-jurásicos con las nuevas fracturas “atlánticas”. También puede pensarse que la magnitud de la ruptura jurásica fue aquí mayor que en las áreas al norte y sur, y por lo tanto mayor también fue la posterior subsidencia por enfriamiento. En todo caso, vale recordar que los mapas de espesores de las sucesivas secuencias cretácicas muestran la gradual migración al este del depocentro principal, lo que concuerda con el basculamiento general de la “balsa” sudamericana: proa alta occidental y popa baja oriental.

Figura 6: Sección sísmica E (ubicación en Fig. 1b) donde puede verse la magnitud de las fases extensionales del Maastrichtiano-Daniano (base Fm. Salamanca horizontalizando a la base del Patagónico (arriba), y del Oligoceno (Patagónico basal) sin horizontalizar (abajo). Infrayacen niveles del Chubutiano con una extensión aún mayor. Zona Escalante.

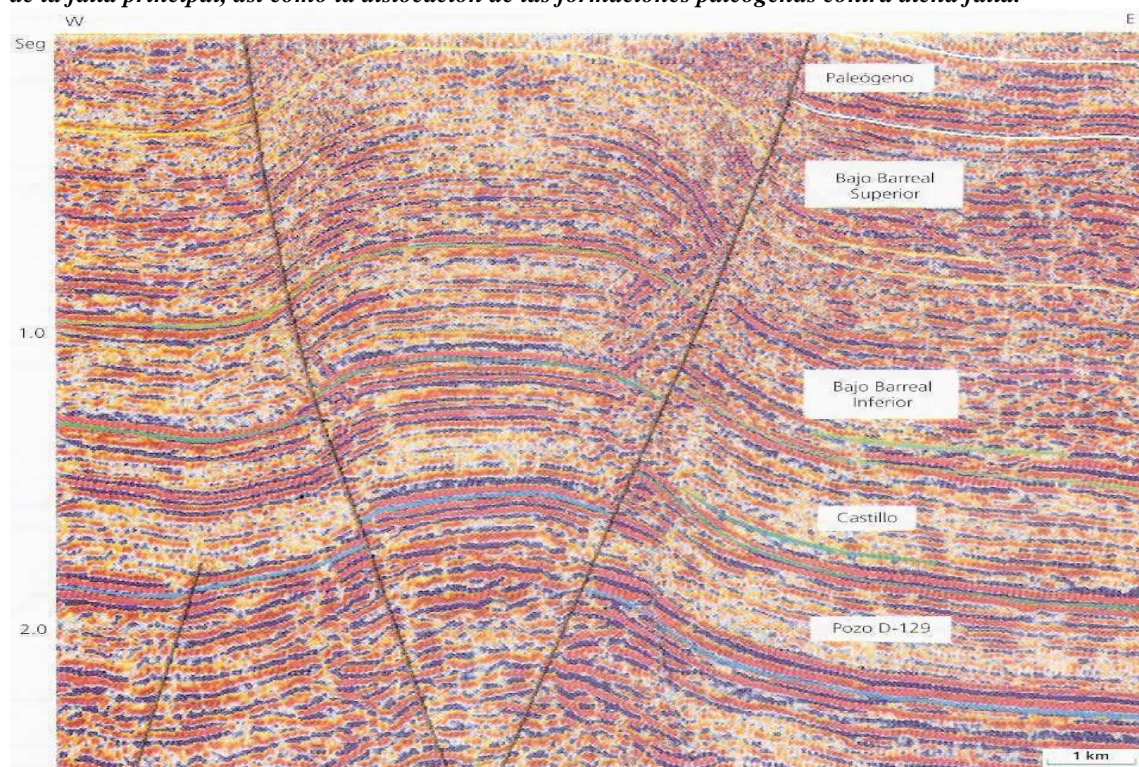


MAASTRICHTIANO SUPERIOR - PALEOCENO SUPERIOR:

Circa 70 m.a., promediando el Maastrichtiano, se produjo una modificación en la geometría de las placas meridionales, al abandonarse la porción austral desplazada del rift atlántico original (frente al plateau de Malvinas, al sur de la transformante de Agulhas y al norte de la transcurrente septentrional de Scotia o Antillas Australes) y reinstalarse unos 900 km al oeste, esto es, más próximo a dicho plateau. ¿Existió un vínculo geotectónico con la primera ingresión atlántica en la cuenca a partir de los 70 m.a.? Según Nocioni (1993) se verificó un incremento en la velocidad de subsidencia en la cuenca para el período 70-65 m.a. (Maastrichtiano-Daniano), la que, precisamente, habilitó la transgresión salamanquense (Legarreta et al., 1990) en unos tiempos en los que no existió ningún ascenso especialmente significativo en el nivel del mar (vide Haq et al., 1987).

La fase efusiva pre-salamanquense de Ferello (1969) podría reflejar tal evento distensivo. Asimismo, basaltos datados en Estancia La Angostura (cerca de Colonia Sarmiento) indican edades de 62.8 ± 0.8 y 64.0 ± 0.8 m.a. (Daniano; Marshall et al., 1981). Este evento distensivo también es reportado por Fitzgerald et al. (1990), proponiendo como causa una tensión de fractura intraplaca y condiciones transtensionales vinculadas con la rotación levógiara de Sudamérica y movimientos sobre las transformantes suratlánticas (Francheteau y Le Pichón, 1972). La edad de 70 m.a. coteja con la fase Larámica según Arbe (1989) en la cuenca Austral. En términos tectosedimentarios también coinciden con este criterio Barcat et al. (1989), aunque éstos le asignan una edad algo más moderna (Maastrichtiano cuspidal), citando una discontinuidad prelarámica para el límite Campaniano-Maastrichtiano. Naturalmente, puede también pensarse que el pulso de compresión andina (fase Larámica, circa 70 m.a.) fue previo al inicio de condiciones extensivas en ámbitos extrandinos (Fig. 6).

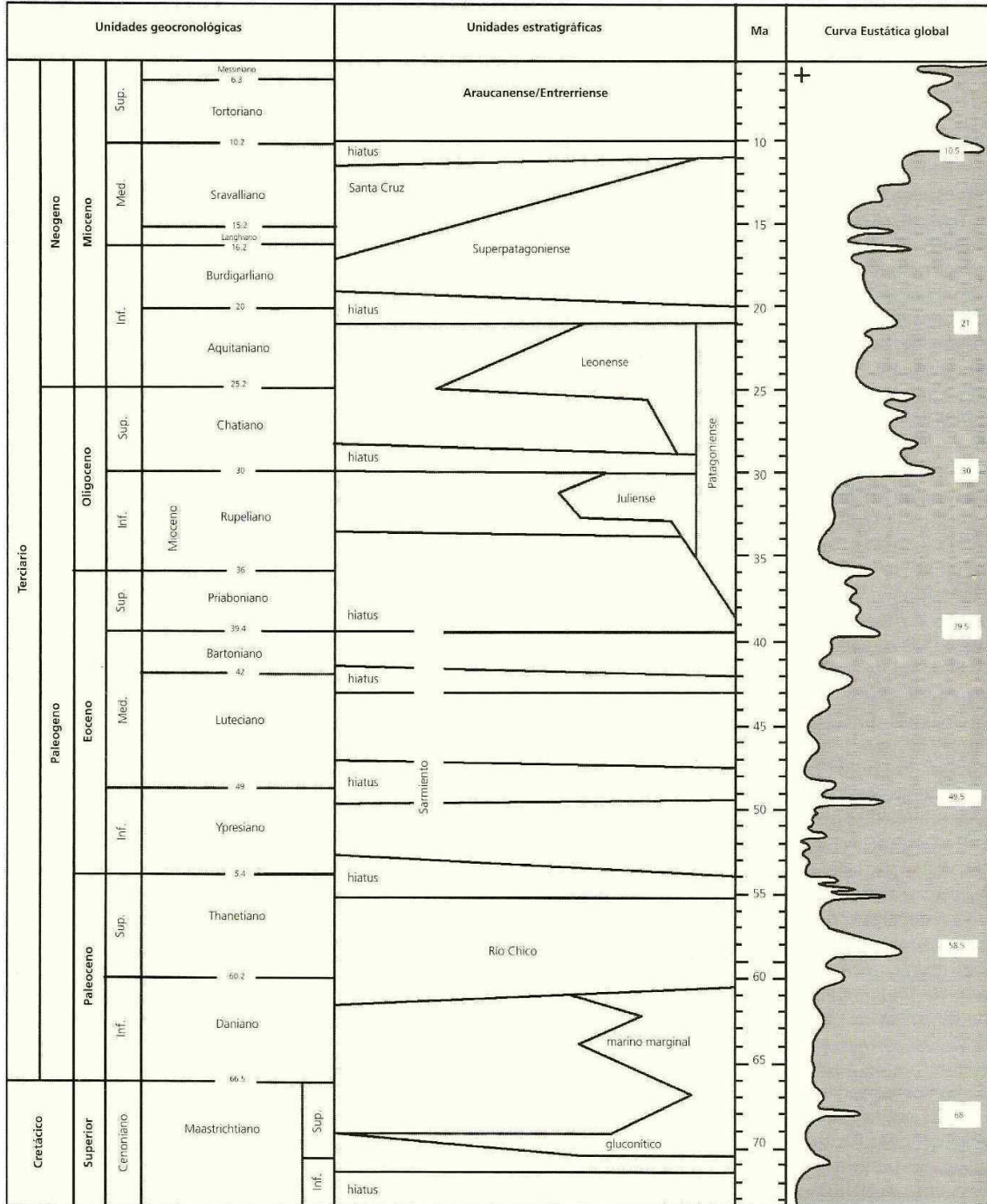
Figura 7: Sección sísmica F (ubicación en Fig. 1b) mostrando el Anticlinal Perales, típico ejemplo de inversión tectónica. Obsérvense los acuñamientos de las distintas secuencias del Chubutiano en el yaciente de la falla principal, así como la dislocación de las formaciones paleógenas contra dicha falla.



