

ESTRATIGRAFÍA Y GEOQUÍMICA DE LAS FACIES GENERADORAS DE HIDROCARBUROS EN LAS CUENCAS PETROLÍFERAS DE ARGENTINA

Miguel A. Uliana¹, Leonardo Legarreta², Guillermo A. Laffitte³ y Héctor J. Villar⁴

1: Astra C.A.P.S.A.†

2: Petrolera Argentina San Jorge

3: Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A.

4: CIRGEO

Actualmente:

2: Patagonia Exploración S.A. llegalarreta53@gmail.com

3: M&P System S.R.L. mpsystem@fibertel.com.ar

4: GeoLab Sur S.A. hector.villar@geolabsur.com

Nota de los editores: este trabajo es una reedición del presentado en el IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos realizado en Mar del Plata en abril de 1999.

Palabras clave: Cuencas petrolíferas argentinas, rocas generadoras, estratigrafía, geoquímica

ABSTRACT

Stratigraphy and Geochemistry of the Hydrocarbon Source Facies of the Argentinian Petroliferous Basins

The source facies of Argentina were accumulated in different geodynamic scenarios and paleogeographic settings, strongly influenced by global eustatic oscillations. In the Northwestern Subandean Belt moderately organic-rich marine shales were deposited during a Silurian and mainly Late Devonian (Los Monos Fm) stagnation within an underfilled foreland system, flanking the backside of the Famatinian megasuture. The high quality Triassic source (Cacheuta Fm) was accumulated in deep lakes located in the Cuyo successor troughs, developed on the collapsed backbone of the Late Paleozoic orogenic welt. The main organic-rich facies of the Neuquén basin (Los Molles, Vaca Muerta, and Agrío formations) developed in a backarc marine embayment, and anoxia was in tune with the Jurassic-Cretaceous ups and downs of eustasy. In the Río Mayo-Austral-Malvinas region the accumulation and preservation of the organic matter (Palermo Aike Fm) is related to the Neocomian marine flooding and anoxic impingement on the sagging fringe of the South America slab. In the Golfo San Jorge Basin, Central Patagonia, the source accumulation ("Neocomiano" and D-129 formations) is associated with Jurassic-Cretaceous midplate volcanism and a tale of stacked lacustrine systems. Finally, the Northwest Cretaceous Basin was a focus of reduced source rock accumulation (Yacoraite Fm) within an interior sag with local stagnation and the influence of a Cretaceous-Paleocene epicontinental lac-mer system. More than 75% of the discovered hydrocarbons in Argentina were generated in Late Jurassic and Early Cretaceous source rocks, in tune with a global eustatic highstands. They were mostly accumulated in the Neuquén basin under marine conditions (Vaca Muerta and Agrío formations) and in a huge lacustrine setting developed in the Golfo San Jorge basin (D-129 Fm).

INTRODUCCIÓN

La idea de organizar un simposio sobre “Estratigrafía y Geoquímica de las Rocas Madre de Argentina” fue planteada originalmente por Miguel A. Uliana para tratar de actualizar y generar una visión integral de los conocimientos geológicos y geoquímicos de las cuencas petrolíferas. A los efectos de organizar el evento, había empezado a contactar a distintos profesionales involucrados en esas disciplinas y, al mismo tiempo, comenzó la preparación del presente trabajo, el cual estaba prácticamente finalizado cuando Miguel falleciera el 1° de Julio de 1997. A los coautores nos pareció oportuno llevar adelante esa idea, lo cual fue planteado a la Comisión Organizadora del presente Congreso, a quienes damos nuestro sincero reconocimiento por el apoyo dado para organizar una jornada dedicada específicamente al tema.

El conocimiento sistemático de las rocas generadoras que han originado el petróleo y gas de las provincias petrolíferas de Argentina está lejos de ser completo (Figura 1). Sin embargo, debido al cambio de la industria hacia las estrategias operativas integradoras que combinaron los esfuerzos de la geología, geofísica y geoquímica para mejorar la efectividad exploratoria, durante los últimos 10-15 años el estudio de las rocas madre se ha convertido en un hecho muy común en el ambiente local. La literatura reciente y un gran número de informes de la industria registran un uso intensivo de elucubraciones geológicas y técnicas geoquímicas, orientadas a asegurar la correlación entre reservas de hidrocarburos e intervalos de querógenos específicos (Villar *et al.* 1993; Gómez Omil y Albariño 1996; Cruz *et al.* 1996; Cagnolatti *et al.* 1996). Además, la datación del tránsito a través de la “ventana” de maduración pudo acotarse mejor como resultado de la evaluación combinada de evidencias geoquímicas, modelado térmico y una resolución estratigráfica muy mejorada (ej. Rosso *et al.* 1987; Yllañez *et al.* 1989; Pittion y Gouadain 1991; Urien y Zambrano 1994). Como una recopilación de estos nuevos enfoques y progreso del saber, este trabajo se orientó a la revisión del estado del conocimiento estratigráfico y geoquímico de los intervalos generadores que, de acuerdo con la opinión de la mayoría de los investigadores modernos, fueron los responsables de la carga de hidrocarburos en los distritos petrolíferos comerciales en Argentina.

La distribución en el espacio y en el tiempo y la calidad de las rocas madre de Argentina varían ampliamente y, al mismo tiempo, el nivel de conocimiento específico cambia de una cuenca a otra. Cuando hacemos un inventario en cada provincia petrolera, intentamos puntualizar la literatura más relevante y proveer una reseña resumida sobre la percepción del ambiente geodinámico y paleogeográfico. Estas introducciones están seguidas por una descripción local de la geometría del relleno sedimentario y una discusión sobre los sistemas deposicionales que controlaron el desarrollo de las facies generadoras. La estratigrafía de cada una de las cuencas y la posición relativa de los miembros portadores de rocas generadoras es ilustrada por un conjunto de diagramas estratigráficos lo más actualizados posible. Estas cartas se construyeron sobre la base de las más recientes evidencias disponibles sobre facies y cronoestratigrafía, considerando el contexto geodinámico y