Barcat et al. (1989) postulan una generación temprana de las estructuras compresivas de la cuenca (esencialmente alineadas sobre la faja de San Bernardo y su prolongación al sur en subsuelo, con rumbo NNW-SSE) ya desde la fase Patagónica Intermedia, acentuándose en las fases Patagónica

Principal y siguientes. Se basan en relaciones de traslape y acuñaamiento observadas en líneas sísmicas. Sin embargo aquí se propone que dichas relaciones son principalmente válidas para el yacente a las fallas que controlan tales estructuras, mientras que los colgantes eran en ese tiempo bloques bajos hoy invertidos tectónicamente (Homocv et al., 1995), como se aprecia en la Fig. 7. En síntesis, que las fases cretácicas del diastrofismo andino sólo habrían provocado levantamiento regional y consecuente erosión en la cuenca Golfo San Jorge.

Figura 8: Cuadro estratigráfico del Terciario; simplificado de Legarreta y Uliana (1994) para la cuenca Golfo San Jorge.



Sciutto (1981) infiere un movimiento plegante para la sierra de San Bernardo entre las secuencias chubutianas y posteriores; pero las claras evidencias de erosión disarmonica en torno a ese tiempo podrían explicarse con un fallamiento normal, o preferentemente transtensivo, con efectos transpresivos localizados. Martínez (1992) señala por paleoambientes una geomorfología positiva al oeste de la pampa de María Santísima, esto es, la actual sierra de San Bernardo: de hecho el mar salamanquense (Legarreta et al., 1990; Fig. 8) no transgredió al oeste de dicho umbral. Pero debe tenerse presente que, como indican los planos isópacos de todas las unidades cretácicas (A. Melo et al., inéditos), así como el pasaje facial de la Fm. Pozo D-129 a la Fm. Matasiete y, más tarde, de la Fm. Bajo Barreal Superior a la Fm. Laguna Palacios (somerización), tal serranía ha sido un alto geohistórico cuya génesis quizás deba buscarse en la conformación de la cuenca ab origine. La estructura actual de la sierra, esto es, anticlinales tipo cajón en sentido geométrico (Sciutto, 1981) generados por inversión tectónica (Peroni et al., 1995), es similar a la que se presenta más al sur, en subsuelo (Homoc et al., 1995), cuya expresión morfológica es pobre debido a procesos erosivos modernos.

Los espesores medidos en la Fm. Salamanca (miembro glauconítico basal -marino stricto sensu- más arcillas suprayacentes) generan un mapa isopáquico (G. Chebli et al., inédito) que reduce gradualmente los espesores de este a oeste, desde más de 200 m (en posiciones hoy mar adentro) hasta cero a la longitud del actual codo del río Senguerr (y, desde luego, también hacia los flancos norte y sur), haciendo caso omiso de las estructuras compresivas: indicación de que el diastrofismo Larámico no habría inducido acortamiento en la cuenca. La información sísmica concuerda con esto (Fig. 7) y con las evidencias de condiciones distensivas (vide supra).

La Fm. (o Gr.) Río Chico (continental, del Daniano-Thantetiano) suprayace a la Fm. Salamanca (ver Fig. 8), en relación transicional según Sciutto (1981) y Legarreta y Uliana (1994).

EOCENO - MIOCENO INFERIOR:

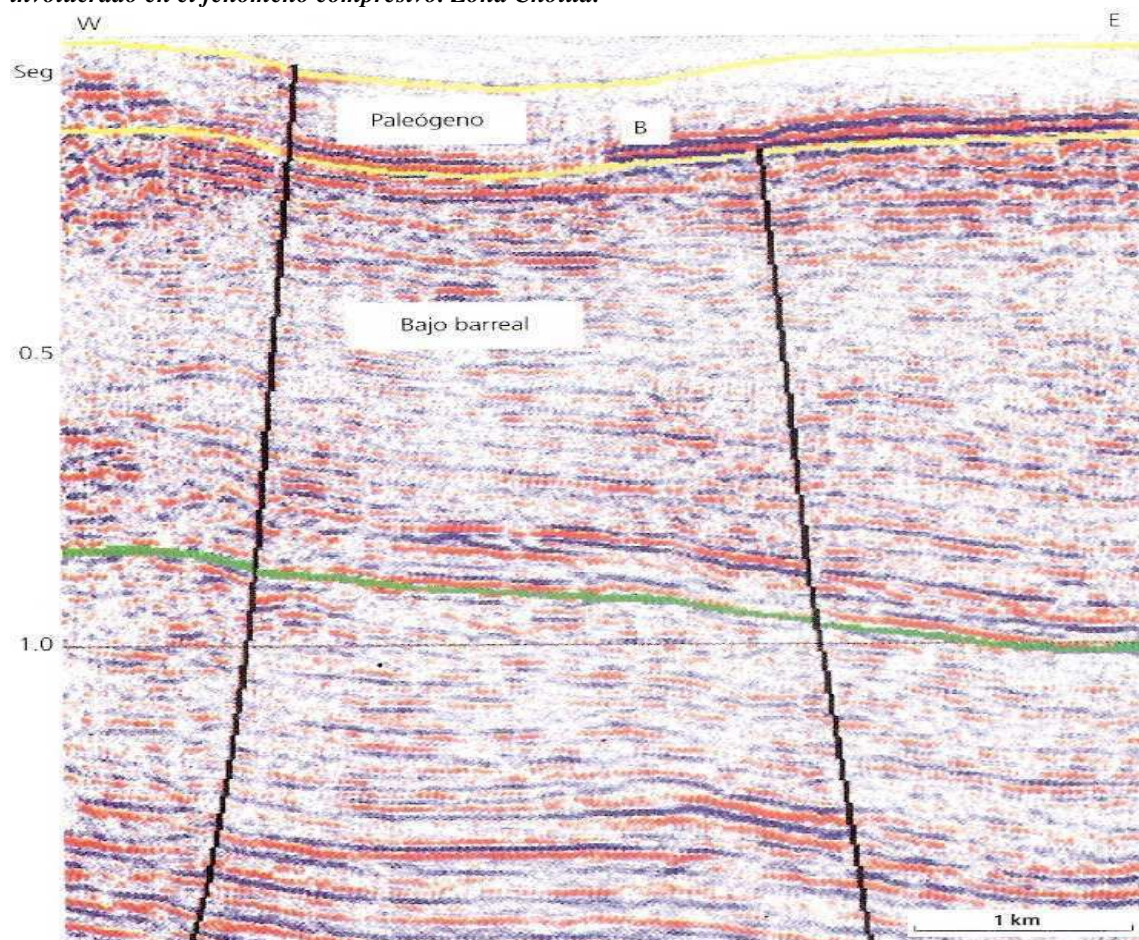
Por encima del Gr. Río Chico yace la Fm. Sarmiento lato sensu o "Tobas Sarmiento" (Eoceno-Mioceno Inferior) mediante un contacto neto (Sciutto, 1981) que Legarreta y Uliana (1994) confirman puntualizando la presencia de un hiato (55-54 m.a.) acaso inducido por una caída del nivel del mar (Haq et al., 1987). A su vez, reportan tres hiatos intra Sarmiento (49,5-47,5, 43-42 y 39,5-34 m.a.) correspondientes a nuevas caídas del nivel de base en el Ypresiano-Luteciano, Luteciano-Bartoniano y Bartoniano-Priaboniano-Rupeliano bajo (Fig. 8). El valor de 34 m.a. (Bellosi, 1996) podría ser algo más antiguo (Legarreta y Uliana, 1994).

La fase de deformación Incaica del Eoceno Medio-Superior (Pardo-Casas y Molnar, 1987) podría coadyuvar a la explicación de los dos últimos hiatos. La actividad ígnea cordillerana explicaría la generación de las tobas de Sarmiento (Mazzoni, 1985; Franchi y Nullo, 1986). Sin embargo, se han datado basaltos en Puesto Murga y Sierra Guanaco (cerca de Sarmiento) en 45 ± 5 y 46 ± 3 m.a. respectivamente (Linares y Gonzalez, 1990; Lema y Cortez, 1987), indicando condiciones distensivas. Claro que éstas podrían vincularse con aquellas que dispararon la extrusión del Basalto Posadas (48-45 m.a.) y que precedieron a la compresión Incaica (Ramos, 1989). Pero, de nuevo, la información sísmica no muestra signos de acortamiento para las unidades del Paleógeno Superior: los espesores pasan esencialmente inalterados sobre los anticlinales (Fig. 9).

Según Pascual (1984) las edades mamífero, definidas in situ, estarían controladas por modificaciones del nivel de base, fuertemente influenciado por las variaciones eustáticas. (La prolongada caída del nivel global del Priaboniano -Eoceno terminal- ha sido vinculada con la formación del casquete antártico; Kennett y Stott, 1990.) Pero nuevas ingresiones marinas tuvieron lugar desde el Oligoceno Inferior hasta el Mioceno Inferior (Bellosi, 1996), esto es, los pisos Juliense (Fm. San Julián, del Rupeliano alto) y Leonense (Fm. Centinela, del Aquitaniano) -que sumados conforman el Patagónico-, y el Superpatagónico (Fm. Chenque y Monte León, del Burdigaliano). Todos calzan con niveles del mar alto de la curva de Haq et al. (1987), excepto porque para el Rupeliano inferior se verificó un nivel aún más alto y no existen registros marinos de tal edad en la región. De modo que, nuevamente, se requiere de una subsidencia incremental, la que correlacionaría con un aumento en la tasa de expansión del piso atlántico (centrado en el Oligoceno; Dietmar Müller, 1995). Esta subsidencia fue reportada por Nocioni (1993). (Fenómenos de extensión e ingresión marina mastrichtiana y oligocena también se observan en otras cuencas suratlánticas, e.g. cuenca del Salado, Ramos e Introcaso, 1984.) Aunque, vale

aclarar, la magnitud de la subsidencia oligocena -así como de la maastrichtiana- fue sustancialmente menor que la de aquella verificada en el Albiano (compárense la Fig. 4 y la Fig. 6).

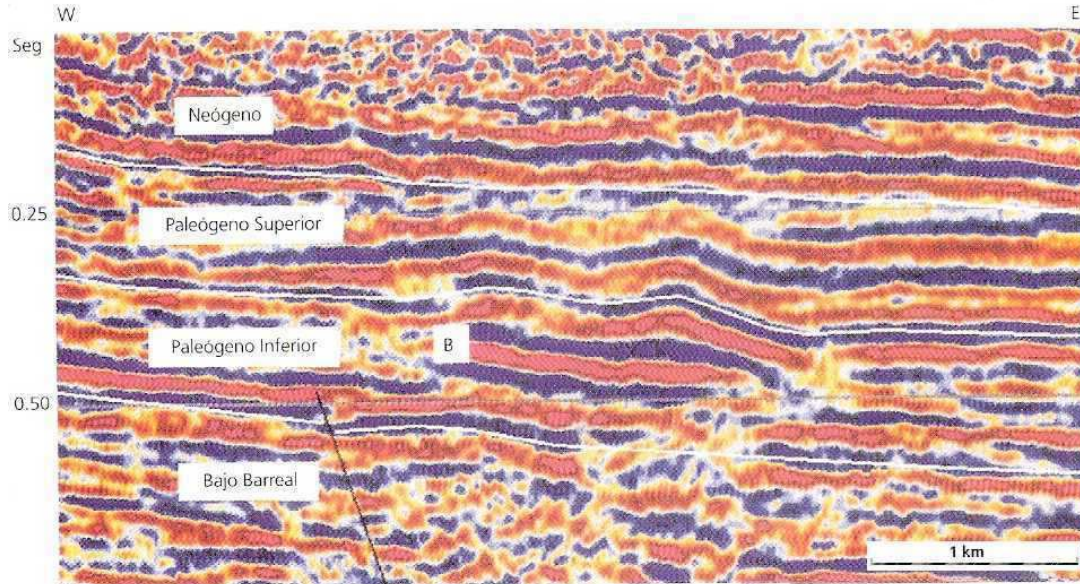
Figura 9: Sección sísmica G (ubicación en Fig. 1b) donde se evidencia la invariabilidad de espesor de las formaciones paleógenas en un ámbito sometido a inversión tectónica -existen perforaciones que documentan tales espesores-. Un filón-capa basáltico (reflector intenso al este, en la base del Terciario) fue involucrado en el fenómeno compressivo. Zona Cholita.



Con este evento del Paleógeno Superior coteja el vulcanismo efusivo e intrusivo post-eocénico y pre-Patagónico de Ferello (1969), también estudiado por Pezzutti y Villar (1979), Bitschene et al. (1991), Chelotti et al. (1996) y muchos otros. Por lo que debe postularse alguna perturbación astenosférica, quizás vinculada con aquella menor del Maastrichtiano. Al norte de la cuenca Golfo San Jorge, el origen de la meseta de Somuncurá, por una inestabilidad térmica del manto, se sitúa contemporáneamente (Oligoceno-Mioceno Inferior; Kay et al., 1993; Ardolino y Franchi, 1993) y se describen fenómenos ígneos coetáneos en Scarritt Pocket (Mazzoni, 1994). La edad inicial para este magmatismo es de 36 m.a. (Linares y Gonzalez, 1990), esto es, Oligoceno basal. Bellosi (1996) enfatiza esta sumatoria de eventos, optando por una de las hipótesis de Bitschene et al. (1991): “sistema de rifting” que trasciende los límites de la cuenca chubutiana con elongación NNW.

Los cuerpos intrusivos, detectados por perforaciones y sísmica en distintos lugares de la cuenca, muestran un inequívoco emplazamiento pre-Patagónico: al propagar la base de la Fm. Patagonia (lato sensu), desde su atadura con pozos, se observa que este reflector suprayace siempre a las respuestas de alta amplitud dadas por las rocas ígneas: filones, lacolitos, diques, mantos cónicos. Incluso se ve, cuando es posible, que el combamiento anticlinal suprayacente a las intrusiones (generado por éstas; Chelotti et al., 1996) no interesa los niveles del Patagónico (ver Fig. 10).

Figura 10: Sección sísmica H (ubicación en Fig. 1b) presentando un cuerpo intrusivo cuyo emplazamiento levantó los estratos suprayacentes. Sin embargo, la no afectación del Patagoniense (Leonense) sería indicativa de que la intrusión precedió a la depositación del mismo. Zona Cerro Doce Grande.



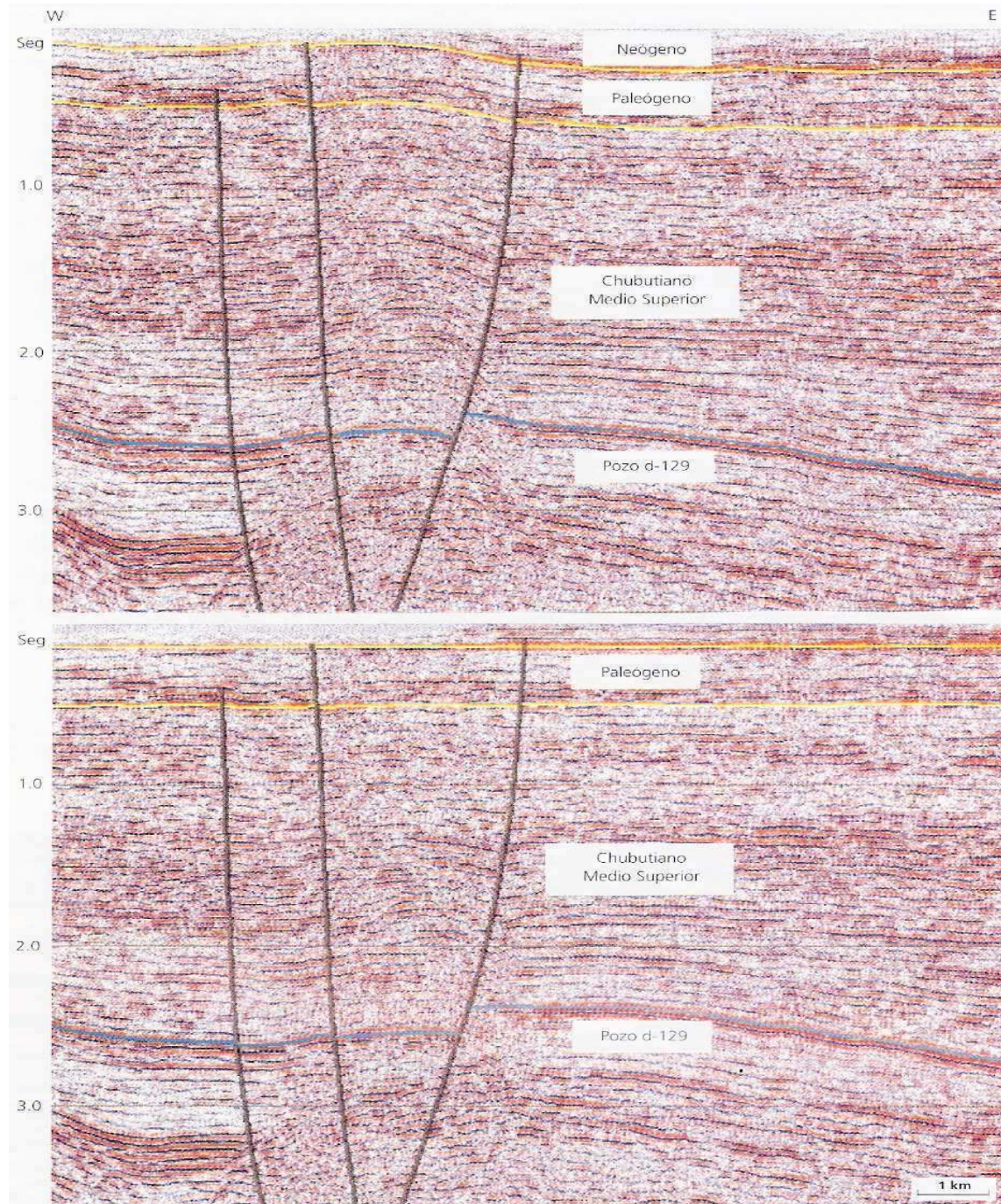
Ahora bien, Bellosi (1996) apunta que el Juliense sólo transgredió el extremo suroriental de la cuenca Golfo San Jorge, y que sí lo hizo in extenso el Leonense (porción superior del Patagoniense, sensu Legarreta, 1990) y más aún el Superpatagoniense. El Leonense ingresó a partir del límite Chattiano-Aquitaniense, siendo diacrónico y por lo tanto más tardío hacia los bordes de la cuenca (oeste y flancos norte y sur). Esto nos otorga un límite temporal superior para los eventos magmáticos: unos 24 m.a. en el sector más profundo observado (región costera del Golfo) y 21 m.a. hacia las áreas más someras. Estas edades no son incompatibles con las dataciones disponibles para este magmatismo, con moda en 25 m.a. (Linares y Gonzalez, 1990), ni con las dataciones más recientes para el área: desde 21.6 ± 1.3 hasta 22.5 ± 1.0 m.a. en Valle Hermoso (flanco norte de la cuenca; Marshall et al., 1986). Las edades más modernas reportadas (para basaltos exhumados en sectores cercanos a Colonia Sarmiento, a los que no llegó la ingresión Leonense) se sitúan entre los 20 ± 2 m.a. (sur del lago Colhue Huapi) y los 18 ± 1 (Meseta Guanacos), con un dato de 20 ± 2 obtenido del pozo PO x-1 (Lesta et al., 1980), aunque, desde luego, la actividad magmática no tomaba nota del avance marino.