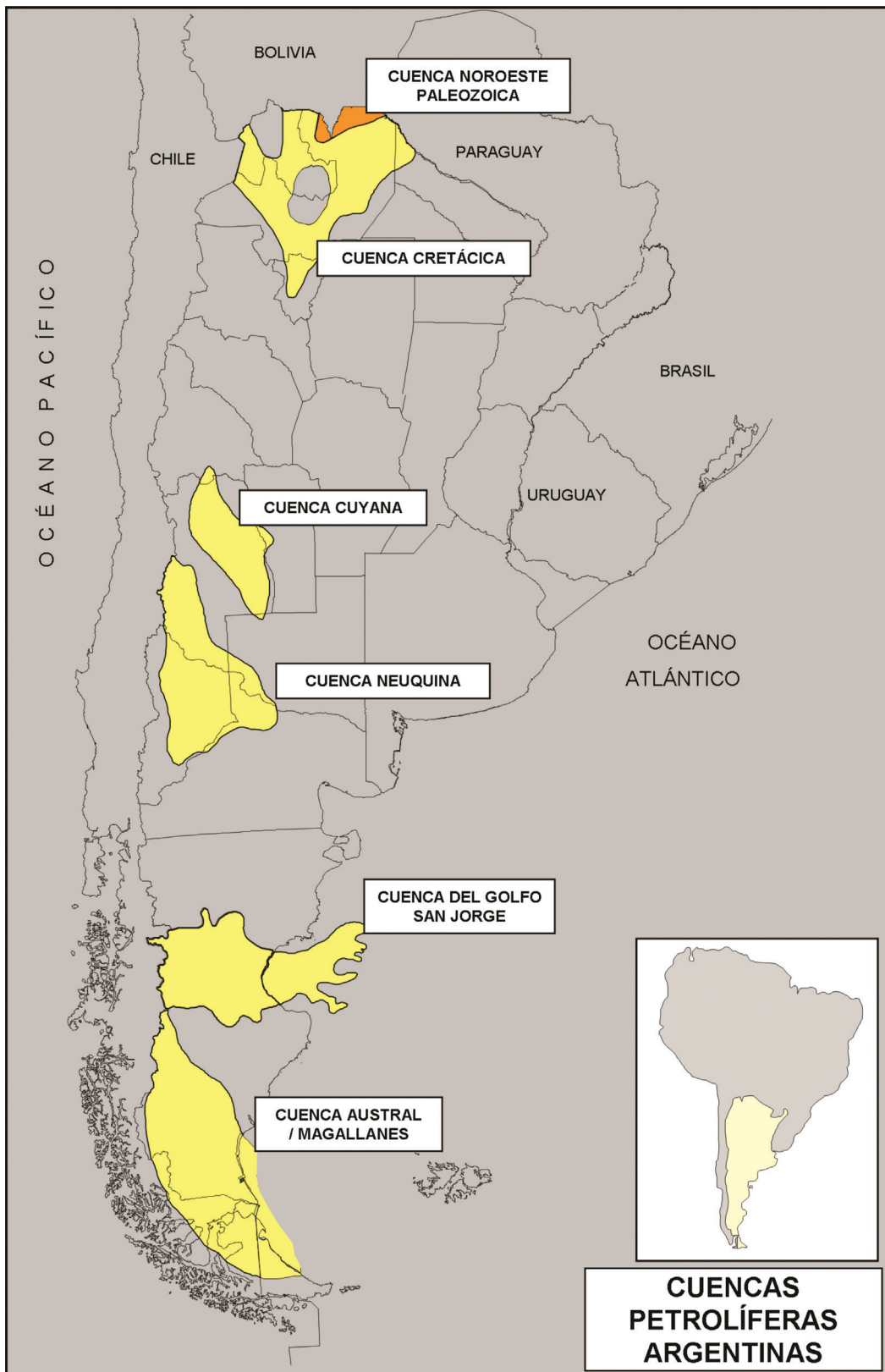


Figura 1.

la evolución regional de los cambios del nivel de base. Al mismo tiempo, se hace un tratamiento actualizado de las particularidades geoquímicas de cada uno de los intervalos generadores de hidrocarburos. La bibliografía citada en cada capítulo no es de por sí un inventario exhaustivo de la profusa literatura de las cuencas argentinas, más bien indica fuente de información clave donde se puede ahondar temas discutidos en este trabajo.

CUENCA PALEOZOICA DEL NOROESTE

Los estratos siluro-devónicos de interés prospectivo están preservados a lo largo de una amplia extensión del noroeste y centro-norte de Argentina (Padula *et al.* 1967; Mingramm *et al.* 1979; Turner y Mon 1979; Vistalli 1989). Estos son los remanentes de un grupo de amplios repositorios de antepaís y epicratónicos que cubrieron un área mucho mayor desde el sur del Perú, Bolivia oriental, a través del Chaco-Paraná y Sierras de la Ventana en Argentina, y la Faja del Cabo en Sudáfrica, y conectada con engolfamientos y brazos de mar en Brasil y Paraguay (Tankard *et al.* 1995; González-Bonorino y Llambías 1996). Una vista transversal, a lo largo del límite Argentina-Bolivia y SO de Paraguay, muestra una cuña sedimentaria asimétrica que se expande desde la Cordillera Oriental hasta casi 3.000 m de espesor, en el ambiente del frente subandino, y se adelgaza regularmente hasta el borde erosivo por truncación a través del antepaís sudamericano. El margen activo externo estuvo contenido por un terreno relativamente rectilíneo y elevado, compuesto por una faja deformada por compresión que comenzó a levantarse cerca del límite Ordovícico-Silúrico (circa 460-440 Ma), cuando el margen convergente-retrocedente situado a lo largo del oeste de América del Sur se convirtió en un ambiente de subducción en avance (Forsythe *et al.* 1993). Estas elevaciones involucraron los gajos corticales autóctonos o parautóctonos de Arequipa-Antofalla (Mpodozis y Ramos 1989; Sempere 1995), fragmentos invertidos del depocentro Proterozoico Tardío de Puncoviscana (Willner *et al.* 1987) y, más al sur, el arco magmático de Sierras Pampeanas (Rapela *et al.* 1992; Dalla Salda *et al.* 1993).

El ambiente geodinámico que gobernó la acomodación de la serie siluro-devónica en las cuencas del Noroeste y Alhuampa actualmente es interpretado en el contexto de una cuenca de antepaís. Esto implica condiciones de carga tectónica a lo largo del borde del cratón sudamericano, promovido por convergencia y transpresión sobre el margen de la placa paleo-Pacífica (Palma 1991; Sempere 1995; Starck 1995). Consecuentemente, cerca del borde occidental de la cuenca siluro-devónica los depósitos yacen sobre una discordancia regional (“Oclógica”) que trunca las acumulaciones ordovícicas plegadas (Turner y Mon 1980). A través del ambiente de interior de cuenca hasta el este, debajo de las planicies del Chaco y Alhuampa, la serie siluro-devónica consiste de una sucesión sedimentaria marina prácticamente continua. Por debajo yacen en paraconcordancia las ampliamente distribuidas capas cambro-ordovícicas (formaciones Árbol Blanco, Pirané

y Las Breñas, Russo *et al.* 1979), acumuladas sobre el techo de cuñas de relleno de *rifts*, arealmente restringidos, presumiblemente coetáneos con la Fm Puncoviscana del Vendiano-Cámbrico Temprano (Aceñolaza *et al.* 1989, Tankard *et al.* 1995). El lado oriental de la cuenca registra un sutil traslape sobre el cratón de Guaporé peneplanizado y severamente truncado en su techo.

La arquitectura a gran escala del paquete siluro-devónico está bien establecida (Vistalli 1989; Starck 1995). El intervalo está caracterizado por una asociación litológica cuarcita-limolita-lutita relativamente simple, con variaciones graduales de espesor y por cambios regulares de facies y tipos litológicos. La continuidad lateral de la mayoría de los parámetros es consistente con el característico aspecto sísmico del tipo “vías de tren” (*railroad tracks*, ej. Acevedo 1986), definida por una alternancia paralela de pocos reflectores continuos de alta amplitud, separados por zonas más espesas carentes de reflexiones, correlacionadas con secciones ricas en lutitas (Figura 2). El predominio de areniscas y algunos conglomerados cerca del margen de cuenca inferido en la Cordillera Oriental (formaciones Porongal, Baritú y Río Pescado) y el reemplazo por una serie dominada por lutitas en el ámbito del Chaco Salteño y Alhuampa (formaciones Copo y Rincón, Aramayo Flores 1987; Vistalli 1989), permiten delinear un gradiente granulométrico orientado hacia el este-noreste. Este tipo de organización implica una inversión completa de la polaridad deposicional hacia el oeste, mostrada por los sistemas de acumulación operantes durante el Cámbrico y Ordovícico (Aceñolaza *et al.* 1989; Tankard *et al.* 1995). La investigación estratigráfica moderna enfatiza la presencia de tres ciclos transgresivo-regresivos, Cinco Picachos, Las Pavas y Aguaragüe, que parecen registrar la señal eustática global (Starck *et al.* 1992a, Starck 1995).