Las Tobas Sarmiento se extienden hasta el Burdigaliano medio y engranan lateralmente con las citadas ingresiones marinas (Fig. 8). Bellosi (1996) señala una discordancia erosiva para el Aquitaniense cuspidal (21-20 m. a., Mioceno Inferior medio) atribuible a una caída del nivel del mar (vide Haq et al., 1987), sobre la que, diacrónicamente, progresó la ingresión Superpatagoniense que rebasó a las anteriores, penetrando largamente al noroeste del actual codo del río Senguerr (hundimiento sur de la sierra de San Bernardo) circa 17 m.a. (Burdigaliano superior, Mioceno Inferior cuspidal). El Superpatagoniense engrana lateralmente y es cubierto por los depósitos continentales de la Fm. Santa Cruz (Legarreta, 1990) desde el Burdigaliano medio. La caída del nivel global del Burdigaliano cuspidal (16.5 m.a., techo del Mioceno Inferior) habría promovido el retiro del mar Superpatagoniense (Bellosi, 1996). Sin embargo otros máximos eustáticos, de similar amplitud, se produjeron en el Langhiano y Serravalliano inferior (Mioceno Medio bajo): pero el Golfo San Jorge sólo volvió a inundarse en posiciones que hoy se encuentran mar adentro.

MIOCENO MEDIO - HOLOCENO:

La Fm. Santa Cruz, con intensa agradación y progradación clástica oriental, superó ampliamente el espacio de acomodación, evidenciando el inicio de un importante pulso de alzamiento del macizo andino

Figura 11: Sección sísmica I (ubicación en Fig. 1b) mostrando el anticlinal de El Escorial, generado por inversión tectónica. La horizontalización de la base del Patagoniense (abajo) evidencia el carácter neógeno de la deformación compresiva. También se verifica la presencia de plegamiento “rollover” afectando las secuencias chubutianas.



(Legarreta et al., 1990). Ramos (1989) señala que en el área cordillerana los depósitos típicamente molásicos comenzaron a sedimentarse en el Eoceno tardío, a partir del alzamiento debido a la fase Incaica, y alcanzaron los máximos espesores en el tiempo de la Fm. Santa Cruz, cuya datación más joven se sitúa en 18 m.a. Kraemer (1990) coincide con estos criterios, señalando una deformación menor circa 40 m.a. y citando un valor de 15 m.a. para las tobas más modernas de la Fm. Santa Cruz (a

una latitud algo mayor). El máximo diastrofismo, según ambos autores, se situó en el Mioceno Medio, debido a la convergencia rápida verificada en la fase Quechua (entre 20 y 10 m.a.; Pardo-Casas y Molnar, 1987), a lo que se sumó la colisión de segmentos de la dorsal chilena (Winslow, 1982; Fig. 1a). El principal, de unos 700 km de longitud, colisionó entre 14 y 10 m.a. (Cande y Leslie, 1986), lo que acentuó la deformación en la Cordillera Patagónica Austral al sur del actual punto triple en la Península de Taitao (Ramos, 1989). La subcuenca de Río Mayo, al norte del punto triple, se asemeja a la porción septentrional de la cuenca Austral (Aguirre Ureta y Ramos, 1981), pero en el Terciario sólo fue afectada por una deformación menor, atestiguando la diferente intensidad de la deformación al norte y sur de tal latitud (Ramos, 1989).

Ahora bien, para la fase de inversión tectónica en la cuenca Golfo San Jorge, Peroni et al. (1995) proponen una edad neógena tardía, grosso modo coetánea con el levantamiento de la Cordillera Patagónica Septentrional (Skarmeta, 1976), así como con el segmento austral (Ramos, 1989). Homoc et al. (1995) describen las estructuras compresivas y transpresivas generadas a partir de lineamientos favorablemente orientados que controlaron la sedimentación en tiempos neocomianos y previos. El conjunto de la faja plegada de San Bernardo ha sido generado a lo largo de una relativamente definida faja de deformación intracratónica (Fig. 1b). Strelkov et al. (1994) señalan sólo leves fenómenos compresivos al oeste de dicha faja: la orientación del fallamiento jurásico-neocomiano no fue favorable.

Las secciones sísmicas que atraviesan el anticlinal Perales, uno de los mayores rasgos de inversión tectónica en subsuelo, muestran en su flanco oriental, en el sentido de la vergencia, la dislocación de todas las secuencias observables, incluido el Patagónico (Fig. 7). Más al este, ya fuera de la faja de inversión tectónica propiamente dicha, el suave anticlinal de El Escorial preserva aún secuencias terciarias afectadas por la transpresión canalizada sobre un fallamiento de rumbo NW-SE, que antes había canalizado esfuerzos transtensivos (Fig. 11).