Ciclo Cinco Picachos (Ashgiliano-Siegeniano)

Este intervalo del Ordovícico (?) más alto a Devónico Inferior comienza con miembro clásico grueso, delgado pero distintivo, compuesto por diamictitas (formaciones Zapla y Cancañiri), generalmente interpretadas como detritos resedimentados desde áreas englazadas. Algunos niveles basales (ej. Fm Caspalá) consisten de un conjunto de arenas y bancos ferríferos ooidales que presentan un arreglo retrogradante. Este cortejo de sistemas transgresivos contiene una fauna marina con afinidades a la asociación cosmopolita Himantia (Vistalli 1989) y refleja un episodio de inundación de distribución global generada por un ascenso glacio-eustático como resultado del colapso de las masas de hielo del Ordovícico (Tankard *et al.* 1982). La siguiente Fm Lipeón (= formaciones Kirusillas y Copo) es un intervalo dominado por lutitas que documenta la dispersión de la asociación de trilobites *Clarkeia* (Tankard *et al.* 1982) durante el episodio de nivel marino alto del Silúrico Temprano (Ross y Ross 1988). Estas lutitas potencialmente querogénicas aparecen localmente bioturbadas, pero pueden incluir concreciones con pirita e intercalaciones “bituminosas” carentes de bioturbación. Estos depósitos fueron interpretados como acumulados sobre una rampa interna a externa, con condiciones de fondo disaeróbicas a episódicamente de aguas calmas

y anóxicas en profundidades someras sobre la plataforma (Andreis *et al.* 1982). Depósitos coetáneos en el subandino de Bolivia (formaciones Kirusillas y Uncía) también son considerados como rocas madre potenciales (Dunn *et al.* 1995; Moretti 1997; Laffitte *et al.* 1998). El intervalo restante comprende un apilamiento de areniscas y facies heterolíticas que, con arreglo vertical estrato y granocreciente, se lo conoce como Fm Baritú, Conglomerado Porongal y Fm Santa Rosa o Caburé (Vistalli 1989). Estas capas cuspidales aparentemente reflejan un ambiente de planicie costera afectada por mareas, dispuestas a manera de franja silicoclástica de aguas somera que bordea una plataforma constituida por sistemas deposicionales de rampa. La progradación pronunciada y la máxima regresión durante la acumulación del conjunto Santa Rosa-

Caburé están en concordancia con el descenso oceánico del Devónico Temprano postulado por Ross y Ross (1988).

Las características de rocas generadoras de edad silúrica en Argentina (F. Kirusillas y equivalentes) son poco conocidas debido a que la unidad no es alcanzada, en condiciones normales, por las perforaciones petroleras. Los escasos datos disponibles en la literatura (Disalvo y Villar 1998; Disalvo y Villar 1999) la reportan como un intervalo pelítico con contenidos orgánicos bajos a regulares (valores de COT alrededor del 0.5% y menores; excepcionalmente por encima del 1%) y fuerte sobremadurez en el área del Chaco Salteño, caracterización análoga a la del Subandino sur boliviano (Moretti *et al.* 1994; Dunn *et al.* 1995) y posiblemente extrapolable a gran parte de la cuenca en Argentina. Aunque los tenores orgánicos originales puedan haber sido más altos antes de la maduración y los intervalos silúricos comportarse como generadores en el pasado, parece poco probable, esencialmente debido a un problema de *timing*, que los mismos hayan contribuido efectivamente a las acumulaciones de hidrocarburos de las estructuras subandinas del Noroeste argentino. En cambio, hacia el norte de Bolivia, en el Subandino centro-Boomerang y en el Chaco Boliviano, los contenidos orgánicos de la unidad mejoran sensiblemente (Moretti *et al.* 1994), registrándose valores de COT en el rango 1-3% con valores máximos por encima del 5%, con querógeno de buena calidad generadora de hidrocarburos líquidos y madurez térmica de ventana de petróleo. De acuerdo a información publicada recientemente (Laffitte *et al.* 1998) los petróleos acumulados en el área de Boomerang reconocen una vinculación genética con la roca madre El Carmen (=Fm Kirusillas).

Ciclo Las Pavas (Emsiano Tardío-Givetiano Medio)

La base del prisma sedimentario del ciclo Devónico Temprano a Medio (Figura 2), por lo general, se lo establece en coincidencia con una superficie de transgresión cubierta por las lutitas de la base de las formaciones Icla y Rincón (localmente las lutitas negras de Cerro Piedras, Starck 1995). No obstante, una zona delgada donde alternan areniscas y lutitas, usualmente asignada a la parte superior de la Fm Santa Rosa y portadora de *Proboscidina* sp, *Scaphiocoelia* sp y *Rensselaria* sp, podría

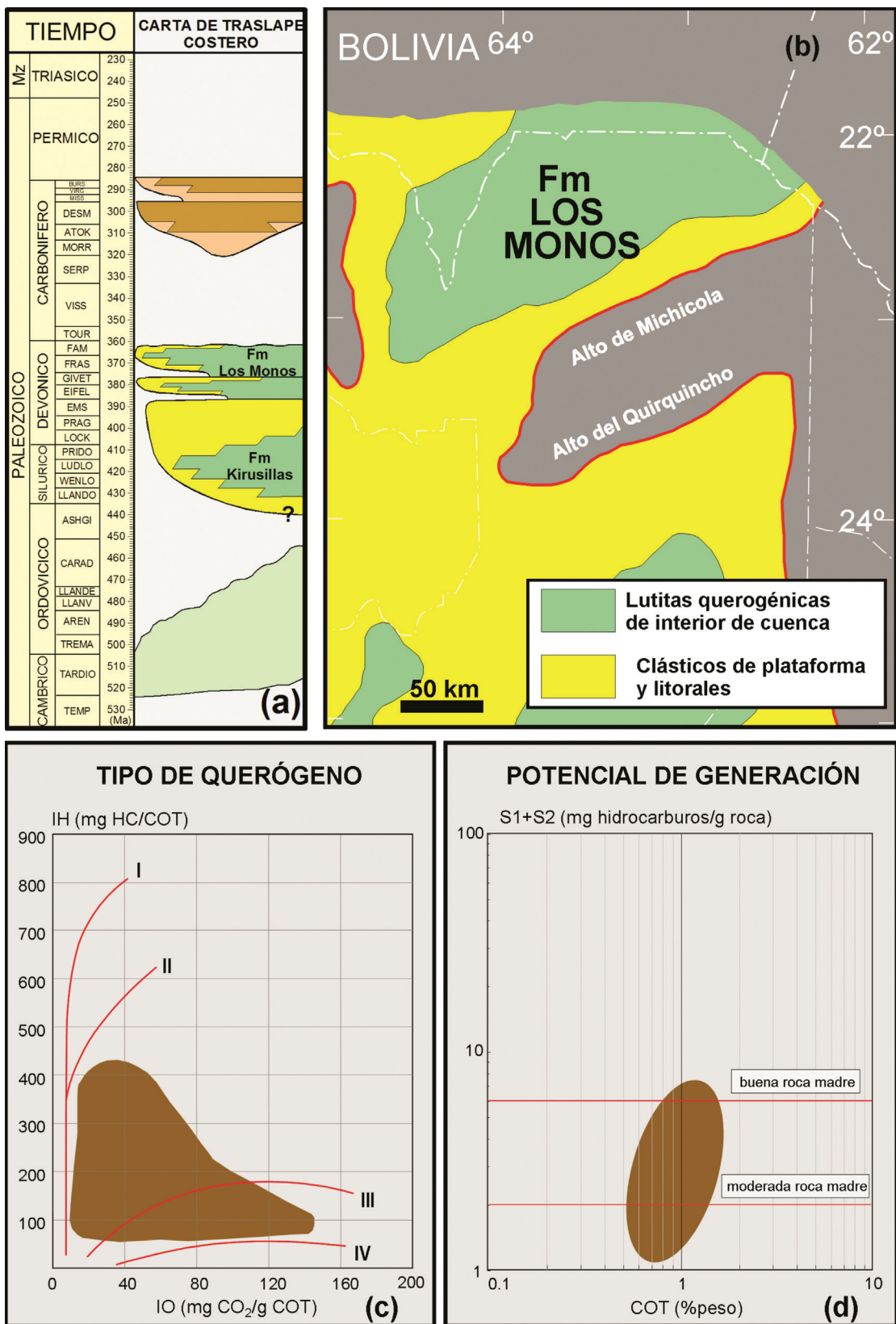


Figura 2.