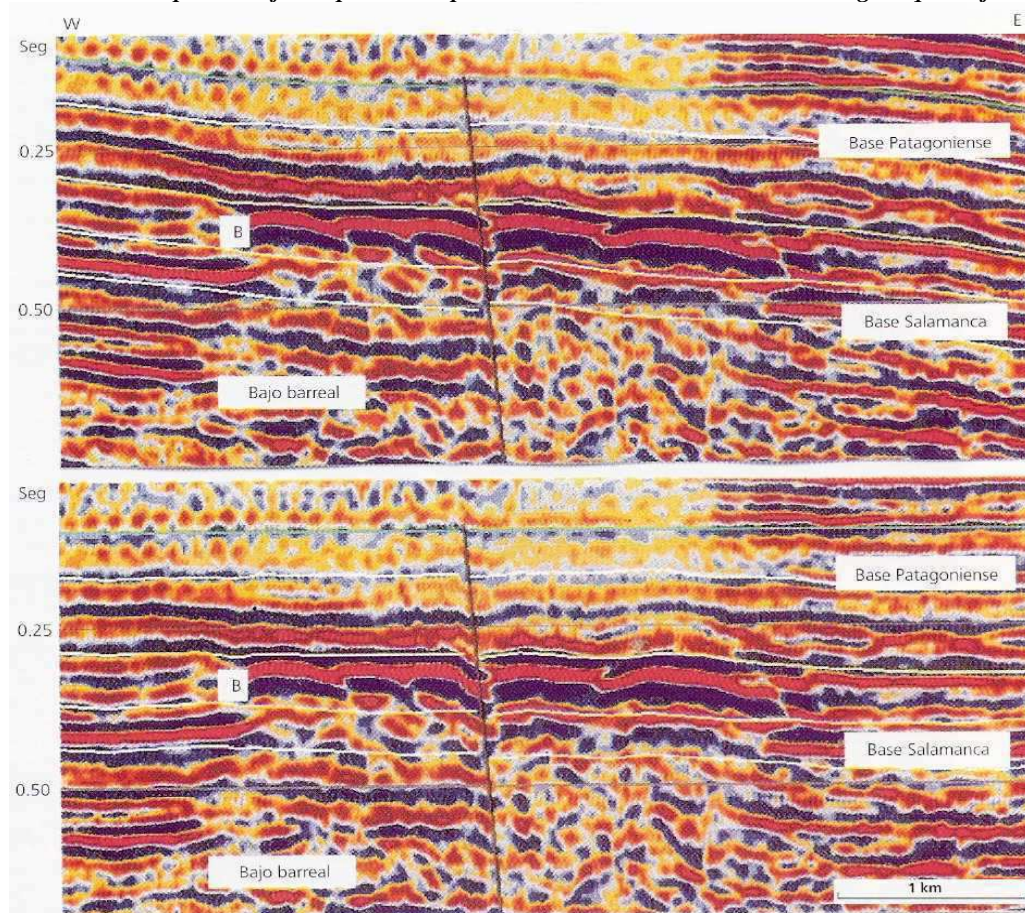
Por otra parte Ferello (1969) señala la presencia de sedimentos del Patagónico sobre el anticlinal del codo del Senguerr (cota 900-960 m) y en las barrancas del río (350-380 m), a unos 7 km al sur. Sciutto (1981) evidencia en su mapeo el origen de tal diferencia: el desnivel altimétrico lo es también estructural dado que, mientras el afloramiento meridional yace sobre el bloque bajo (occidental) del anticlinal del codo del Senguerr, el septentrional lo hace sobre el flanco oeste del mismo anticlinal, aunque en un segmento desplazado a occidente. Asimismo, numerosos pozos han sido perforados sobre anticlinales de la faja plegada en subsuelo, registrando importantes espesores del Patagónico (e incluso de la Fm. Santa Cruz), como en el ejemplo de la Fig. 9. La presencia de intrusiones (presumiblemente del Neógeno Inferior) afectadas por esfuerzos compresivos (Fig. 12, a y b) atestigua in pro de una edad post-Mioceno Inferior para la fase de inversión tectónica. De modo que bien puede aceptarse un amarre temporal con la fase Quechua, esto es, entre alrededor de 15 y 10 m.a.

Figari y Courtade (1994) analizan la cuenca de Cañadón Asfalto, al norte de Chubut, cuya génesis, estilo y edades de deformación fueron semejantes a los del Golfo San Jorge, excepto, principalmente, por su menor subsidencia durante el Cretácico Superior. Sugieren que la inversión tectónica pudo vincularse con la fase Incaica, pero los datos disponibles no invalidan una correlación con la fase Quechua. Por otra parte, Homoc et al. (1996) analizan el "macizo" del Deseado (en Santa Cruz) y la cuenca de San Julián (mar adentro), cuya génesis se puede seguir desde el Permo-Triásico, señalando semejanzas con el Golfo San Jorge hasta el Neocomiano inclusive, pero remarcando notables eventos transpresivos (sobre fallas WSW-ENE) del Valanginiano Superior-Aptiano (¿fase Patagónica Inicial sensu Stipanovic y Rodrigo, 1969 ?), a los que siguen pulsos de subsidencia (deducidos de la estratigrafía) bastante menos marcados pero coincidentes con los del Golfo: en el Albiano, Maastrichtiano y Oligoceno. Podrían inferirse relaciones evolutivas con la vecina escarpa de la plataforma de Malvinas, y se reporta una leve inversión tectónica del Mioceno.

En la génesis de la inversión tectónica al sur de la cuenca, Selva y Palma (1993) postulan fallas transcurrentes que se propagarían desde el margen activo y resolverían el desacople cortical entre las regiones al norte y sur de la península de Taitao (punto triple en el que converge la dorsal chilena); pero no queda suficientemente claro, en este modelo, el origen del resto de la faja plegada, hacia el norte, de similares características que las del área del río Deseado. Por otra parte, si bien las velocidades de convergencia difieren al norte y sur de Taitao (9 cm/año con la placa de Nazca y 2 cm/año con la placa Antártica), esta diferencia parece sólo atribuible a la actividad de la dorsal de Chile (Corvalán, 1981; Fig. 1a) y los fenómenos transductivos, que habrían sucedido a la migración del punto triple, sólo parecen relevantes en el sistema de fallas magallánicas (Dalziel y Palmer, 1979;

Winslow, 1982). Por último, Figari et al. (1996) plantean una interpretación diferente para la inversión en el entorno del río Deseado, acorde con las de Homoc et al. (1995) y Peroni et al. (1995).

Figura 12a: *Sección sísmica J (ubicación en Fig. 1b) en la que se ve suave inversión tectónica sobre una antigua falla distensiva en la zona de Cerro Doce Grande. Compárense la imagen acual, sometida a compresión (arriba), con aquella horizontalizada en niveles del Neógeno Inferior, lo que demuestra el carácter distensivo en ese tiempo. Cada porción del filón-capa fue diferencialmente involucrado en el movimiento sobre el plano de falla -por donde probablemente había ascendido el magma que lo formó.*



Ziegler (1989) postula dos mecanismos básicos de inversión tectónica en áreas alejadas del margen activo: uno, sólo si la inversión es leve, un origen no orogénico por movimientos transcurrentes vía penetración intracontinental de zonas de fractura oceánica, y el otro, la noción de “orogenic float” de Oldow et al. (1990), es decir, transmisión tangencial del movimiento a gran distancia, hasta zonas de mayor debilitamiento cortical intracontinental (aunque estén más alejadas de otras pasibles de ser invertidas). Peroni et al. (1995) invocan este último -en este caso son unos 300 km de la zona de subducción-, y señalan un modelo de deformación en acordeón (sin vergencia definida) y similitudes con la deformación transpresiva en el archipiélago de Sonda (Eubank y Makki, 1981). Asimismo merece recordarse el carácter levógiro de la deformación transpresiva regional (confirmado por Somoza y Barredo, 1994) y la semejante distribución areal de la faja deformada con aquella postulada para los tiempos permo-liásicos, aunque muchos de los hemigrabens del Dogger y Malm conservan similares geometrías. Incluso la mayor parte de los anticlinales fueron invertidos desde fallas maestras para los depocentros del Grupo Las Heras, aunque, dentro del mismo ámbito globalmente favorable, hubo otros -los menos- que se generaron a partir de lineamientos que no controlaron la extensión neocomiana (e. g. Fig. 13). (También hubo algunos corrimientos locales.) Los rumbos aprovechados de fallas maestras neocomianas van desde N 130° hasta N50° aproximadamente.

Figura 12b: Sección sísmica K (ubicación en Fig. 1b) a través del Anticlinal San Justo. Horizontalizando los niveles superiores del Chubutiano (abajo) se verifica el carácter extensivo original de la estructura y se reconstruye un manto cónico intrusivo (cuya edad se presume oligocena por similitudes con otros cuerpos cuya exhumación facilitó el fechado).