representar un miembro basal, o un cortejo de sistemas transgresivo acumulado en un amplio ambiente de mareas (López y Suárez 1983; Vistalli 1989). En la parte inferior del intervalo, la espesa sucesión de grano fino de las formaciones Icla-Rincón, consiste de lutitas micáceas negras y laminadas, intercalada con facies heterolíticas (Padula *et al.* 1967). Estos niveles contienen braquiópodos epifaunales y trilobites representantes de una asociación Malvino-káfrica, generalmente interpretada como una comunidad de aguas templado-frías (Boucot *et al.* 1969; Cooper 1977; Tankard *et al.* 1982) y tienen una vinculación evolutiva con las faunas de los Apalaches septentrionales (Isaackson y Díaz Martínez 1995). Una vez más, el arreglo interno en sentido ascendente, consiste de un apilamiento de facies somerizante. Esta tendencia está expresada por cinco unidades genéticas de 100 a 300 m de espesor con arreglo granocreciente, a modo de progradación, y con una distintiva continuidad a lo largo del rumbo (Starck 1995). Las facies arenosas proximales, hacia el SO (Fm Río Pescado), contienen depósitos entrecruzados no marinos y, las acumulaciones más distales, hacia el NE (formaciones Michicola y Huamampampa), son más laminadas o masivas, localmente bioturbadas hacia el tope, reflejando la actividad de olas y eventos de tormentas. Las areniscas cuspidales contienen restos de plantas (*Haplostigma* sp) y escasos invertebrados, pero son más frecuentes en las capas basales de las tres unidades genéticas más antiguas. Estas entidades contienen acritarcos, quitinozoarios y frecuentes braquiópodos de la asociación Malvino-káfrica (Starck 1995; Vistalli 1989). La presunta equivalencia entre estos prismas sedimentarios, formados por los detritos derivados del orógeno hacia el depocentro flexural del Noroeste, y las acumulaciones derivadas desde el cratón formadas en la cuenca del Cabo, afectada por subsidencia térmica (Gr Bokkeveld; Tankard *et al.* 1982), sugiere un fuerte efecto eustático de tercer orden sobre el esquema deposicional del Devónico Inferior-Medio (Starck 1995).

El verdadero potencial generador de hidrocarburos de Icla es apenas algo más conocido que el de Kirusillas. De todas formas, información pública reciente (Disalvo y Villar 1999) en áreas del Chaco-Salteño categorizan a esta hipotética roca generadora como marginal para una efectiva contribuidora a los hidrocarburos de la cuenca, fundamentalmente debido a su contenido orgánico regular a bajo (en general, alrededor del 0.5% COT) y querógeno poco prolífico. Sin embargo, Moretti *et al.* (1994) le otorgan a la secuencia Icla-Huamampampa del Subandino sur boliviano una potencialidad que, aunque menor, no parece despreciable.

Ciclo Aguaragüe (Givetiano Tardío-Fameniano)

El Devónico Medio-Tardío fue un período de máxima amplificación e interconexión de la cuenca, relieve suave y reducido gradiente granulométrico (Figura 2). La paleolatitud permaneció todavía en los 50°S, pero el régimen oceanográfico parece haber sido más suave. Una asociación de invertebrados post-Malvino-káfrica menos diversificada sugiere que el desplazamiento de América del Sur y las nuevas conexiones paleogeográficas introdujeron faunas de aguas más cálidas a

través del brazo de mar amazónico (Isaackson y Díaz Martínez 1995). El paquete sedimentario del ciclo Aguaragüe (Devónico Medio a Superior), está compuesto por lutitas negras laminadas, a menudo descriptas como bituminosas o carbonosas, ocasionalmente interrumpidas por delgados niveles de facies heterolíticas. Los microfósiles son raros y la bioturbación no es intensa, mientras que son frecuentes las esporas, acritarcos y quitinozoarios son frecuentes (Padula *et al.* 1967; Vistalli 1989; Starck 1995). Estas lutitas de Los Monos y Tonono (=“Estratos del Alto Río Bermejo”) están muy extendidas, superan los 1,000 m de potencia, y se las considera como la roca madre más efectiva de la sucesión siluro-devónica. Si bien los cambios texturales no están bien definidos, hay una tendencia a los episodios de somerización ascendente (Botcher *et al.* 1984). Cerca del límite con Bolivia, el tercio superior de la serie incorpora un miembro granocreciente, rico en arenas (Areniscas de Jollín o Iquiri). Estos depósitos registran acción de olas y han sido interpretados como depósitos de plataforma progradantes (Botcher *et al.* 1984). La distribución discontinua de estas areniscas y la variada edad de los estratos cuspidales de la sucesión de Aguaragüe parece reflejar una remoción erosiva pre-Carbónico (Vistalli 1989). Acorde con Starck *et al.* (1992b; 1993) estos fenómenos se deben a la combinación de un rebajamiento de bajo ángulo hacia el oeste, y la sobreimposición local con una red de drenaje profundamente incidida.

Cualquier intento de describir las facies generadoras que promovieron la carga de los grandes yacimientos del Paleozoico del distrito subandino debe tener en cuenta la persistente incertidumbre sobre varios aspectos claves. Los estudios estratigráficos modernos señalan una considerable influencia eustática sobre el armazón deposicional, denotando la presencia de varios intervalos condensados que son candidatos para contener concentraciones orgánicas, por arriba del promedio, y representan objetivos obvios para estudios específicos. Por el contrario, los estudios publicados muestran una imagen de riqueza orgánica modesta y relativamente homogénea, con valores de COT que excepcionalmente superan el 1% (Dunn *et al.* 1995; Moretti *et al.* 1996; Moretti 1997; Disalvo y Villar 1999). Frecuentemente dicho contenido se ve engañosamente incrementado debido al uso de lodos con base petróleo, o bien por bitúmenes migrados. Sin embargo, la Formación Los Monos es considerada la roca madre por excelencia del ámbito paleozoico del Noroeste argentino, al igual que del Subandino sur Boliviano (Moretti *et al.* 1994; Dunn *et al.* 1995; Moretti *et al.* 1996; Moretti 1997), y responsable de la carga tanto de los reservorios carboníferos como devónicos de la cuenca. Información reciente (Disalvo y Villar 1998; 1999) constató que los petróleos livianos “marrón-verdosos” acumulados en trampas carboníferas tienen una vinculación genética con las secciones superiores de la roca madre. Una característica general de la unidad es su tendencia a generar hidrocarburos livianos (petróleo, condensado, gas) debido a la dilución del querógeno (marino amorfo-algal con variable contribución terrestre) en la roca (bajo COT%) y a su calidad regular (valores de índice de hidrógeno originales promedio estimados en no mayores de 400 mg HC/g COT). Ello origina un déficit en el proceso de expulsión, retención de los hidrocarburos generados en la roca madre y un craqueo continuo hacia compuestos cada vez más

livianos. Razones análogas son invocadas por Moretti *et al.* (1996) y Moretti (1997) para explicar los altos valores de GOR del Subandino sur de Bolivia. La pobre a mediocre calidad generadora de la roca madre se ve compensada por el potente espesor de varios cientos de metros (típicamente 700-1000 m) y amplia distribución areal. El SPI (Source Potential Index; Demaison y Huizinga 1991) de Los Monos calculado por Disalvo y Villar (1998) en el área oeste de la cuenca oscila entre 1 a 3 t HC/m², valores comparables a los que se pueden estimar en Dunn *et al.* (1995) o a los datos publicados por Moretti (1997) para zonas vecinas del sur Boliviano (4 t HC/m²).

El ambiente deposicional es otra área no enteramente resuelta. Todas las evidencias consideradas sobre la sucesión siluro-devónica evocan una imagen con muchas similitudes con las cuencas de antepaís del Cretácico del oeste de América del Norte (ej. Starck 1995). Las analogías incluyen relleno asimétrico con un lado orogénico sobre-balanceado y un margen cratónico sub-balanceado, con sistemas deposicionales del tipo rampa, sujetos a regresiones forzadas. Las depresiones de interior de cuenca, relativamente someras, estuvieron dominadas por bajo aporte y condiciones de acomodación ("sub-rellenas"). Las reconstrucciones regionales (Sempere 1995; Starck 1995) sugieren la presencia de depocentros morfológicamente distintos pero tectónicamente conectados, separados por umbrales sumergidos. Si bien el régimen hidrográfico está lejos de ser totalmente comprendido, parece razonable especular que la ocurrencia de condiciones de fondo favorables para la preservación de la materia orgánica estuvo presumiblemente favorecida por un ascenso relativo del nivel del mar, en un marco de nivel oceánico alto, que caracterizó largos períodos del Silúrico y Devónico (Ross y Ross 1988).

CUENCA CUYANA

La sedimentación triásica a través del centro-oeste de Argentina estuvo caracterizada por acumulaciones no marinas dentro de un cierto número de cuencas independientes, limitadas por fallas que afectaron la faja orogénica del Paleozoico tardío (ej. Borrello 1969; Vicente 1975; Criado Roque *et al.* 1981; Uliana *et al.* 1989). Estos depósitos contienen una diversa asociación de plantas, polen y esporas, invertebrados, peces y tetrápodos (ej. Frenguelli 1948; Bonaparte 1978; Stipanovic 1983) y contienen miembros ricos en materia orgánica que forman parte de zonas con carbón y lutitas querogénicas capaces de generar hidrocarburos (Rosso *et al.* 1987).

La génesis de los depocentros triásicos es visualizada como resultado de un marco tectónico ligado a la ruptura pre-separación de la Pangea del Paleozoico tardío. Durante ese tiempo, cuando la Pangea estaba en su estado final de ensamble (Veevers 1989), las zonas de subducción prevalecieron a lo largo de las márgenes externas del supercontinente. Las regiones tales como el margen de Panthalassia, sobre el oeste de América del Sur, Antártida y Australia (Veevers y Powell 1994), fueron deformadas por compresión y desarrollaron un sustrato con engrosamiento cortical (Kay Mahlburg

1993). Por el Pérmico tardío y el Triásico (Veevers 1989), hubo cambios en la tasa de expansión del fondo oceánico y de subducción por lo que el campo de esfuerzos regional a través del margen fue predominantemente nulo o extensional (Llambías y Sato 1990; Mpodozis y Kay 1990). Dentro de este contexto tectónico, la subsidencia triásica por fallamiento es visualizada como una consecuencia del colapso térmico y expansión gravitacional (ej. Dewey 1988) de un cordón orogénico previamente engrosado e isostáticamente elevado (Legarreta *et al.* 1992; Uliana *et al.* 1995).

Las reconstrucciones paleogeográficas-paleotectónicas (Criado Roque *et al.* 1981; Jordan y Ortíz 1987; Uliana y Biddle 1988) muestran la existencia de dos trenes deposicionales elongados que han sido parcialmente expuestos luego de la compresión cenozoica e inversión regional (Uliana *et al.* 1995). El tren oriental involucra las cuencas de Ischigualasto, Las Salinas y Beazley y conforma una serie de depocentros nucleados sobre la placa superior en el límite del terreno precordillerano-pampeano (Comínguez y Ramos 1990; Ramos 1992). El tren deposicional occidental comprende los depocentros de Rincón Blanco, Barreal-Hilario, Las Peñas, Potrerillos, Cacheuta, Alvear y Desaguadero, implantados a lo largo de la discontinuidad cortical Precordillera-Chilenia y sobre el terreno de Precordillera (Ramos 1992).

La información sísmica moderna demuestra la presencia de depocentros asimétricos, tipo hemigrábenes, con arrumbamiento NNO, mostrando compartimentos y altos internos limitados por fallas de acomodación (Rolleri y Criado Roque 1968; Yrigoyen *et al.* 1989; Dellapé y Hegedus 1996). Si bien algunos depocentros individuales o “sub-cuencas”, algunos colindantes, pueden mostrar cierta discontinuidad física y también registrar polaridades opuestas, están estructuralmente ligadas por medio de fallas con desplazamiento transversal o zonas de transferencias (Criado Roque *et al.* 1981; Legarreta *et al.* 1992). Las capas sinrift más antiguas, Triásico Temprano (?) a Medio, están confinadas a depresiones tipo hemi-depocentros abortados. Los miembros más jóvenes localmente se expanden más allá de los grábenes y umbrales internos, mostrando una topografía deposicional más suave y el mayor nivel de interconexión paleogeográfica (Rolleri y Fernández Garrasino 1979; Kokogian *et al.* 1993).

Scytiano (?) Superior hasta Ladiniano

Los estratos triásicos preservados se encuentran diseminados sobre una amplia extensión de las cordilleras centrales de Argentina y en el antepaís pampeano adyacente. A causa de la acumulación en cuencas separadas y debido a los cambios sustanciales de facies, dictados por el contexto deposicional no marino, la nomenclatura estratigráfica es compleja y permanece sujeta a controversia (Stipanovic 1969, 1979, 1983; Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic y Bonaparte 1979; Yrigoyen y Stover 1970). Los recientes esfuerzos realizados por los estratígrafos de la industria petrolera han estado dirigidos a la identificación de las secuencias y al análisis de los cortejos de sistemas deposicionales (Legarreta y Kokogian 1986; Kokogian y Mancilla 1989; Kokogian *et al.* 1989).