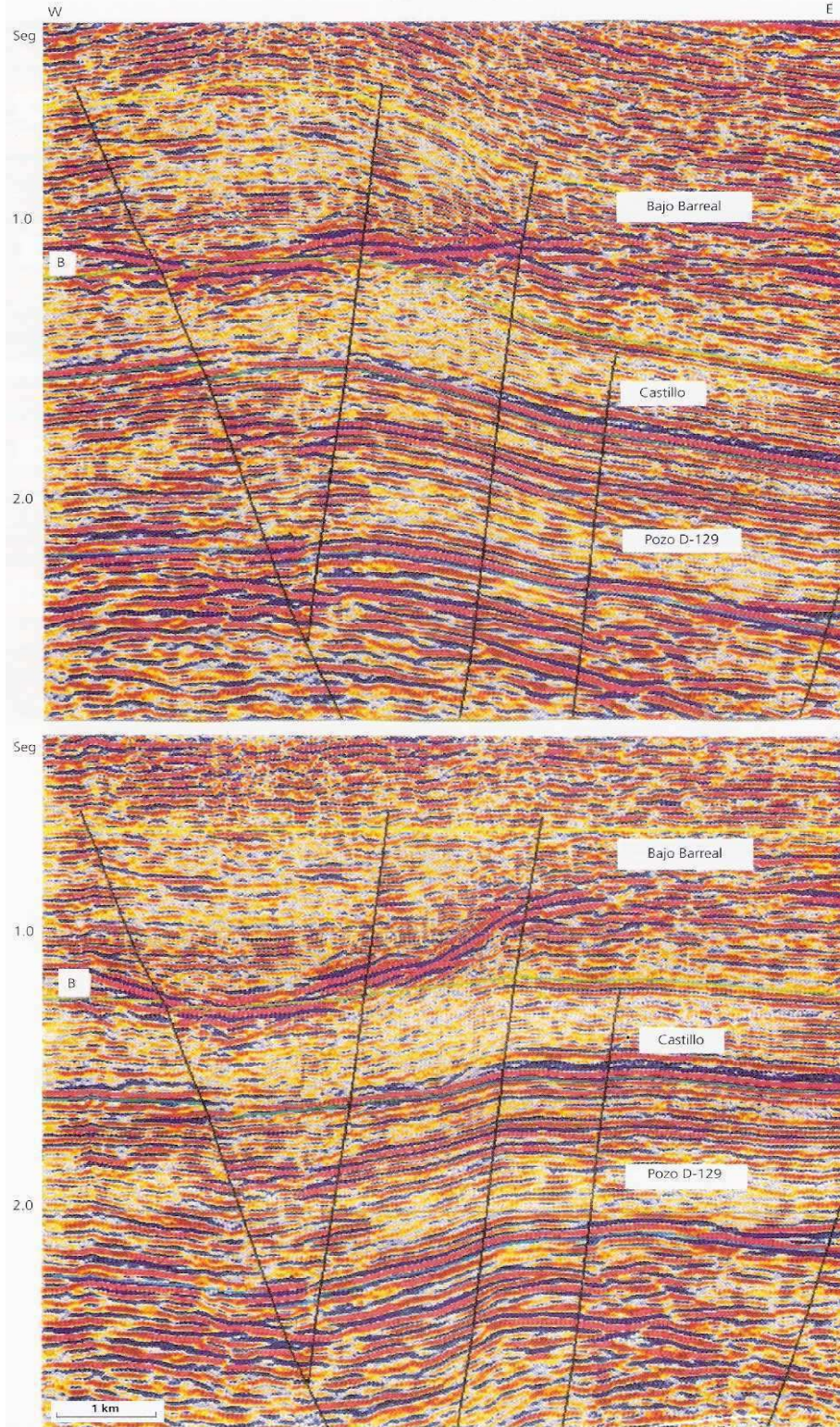
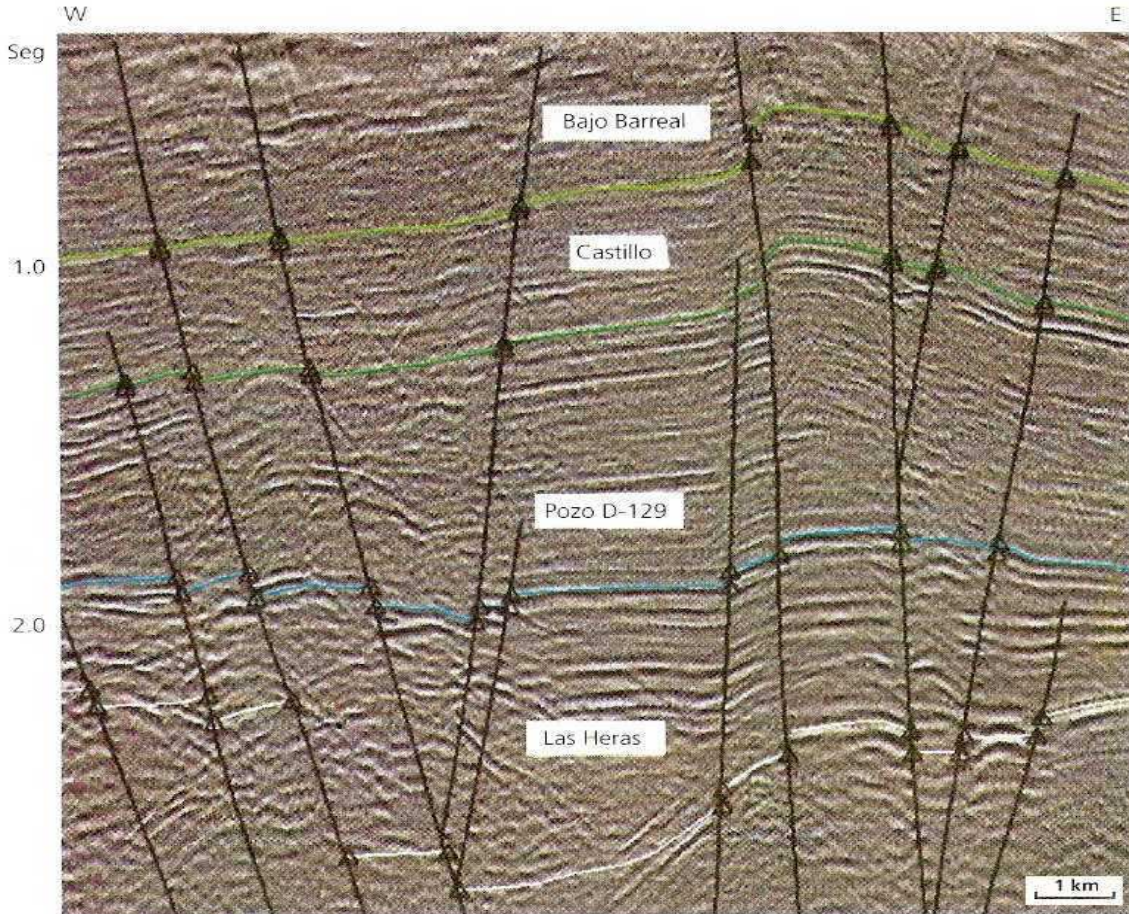


Figura 13: Sección sísmica L (ubicación en Fig. 1b). Se observa el segmento norte del Anticlinal Funes, de origen transpresivo (al este de la sección). Como puede verse, en este caso la falla maestra del hemibrabén jurásico-neocomiano (al oeste) no canalizó los esfuerzos compresivos; esto se debió a su desfavorable orientación.



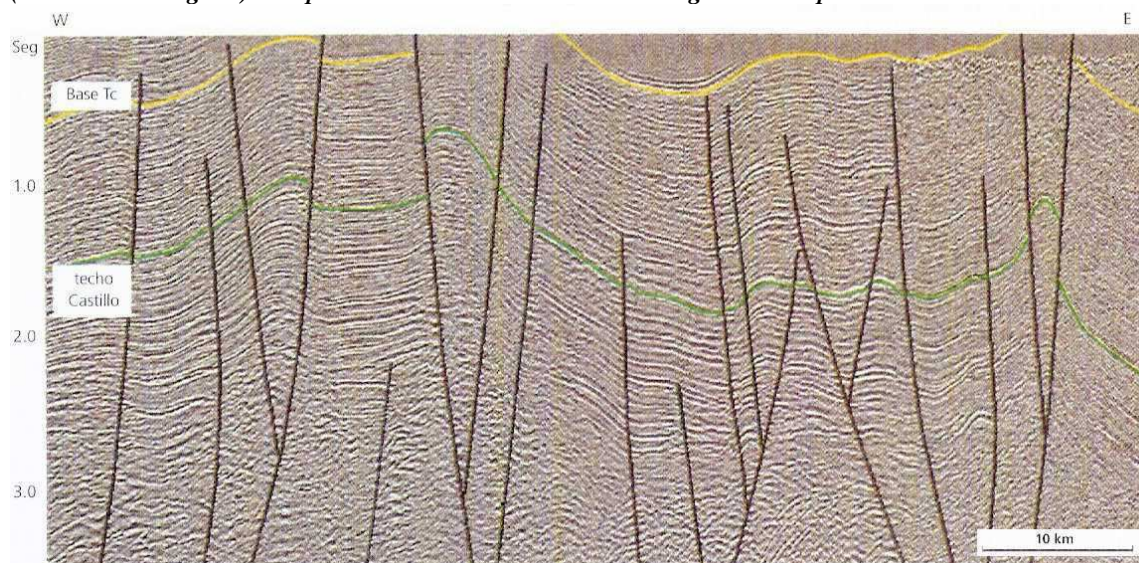
Debe asimismo puntualizarse que, grosso modo, la orientación de la faja coincide con la que presenta la Cordillera Patagónica Meridional (excepto en su tramo más austral), esto es NNW (quasi N-S), en contraste con los Andes Patagónicos Septentrionales, que se orientan al NNE. La composición de los desplazamientos relativos de las placas Sudamericana (hacia el W) y de Nazca (al ENE) pudo favorecer la deformación transpresiva levógira de rumbo NNW. Homoc et al. (1988) sugirieron la rotación relativa entre los macizos -en rigor áreas de menor subsidencia post-jurásica- de Somuncurá y Deseado (Fig. 1a). En cualquier caso, se debe tener en cuenta la virtual extinción de estos rasgos tectónicos en el interior del macizo del Deseado, pese a la persistencia de favorables lineamientos del Paleozoico Superior y Mesozoico Inferior -pero no así del Dogger-Neocomiano-. Finalmente, puede tentarse como hipótesis algún leve movimiento diferencial (levógiro) a lo largo de la transformante de Malvinas, con sus posibles ramificaciones intracontinentales, en el tiempo de la fase Quechua -con el alto riesgo de recurrir a un rasgo geotectónico ad hoc-. En este esquema, el lineamiento de Gastre, una vez más, pudo haber canalizado el movimiento hasta vincularlo con el margen convergente. Debe destacarse asimismo que, aunque se adeudan cortes regionales balanceados, es evidente que la magnitud de la extensión total en sentido E-W -esencialmente pre-chubutiana- fue marcadamente mayor que aquella de la compresión neógena. La Fig. 14 muestra una línea sísmica regional.

El hiato erosivo señalado por Legarreta y Uliana (1994) para el límite Serravalliano-Tortoniano (Mioceno Medio-Superior), si bien prima facie puede pensarse como consecuencia del diastrófismo andino, coincide con una notoria caída del nivel de base (Haq et al., 1987), que Pascual (1984) correlaciona con un enfriamiento global. Sobre dicho hiato se depositaron los sedimentos del

Araucanense, que engranan lateralmente con la ingresión Entrerriense (Legarreta et al., 1990). Facies aluviales, fluviales y otras han sido mapeadas desde el Plioceno (e.g. Puelchense sensu Legarreta et al., 1990) hasta el Holoceno (Panza y Nullo, 1994), intervalo fuertemente controlado por las variaciones eustáticas y períodos de deglaciación.

Por otra parte, nuevas rocas basálticas se reportan en cercanías del sector andino desde los 8.6 m.a. (Ramos, 1989). En proximidades de Sarmiento el vulcanismo básico se manifiesta a partir de los 4 ± 1 m.a. (Sinito, 1980), en correspondencia con las fases efusivas plio-pleistocénica y holocénica de Ferello (1969), que expresan una nueva y póstuma distensión.

Figura 14: Sección sísmica regional (M-M'), este-oeste a través de la faja plegada de San Bernardo (ubicación en Fig. 1b). Se aprecia el moderado acortamiento regional transpresivo.



SINTEISIS:

Un prieto y esquemático resumen puede exponerse así:

- Cuenca transtensionales carbónico-pérmicas y de rift triásico-liásicas, de rumbo NNW-SSE.
- Rift temprano del Dogger-Malm (Grupo Bahía Laura o Lonco Trapial) y tardío del Tito-Neocomiano (Grupo Las Heras), de rumbo principal NW-SE.
- Desplome e inicio de la cuenca transtensiva chubutiana, WNW-ESE, desde el Hauteriviano (Fm. Pozo D-129/Matasiete).
- Máxima actividad tectónica transtensivo-extensiva en el Albiano-Cenomaniano (formaciones Castillo y Bajo Barreal Inferior, o equivalentes).
- Persistencia de actividad extensiva en el Cretácico Superior (formaciones Bajo Barreal Superior y equivalentes).
- Evento extensional del Maastrichtiano-Paleoceno Inferior (vulcanismo y primera ingresión marina atlántica: Fm. Salamanca).
- Subsidencia muy lenta del Paleoceno Superior-Eoceno Superior (formaciones Río Chico y Sarmiento, escaso vulcanismo eoceno).
- Evento extensional del Oligoceno, hasta Mioceno Inferior (vulcanismo e ingresión patagónica).
- Fase compresiva del Mioceno Medio (Fm. Santa Cruz): transpresión e inversión tectónica, principalmente sobre la faja de San Bernardo.
- Leve distensión del Plio-Pleistoceno (vulcanismo, facies fluviales, glaci-fluviales, etc.).

Cuando el 26 de febrero de 1535 Simón de Alcazaba y Sotomayor halló con su gente la línea de costa del Golfo de San Jorge, probablemente no sospechó que se trataba del resultado –provisorio– del último ascenso eustático tras una larga evolución geológica. Por ese tiempo los aborígenes teushenkenk seguramente intuían mejor la historia telúrica de ésta, su comarca.

Agradecimientos:

A Aurora Cortez y Luis Bordón por la colaboración cartográfica. A Jorge Hechem, Sergio Courtade, Juan Homoc, Esteban Strelkov, Marisú Cid de la Paz y Gustavo Conforto por la lectura crítica del borrador y sus valiosas sugerencias. A ellos, así como a Ricardo Calegari, Luis Constantini, Gustavo Petrelli, Eduardo Figari, Pedro Lafourcade, Hernán Arroyo, Guillermo Cardinali, Raúl Salvay, y a absolutamente todo el personal del Area Exploración C. Rivadavia por el permanente intercambio de ideas y trabajo en equipo que han hecho posible esta contribución. (Naturalmente, los errores que pudieran haberse deslizado son atribuibles al autor.) También agradezco la permanente colaboración prestada a todos nosotros por Alejandro Aynol, gran compañero a cuya memoria se dedica este trabajo.

Bibliografía:

Aguirre Ureta, M. y Ramos, V., 1981: Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: p. 101-138. San Luis.

Arbe, H., 1989: Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la cuenca Austral, provincia de Santa Cruz. En Cuenas Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti Eds.): p. 419-442. Tucumán.

Ardolino, A. y Franchi, M., 1993: El vulcanismo cenozoico de la meseta de Somuncurá, Río Negro y Chubut. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: p. 225-235. Mendoza.

Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V. y Zucchi, H., 1989: Cuenca del Golfo San Jorge. En Cuenas Sedimentarias Argentinas (G. Chebli y L. Spalletti Eds.): p. 319-345. Tucumán.

Bellosi, E., 1995: Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia Central durante el Terciario medio. B.I.P. N°44: p. 50-83. Buenos Aires.

Biddle, K., Uliana, M., Mitchum, R., Fitzgerald, M. y Wright, R., 1986: The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. International Association of Sedimentologists, Sp. Publ. N°8: p. 41-61. Oxford.

Bitschene, P., Giacosa, R. y Márquez, M., 1991: Geologic and mineralogic aspects of the Sarmiento Alkaline Province in Central Patagonia, Argentina. VI Congreso Geológico Chileno, Actas: p. 328-331.

Cande, S. y Leslie, R., 1986: Late Cenozoic tectonics of the southern Chile Trench. Journal of Geophysical Research, V. 91: p. 471-496.

Chelotti, L., Vietto, M., Calegari, R. y Bitschene, P., 1996: Emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de composición básica alcalina, área C° Romberg-C° Wenceslao, cuenca Golfo San Jorge, Argentina. XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires. En prensa.

Clavijo, R., 1986: Estratigrafía del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. B.I.P. N°9: p. 15-32. Buenos Aires.

Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V., 1975: Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), R. Argentina. Revista A.G.A., XXX (4): p. 361-383. Buenos Aires.

Corvalán, J., 1981: Plate tectonic map of the Circum-Pacific region southeast quadrant; escala 1:10.000.000. A.A.P.G. Circum Pacific Council of Energy and Mineral Resources.

Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C., 1991: Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro: su implicancia geotectónica. Revista A.G.A., XLVI: p. 189-200. Buenos Aires.

Dalziel, I. y Palmer, K., 1979: Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. Geological Society of America Bulletin, Part 1, V. 90: p. 259-280. Boulder.

Dietmar Müller, F., 1995: Age map of ocean floor. University of Sydney and Scripps Institution of Oceanography.

Eubank, R. y Makki, A., 1981: Structural geology of the central Sumatra back arc basin. 10° Annual Indonesian Petroleum Convention, Proceedings: p. 121-148.

Ferello, R., 1969: Intento de sistematización geocronológica de las rocas eruptivas básicas en sectores del Chubut y Santa Cruz. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 293-310. Buenos Aires.

Feruglio, E., 1929: La constitución geológica de la región del Golfo San Jorge. B.I.P. N°63: p. 925-1025. Buenos Aires.

Figari, E., Cid de la Paz, M. y Laffitte, G., 1996: Neocomian halfgraben in the western San Jorge Basin, Argentina: petroleum systems, origin and tectonic inversion. II A.A.P.G./S.V.G. International Congress, Abstracts. Caracas.

Figari, E. y Courtade, S., 1993: Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: p. 66-77. Mendoza.

Figari, E., Courtade, S., Constantini, L., Calegari, R. y Arroyo, H., 1996: Cerro Bayo o Ballena, faja plegada de la cuenca del Golfo San Jorge: estructura y posibles correlaciones estratigráficas. Exploración YPF. Informe inédito, 24 pp, 10 figs. C. Rivadavia.

Fitzgerald, M., Mitchum, M., Uliana, M. y Biddle, K., 1990: Evolution of the San Jorge basin, Argentina. A.A.P.G. Bulletin, V. 74 (6): p. 879-920. Tulsa.

Forsythe, R., 1982: The paleozoic to early mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. Journal of the Geological Society, V. 139: p. 671-682. London.

Francheteau, J. y Le Pichon, X., 1972: Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. A.A.P.G. Bulletin, V. 56: p. 991-1007. Tulsa.

Franchi, M. y Nullo, F., 1986: Las tobas de Sarmiento en el macizo de Somuncurá. Revista A.G.A., XLI (1-2): p. 219-222. Buenos Aires.

Gomez Omil, R., Arroyo, H., Laffitte, G. y Melo, A., 1989: Anteproyecto exploratorio para el sector oriental del flanco sur. Exploración YPF. Informe inédito, 31 pp, 22 figs. C. Rivadavia.

Gordon, A. y Ort, M., 1993: Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41°-42°30' L.S.). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: p. 120-127. Mendoza.

Gust, D., Biddle, K., Phelps, D. y Uliana, M., 1985: Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. Tectonophysics, V. 116: p. 223-253.