Las secciones sísmicas muestran consistentemente que el relleno inicial de la cuenca está conformado por múltiples unidades de geometría cuneiforme que se expanden pendiente abajo sobre el tope del bloque descendido (Figura 3). Estos depósitos definen un número de depocentros discontinuos, delimitados por fallas y segmentados por fracturas antitéticas y sintéticas. Localmente, las terminaciones de los traslapes ilustran el estilo de acumulación temprana dentro del relleno inicial de los depocentros. Los miembros basales y de borde de cuenca consisten de depósitos gruesos y crudamente estratificados reflejando un aporte cercano. Cerca de las fallas limitantes, el Fanglomerado Río Mendoza de 100-400 m de potencia, produce un patrón de reflexiones montiforme y caótico. Este rasgo sísmico se condice con la identificación de secciones localizadas y espesas, constituidas por taludes clásticos y abanicos aluviales adosados al pie de los bloques altos (Borrello 1962; Jalfín y Bellosi 1986; Kokogian y Mancilla 1989). Los equivalentes distales y los estratos más jóvenes del relleno inicial de las cuencas son referidos como Fm Las Cabras (Rolleri y Criado Roque 1968). Se trata de depósitos varicolores que exceden los 1500 m de potencia y están compuestos de areniscas, areniscas y lutitas tobáceas y tufáceas, acumuladas en lóbulos y como rellenos de canales dentro de un sistema fluvial efímero, sujeto a avenidas relámpago (Kokogian y Mancilla 1989). Finalmente, las porciones más distales del sistema están representadas por lutitas limosas y fangolitas gris verdosas y castañas que contienen frecuentes grietas de desecación (“Secuencia Depositional I”), interpretadas como depósitos de planicie de fango y lago-barreales. Participan también, lutitas laminadas gris oscuras y negras y calizas tabulares delgadas a concrecionales, mostrando crenulaciones estromatolíticas (“Intercalación Gris”, “Secuencia Depositional III”), las cuales indican lagos más permanentes y estratificados (Rolleri y Criado 1968; Kokogian y Mancilla 1989; López Gamundi y Astini 1992). Las lutitas limosas, asociadas con delgadas calizas estromatolíticas y grano-sostén oolíticas (“Secuencia Depositional V”), sugieren otra vez el desarrollo de lagos episódicos y bastante someros. La presencia extendida de términos piroclásticos primarios y retrabajados registra una apreciable actividad volcánica explosiva coetánea con la sedimentación. Los componentes volcánicos están preservados localmente con miembros individualizables (“Intercalación Porfirítica”, “Tobas con Cristales”), o como estratos sedimentarios asociados con flujos y diques máficos (formaciones Paramillos de Uspallata y Puesto Viejo, cf. Ramos 1993). Las rocas volcánicas pueden aparecer a través de todo el relleno temprano como en la Fm Puesto Viejo (González Díaz 1966), o concentrado dentro de intervalos específicos de la Fm Las Cabras (“Secuencia Depositional IV”, Kokogian y Mancilla 1989) o de las formaciones Tarjados-Chañares (Andreis 1969; Monetta *et al.* 1993).

Los fósiles dentro del relleno temprano de la cuenca involucran crustáceos dulceacuícolas y algas (*Botryococcus* sp, Zavattieri y Papu 1993). Los tetrápodos incluyen reptiles terápsidos similares a mamíferos, carnívoros y herbívoros (Báez *et al.* 1993). Formas primitivas dentro de la Fm Puesto Viejo muestran afinidades con las zonas de *Lystrosaurus* y *Cynognathus* de África del Sur y han sido atribuidas al Triásico Temprano tardío y Triásico Medio (Bonaparte 1973, 1978). El polen y

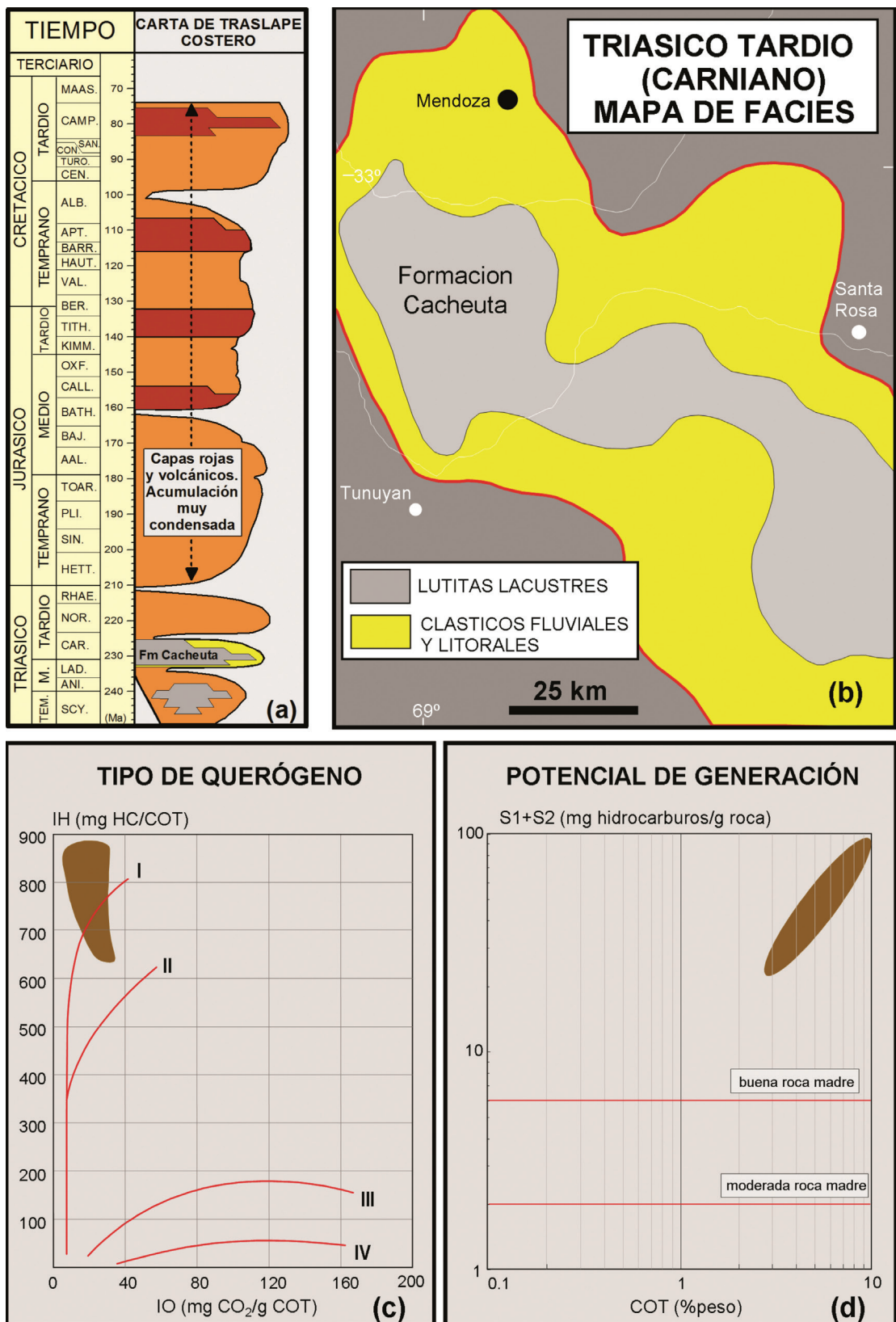


Figura 3.

esporas en la Fm Puesto Viejo inferior registran la presencia de sphenópsidas, equisetales, licofitas y pteridospermas (Ottone y García 1991). Esto es interpretado como una asociación restringida de hábito higro-hidrófila que posee similitudes con las asociaciones del Triásico Inferior de Australia (Zavattieri y Papu 1993). Más al norte, las capas de la Fm Las Cabras poseen polen de la asociación "M3" (Yrigoyen y Stover 1970). Han sido identificadas más de 140 especies, incluyendo formas comunes con el hemisferio Norte. No obstante, fueron encontradas afinidades más cercanas con la Flora de Ipswich ubicada en estratos del Triásico Medio y Superior de Australia (Zavattieri y Papu 1993). Dataciones isotópicas sobre flujos basálticos presentes en las sucesiones de Fm Las Cabras y Fm Puesto Viejo, en Paramillos y Valle Grande (compilado en Ramos 1993) indican un lapso 230-240 Ma e implican un rango Ladiniano-Anisiano para el relleno inicial de la cuenca.

Los 50-100 m de estratos propensos a generar hidrocarburos presentes en el bolsón de Calingasta, compuestos por lutitas y fangolitas laminadas gris oscuras, están asociados con fangolitas piroclásticas portadoras de restos vegetales, micro coquinas de estherias y calizas estromatolíticas. El material querogénico, confinado en láminas milimétricas que contienen agregados de textura granular formados por la degradación de algas, localmente provee valores de COT mayores al 10% (Villar *et al.* 1991; López Gamundi y Astini 1992).

Ladiniano Superior y Triásico Superior

El relleno intermedio a terminal de la cuenca triásica, con una potencia de 300 a 1500 m, referido como Grupos Uspallata Superior y Agua de la Peña superior (Stipanovic 1983), registra un nuevo episodio de expansión e inundación, seguido por un sobre-balance deposicional y agradación. Estos estratos yacen sobre una clara discontinuidad estratigráfica ("Fase Tunuyán", Stipanovic 1983) y traslapan sobre la sucesión triásica más antigua (Kokogian y Mancilla 1989). El intervalo de 700 m de potencia de la Fm Potrerillos, es una sucesión de areniscas, areniscas tufáceas y conglomerados, gris blanquecina a amarillo rosada, intercalada con capas tufáceas y bentoníticas, niveles carbonosos y arcillas portadoras de fragmentos dispersos de madera, y lutitas carbonosas castaño negruzcas con restos de plantas. El progresivo incremento del traslape basal y la tendencia granodecreciente hacia arriba concuerdan con una organización interna dominada por un arreglo escalonado centrífugo de los estratos y una disposición general transgresiva. Las evidencias sedimentológicas sugieren una acumulación inicial acorde a un sistema de drenaje integrado por sistemas entrelazados de lecho de gravas y canales de baja a moderada sinuosidad, seguido por condiciones que favorecieron ríos con amplias llanuras de inundación pantanosas, con aparición de eventuales ambientes palustres y sistemas de lagos permanentes arealmente restringidos con fondos anóxicos (Roller y Criado Roque 1968; Kokogian y Mancilla 1989). A lo largo del tren de cuencas oriental, los estratos aproximadamente coetáneos de las formaciones Los Rastros-Ischichuca y Quebrada de la Mina (Stipanovic 1983) contienen facies similares y espesos

ritmos deposicionales portadores de carbón (Herbst 1970). Sin embargo, a pesar de la expansión estratigráfica local y, presumiblemente, por una tasa suministro/acomodación mayor, los depósitos lacustres profundos, cuando están presentes, lo hacen en forma muy limitada.

Los llamados “Esquistos Bituminosos”, una serie de acumulaciones oscuras lacustres ricas en materia orgánica, dominan los miembros intermedios del intervalo Triásico Medio-Superior. Estos estratos localmente superan los 400-500 m de potencia y son designados como Fm Cacheuta o Lutitas Carrizalito (Rolleri y Criado Roque 1968; Stipanivic 1979). Típicamente son lutitas laminadas gris oscuras a negras, a menudo conteniendo restos vegetales y pirita. Su expresión sísmica consiste de uno o unos pocos eventos continuos y de alta amplitud que recubren algunos de los altos intracuencales y crestas de bloques colgantes de segundo orden. Regionalmente se pueden subdividir en tres secciones. La inferior, arealmente restringida, incluye un tramo de areniscas grises, tobas, bentonitas y algunos conglomerados con arreglo estrato decreciente hacia arriba. Las lutitas negras ricas en materia orgánica prevalecen a través de toda la sección media. Por último, la superior (conocida como Victor Gris en los trabajos pioneros, también Cacheuta Superior, Lluch 1978) registra un incremento gradual de intercalaciones de areniscas y disminución de rocas de tipo querogénicas. Tradicionalmente, las lutitas orgánicas laminares de Cacheuta han sido asignadas a grandes lagos de agua dulce y profunda, con condiciones de fondo anóxicas (ej. Rolleri y Criado Roque 1968). Las lutitas de Cacheuta inferior-medio pueden ser seguidas lateralmente hasta una facies de borde dominada por areniscas y fangolitas tufáceas con modificaciones pedogénicas, presumiblemente depositada dentro de un conjunto de ambientes fluvial retrocedente, planicie de fango y planicie deltaica (Kokogian y Bogetti 1986). Luego de la máxima condensación estratigráfica y acmé de la expansión lacustre registrada por el tope de Cacheuta inferior, las capas del Victor Gris contienen arreglos estrato y granocrecientes, interpretados como depósitos de barra de desembocadura deltaica de pequeñas dimensiones (Kokogian *et al.* 1989; Kokogian y Mancilla 1989). Configuraciones sísmicas de tipo progradante observadas dentro de este intervalo permiten documentar la presencia de clinofomas de escala modesta, desarrolladas dentro de cuerpos de agua somera durante la desaparición progresiva del sistema lacustre de Cacheuta (Figura 3). Todos los depósitos vinculados con esta entidad, incluyendo acumulaciones de nivel bajo, las secciones fluviodeltaicas marginales y los miembros de centro de cuenca hambrienta, están descriptas como que presentan ritmos deposicionales característicos (“parasecuencias”). Estas evidencias de episodios implican un comportamiento del lago altamente dinámico, que pudo haber influenciado la expansión retrocedente del sistema fluvial, así como la emergencia de la línea de costa y desecación ocasional del lago. Una vez más, las sucesiones del sector septentrional del tren oriental y occidental de cuencas triásicas, en Ischigualasto-Marayes y Barreal-Sorocayense (Stipanivic 1983), muestran presencia muy limitada de lutitas negras. Esta peculiaridad podría reflejar condiciones paleogeográficas desfavorables para el desarrollo de cuerpos lacustres profundos, tal vez influenciado por la orientación del sistema de drenaje troncal y de dispersión clástica principal.

Plantas fósiles en las formaciones Potrerillos y Cacheuta y en depósitos coetáneos están caracterizadas por asociaciones ricas en Flora de *Dicroidium*. Estas asociaciones altamente diversificadas, están dominadas por formas australes (Gondwánicas), pero también contienen elementos cosmopolitas y boreales y han sido atribuidas a un rango de edad Triásico Medio a Tardío (Ladiniano-Carniano, Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic 1979, 1983). Las lutitas y lutitas carbonosas en el intervalo Potrerillos-Cacheuta son portadoras de más de 150 especies de palinomorfos (Zavattieri y Papu 1993), referidas a las asociaciones M1 y M2 (Yrigoyen y Stover 1970) o a la asociación *Cadargisporites cuyanensis* (Azcuay y Longobucco 1983), y asignadas al lapso Triásico Medio a Tardío (Ladiniano-Carniano hasta Noriano). Las evaluaciones paleoecológicas muestran la presencia constante de dos comunidades características (Zavattieri y Papu 1993). Tierras elevadas y más secas están indicadas por restos alóctonos de gimnospermas, cycadales, bennettitales, ginkgoales y coniferales. Stipanovic (1979) sugiere la presencia extendida de comunidades formadas por grandes coníferas, pteridospermas arborescentes y helechos. Los ambientes fluviales y palúdicos están representados por una comunidad autóctona higro-hidrófila de lycopodiales-selaginellales, sphenópsidas, helechos filicópsidos, osmundáceas, polypodeaceas y la presencia persistente de algas de agua dulce (*Botryococcus* sp). El predominio de polen en la Fm Potrerillos, opuesto al dominio de esporas en Cacheuta, está presumiblemente reflejando un gradiente original de las ecofacies (Zavattieri y Papu 1993).