Haller, M. y Lapido O., 1982: The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes: Earth-Science Reviews, V. 18: p. 395-410.

Haq, B., Hardenbol, J. y Vail, P., 1987: The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, 235: p. 1156-1167. Washington.

Hechem, J., 1994: Modelo predictivo de reservorios en un sistema fluvial efímero del Chubutiano de la cuenca Golfo San Jorge, Argentina. Revista A.A.S., V. 1 (1): p. 3-14. Buenos Aires.

Hechem, J., Figari, E. y Musacchio, E., 1987: Cuenca del Golfo San Jorge, hallazgo de la Fm. Pozo D-129. I.A.P., Petrotecnia, 28 (11): p. 13-15. Buenos Aires.

Hechem, J., Figari, E. y Homocv, J., 1993: Secuencias depositacionales en el Neocomiano del lago Fontana, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II: p. 119-123. Mendoza.

Homocv, J., Figari, E. y Hechem, J., 1988: La estructura de la sierra de San Bernardo (45°-46° L.S.), provincia del Chubut. Exploración YPF. Informe inédito, 8 pp, 8 figs. C. Rivadavia.

Homocv, J., Conforto, G., Lafourcade, P. y Chelotti, L., 1995: Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina: an example of tectonic inversion. En Basin Inversion, Geological Society Sp. Publ. N°88 (J. Buchanan y P. Buchanan Eds.): p. 235-248. Oxford.

Homocv, J., Constantini, L., Ferreira, R. y Pellon de Miranda, A., 1996: Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationship with the San Julian offshore area in the South Atlantic Ocean. A.A.P.G. Annual Meeting, Abstracts. San Diego.

Introcaso, A. y Ramos, V., 1984: La cuenca del Salado: un modelo de evolución aulacogénica. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III: p. 27-46. Bariloche.

Kraemer, P., 1993: Perfil estructural de la Cordillera Patagónica Austral a los 50° L.S., Santa Cruz. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: p. 119-125. Mendoza.

Larson, R. y Pitman, W., 1972: World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications. GSA Bulletin, V. 83: p. 3645-3662.

Legarreta, L., Uliana, M. y Torres, M., 1990: Secuencias depositacionales cenozoicas de Patagonia Central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación preliminar. Actas del II° Simposio del Terciario de Chile: p. 135-176. Concepción.

Legarreta, L. y Uliana, M., 1994: Asociaciones de fósiles y hiatos en el Supercretácico-Neógeno de Patagonia: una perspectiva estratigráfico-secuencial. *Ameghiniana*, 31(3): p. 257-281. Buenos Aires.

Linares, E. y González, R., 1990: Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina: 1957-1987. Publicaciones Especiales de la A. G. A., Serie B, N°19: 628 pp. Buenos Aires.

Lema, H. y Cortez, J., 1987: El volcanismo eoceno del flanco oriental de la meseta de Canquel, Chubut. X Congreso Geológico Argentino, Actas IV: p. 188-191. Tucumán.

Lesta, P. y Ferello, R., 1972: Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz. En *Geología Regional Argentina* (Academia Nacional de Ciencias; A. Leanza Eds.): p. 601-654. Córdoba.

Lesta, P., Ferello, R. y Chebli G., 1980: Chubut Extraandino. En *Geología Regional Argentina* (Academia Nacional de Ciencias; J. Turner Eds.), V. II: p. 1307-1387. Córdoba.

Nocioni, A., 1993: Historia de la subsidencia de la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: p. 21-26. Mendoza.

Marshall, J., 1994: The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, V. 13 (2): p. 499-514.

Marshall, L., Butler, R., Drake, R. y Curtis, G., 1981: Calibration of the beginning of the age of Mammals in Patagonia. *Science*, 212: p. 43-45. Washington.

Marshall, L., Cifelli, R., Drake, R. y Curtis, G., 1986: Vertebrate paleontology, geology and geochronology of the Tapera de López and Scarrit Pocket, Chubut Province, Argentine. *Journal of Paleontology*, 60 (4): p. 920-951. Tulsa.

Martínez, G., 1992: Paleoambiente de la Fm. Salamanca en la Pampa María Santísima, Departamento Sarmiento, provincia del Chubut. *Revista A.G.A.*, XLVII (3): p. 293-303. Buenos Aires.

Mazzoni, M., 1985: La formación Sarmiento y el vulcanismo paleógeno. *Revista A.G.A.*, XL(1-2): p. 60-68. Buenos Aires.

Oldow, J., Bally, A. y Ave Lallemand, H., 1990: Transpression, orogenic float and lithosphere balance. *Geology*, V. 18: p. 991-994.

Pankhurst, R., Caminos, R. y Rapela, C., 1993: Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos de Nahuel Niyeu, macizo Norpatagónico. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV: p. 99-104. Mendoza.

Panza, J. y Nullo, F., 1994: Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz, Argentina; escala 1:750.000. Servicio Geológico Nacional.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987: Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, V. 6: p.233-248.

Pascual, R., 1984: La sucesión de las Edades Mamífero, de los climas y del diastrofismo sudamericano durante el Cenozoico; fenómenos concurrentes. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas y Naturales*, 36: p. 15-36. Buenos Aires.

Peroni, G., Hegedus, A., Cerdan, J., Legarreta, L., Uliana, M. y Laffitte, G., 1995: Hydrocarbon accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En *Petroleum Basins of South America*, A.A.P.G. Memoir 62 (A. Tankard, R. Suárez S. y H. Welsink Eds.): p. 403-419. Tulsa.

Piatnitzky, A., 1942: Apuntes sobre la composición y estructura geológica del Golfo San Jorge. *B.I.P.* N°19 (219): p. 49-63. Buenos Aires.

Ramos, V., Niemeyer, H., Skarmeta, J. y Muñoz, J., 1982: Magmatic evolution of the Austral Andes. *Earth-Science Reviews*, V. 18: p. 411-443.

Ramos, V., 1988: Andean foothills in northern Magallanes basin, Argentina. *A.A.P.G. Bulletin*, V. 73 (7): p. 887-903. Tulsa.

Rapela, C. y Pankhurst, R., 1992: The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En *Magmatism and the Causes of Continental Break-Up*, Geological Society, Sp. Publ. N°68 (B. Storey, T. Alabaster y R. Pankhurst Eds.): p. 209-220.

Riccardi, A., 1983: The Jurassic of Argentina and Chile. En *The Phanerozoic geology of the world II, the Mesozoic* (M. Moullade y A. Nairn Eds.): p. 201-263. Amsterdam.

Riccardi, A. y Rolleri, E., 1980: Cordillera Patagónica Austral. En Geología Regional Argentina (Academia Nacional de Ciencias; J. Turner Eds.), V. II: p. 1173-1306. Córdoba.

Selva, C. y Palma, M., 1993: Estructuras transpresivas modernas en el cerro Bayo o Ballena, provincia de Santa Cruz. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III: p. 188-194. Mendoza.

Sciutto, J., 1981: Geología del codo del río Senguerr, Chubut, Argentina. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: p. 203-210. San Luis.

Sinito, A., 1980: Edades geológicas, radimétricas y magnéticas de algunas vulcanitas cenozoicas de las provincias de Santa Cruz y Chubut. Revista A.G.A., XXXV (3): p. 332-339. Buenos Aires.

Skarmeta, J., 1976: Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la provincia de Aisén, Chile. Revista A.G.A., XXXI: p. 73-78. Buenos Aires.

Somoza, R. y Barredo, S., 1994: Paleomagnetism of cretaceous rocks in the San Bernardo Range, Extraandean Patagonia: tectonic implications. Congreso Sociedade Brasileira de Geofísica.

Stipanovic, P. y Rodrigo, F., 1969: El diastrofismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II: p. 337-352. Buenos Aires.

Strelkov, E., Cid de la Paz, M. y Baldi, J., 1994: Geología y características exploratorias de las secuencias neocomianas en el oeste de la Provincia del Chubut, Argentina. B. I.P. N°38: p. 81-93. Buenos Aires.

Ugarte, F., 1966: La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia Meridional. Anales Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, V. 1: p. 37-68. C. Rivadavia.

Uliana, M., Biddle, K. y Cerdan, J., 1989: Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins, A.A.P.G. Memoir 46 (A. Tankard y H. Balkwill Eds.): p. 599-614. Tulsa.

Urien, C., Zambrano, J. e Yrigoyen, M., 1995: Petroleum basins of southern South America: an overview. En Petroleum Basins of South America, A.A.P.G., Memoir 62 (A. Tankard, R. Suárez S. y H. Welsink Eds.): p. 63-77. Tulsa.

Urien, C., 1996: Las cuencas del margen continental argentino. B.I.P. N°46: p. 80-84. Buenos Aires.

Windhausen, A., 1924: Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, V. XXVIII: p. 167-320. Córdoba.

Winslow, M., 1982: The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En Antarctic Geoscience (C. Craddock Eds.): p. 143-154. Madison.

Ziegler, P., 1989: Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. En Inversion Tectonics, Geological Society Sp. Publ. N°44 (M. Cooper y G. Williams Eds.): p. 63-85. Oxford.