Los fósiles de la Fm Ischigualasto proveen conocimiento sobre la diversidad de las comunidades de tetrápodos que vivieron más allá del dominio lacustre. El hábitat fluvial más alto dio soporte a dinosaurios primitivos, arcosaurios, dicinodontes, rincosaurios, cinodontes herbívoros y carnívoros y anfibios temnospóndilos (Rogers *et al.* 1993). Contrariamente, los vertebrados del lago de Cacheuta están dominados por anfibios temnospóndilos acuáticos, similares a cocodrilos, y peces (ej. Romer 1960). Comunes, pero todavía pobremente estudiados, son los peces en las capas de Potrerillos-Cacheuta, correspondientes a esqueletos articulados y escamas de peces ganoideos de los grupos típicos de las asociaciones dulceacuícolas del Triásico (perleideos, Báez *et al.* 1993). Faunas relativamente empobrecidas a nivel genérico (Rolleri y Criado Roque 1969), sugieren un cuadro de múltiples especies de peces estrechamente relacionadas y conjuntos de especies comunes dentro de otras sucesiones del Mesozoico temprano. Los niveles tróficos inferiores dentro del ecosistema acuático están representados por pelecípodos unióndidos, ostrácodos darwinidos y por un zooplancton dominado por grandes conchostracos ("Estheria"). Las plantas acuáticas involucran comunidades de algas bentónicas (tipo *Botryococcus*) y presumiblemente por flóculos de ooides derivados de algas verde azuladas que han quedado tenuemente documentados en el registro geológico.

La Fm Río Blanco ("Víctor Oscuro"- "Víctor Claro", Rolleri y Criado Roque 1968) es el último y marcadamente diferente de los episodios del relleno triásico de la cuenca. El intervalo consiste de 200 m, hasta localmente 800 m, de espesor de capas rojas que representa el período de máxima expansión, más allá de la depresión tectónica original. La Fm Río Blanco está compuesta por fan-

golitas-arcilitas y lutitas piroclásticas púrpuras asociadas con areniscas y conglomerados de colores claros. Los componentes clásticos gruesos son lateralmente muy discontinuos (Regairaz y Videla 1967; Regairaz 1970). La arquitectura estratigráfica denota un ambiente fluvial, caracterizando canales de alta sinuosidad y baja energía con planicies aluviales extendidas (Kokogian y Mancilla 1989) en un contexto de relieve extracuencial mínimo. La bioturbación intensa mostrada por estas acumulaciones fluviales sugiere tasas de sedimentación extremadamente bajas, comunes interrupciones deposicionales y hiatos sustanciales. Estratos coetáneos acumulados fuera del depocentro de Cacheuta-Alvear, como las formaciones norianas (?) Los Colorados, Quebrada del Barro, Cepeda y Los Alojamientos (Stipanovic 1983) están todos oxidados y desprovistos de miembros ricos en materia orgánica.

Lagos triásicos y acumulaciones ricas en querógenos

Las perturbaciones extrínsecas (ej. controladas por el clima) son conocidas como fuerzas que manejan efectos drásticos sobre las cuencas que contienen sistemas deposicionales lacustres mayores (Talbot 1988). Si bien los ciclos estilo Van Houten (Olsen 1986) no han sido reportados todavía, la estratigrafía de las cuencas triásicas de Argentina contiene evidencias conclusivas de la episodidad deposicional (Herbst 1970; Kokogian y Mancilla 1989). Las consideraciones sobre las facies involucradas y ambientes deposicionales, intervalos de tiempo, espesores de las facies que se repiten periódicamente y las comparaciones con las sucesiones lacustres mejor estudiadas (Olsen 1986) sugieren la incidencia de cambios climáticos inducidos por ciclos orbitales del tipo Milankovitch, tal vez en el rango de 44.000-133.000 años. Desde una perspectiva más amplia, las valoraciones paleoclimáticas (Volkheimer 1969a; Bonaparte 1969; Stipanovic 1979; Stipanovic y Bonaparte 1979) proveen un cuadro de clima prevaleciente templado a cálido, modulado por estacionalidad e intensidad de las lluvias e implican que el desarrollo de mantos de carbón y lutitas bituminosas en la serie triásica estuvo estrechamente atado al tiempo de variabilidad climática.

Como fuera antes mencionado, el relleno temprano de la cuenca (?Scytiano-Anisiano-Ladiniano) contiene el registro del apilamiento de depósitos de tipo lago-barreal y lagos, al menos, dentro de los depocentros de Barreal, Las Peñas y Cacheuta. Los términos de las formaciones Río Mendoza-Las Cabras, dominados por sedimentos acumulados por sistemas de ríos efímeros con avenidas relámpago muestran que, a pesar de un ambiente presumiblemente favorable para desarrollo de lagos durante períodos de 10-15 millones de años del *rifting* juvenil, el balance precipitación- evaporación adecuado para mantener un hábitat conducente a producir y preservar materiales querogénicos tuvo lugar en forma limitada. Los depósitos coetáneos con la "Secuencia Depositional III" e "Intercalación Gris" (Figuerola y Chebli 1987), caracterizados por facies de calizas algáceas laminadas acumuladas en aguas someras y con evidencias de exposición subaérea, junto con el estilo de la materia orgánica, invocan un sistema salino- alcalino o salobre-salino del tipo Green River (Kelts 1988; Talbot

y Kelts 1989). La presencia potencial de sucesiones del Triásico Medio acumuladas dentro de lagos meromícticos de aguas profundas, permanece como un tema a ser evaluado.

La concentración orgánica y la extensión areal son las más altas dentro del intervalo Triásico Medio-Tardío de las formaciones Potrerillos-Cacheuta y, por lo menos, pueden identificarse tres estadios deposicionales sucesivos. La facies orgánica a través de Potrerillos superior y la transición Potrerillos-Cacheuta incluye una participación importante de materia vegetal no algácea, mayormente detritos de plantas, contenidas en delgados niveles de carbón o lutitas carbonosas. No obstante, es también frecuente la materia derivada de algas e íntimamente relacionada con componentes leñosos-herbáceos (Chebli *et al.* 1984; Laffite 1987). Junto con las evidencias sedimentológicas y paleo-zoológicas, este tipo de asociación sugiere la presencia de un paisaje inundado, dominado por pantanos y ciénagas de agua dulce que favorecieron la combinación plantas-algas sepultadas dentro de planicies de fango extensas interrumpidas por lagos de pantano. La laminación bien preservada, carentes de exposición subaérea, y la asociación de fósiles con abundante material algácea planctónico y bentónico con impronta tafonómica de “pantoestrato letal” (Schaffer 1972), presentes en las capas querogénicas y estratigráficamente continuas del Cacheuta “negro”, sugieren una acumulación dentro de un ambiente subáqueo permanente. Todas las evidencias apuntan a un sistema lacustre muy grande y profundo, presumiblemente estratificado, de tal manera que las condiciones de fondo anaeróbicas prevalecieron por debajo del epilimnion de agua dulce. El reemplazo de un hábitat emergente, documentado por un sustrato volcánogénico y una tabla de agua alta durante el Potrerillos superior, seguido de inundación e implantación de los lagos estratificados perennemente, muy probablemente fue gobernado por un mejoramiento climático gradual. El incremento de la profundidad y estratificación del lago seguramente cambió el metabolismo del lago, deprimió la eficiencia del ecosistema e incrementó la cantidad de carbono orgánico contenido en los fangos de fondo. Los estratos ricos en algas del Cacheuta “negro” están mayormente desprovistos de material leñoso o restos de plantas megascópicos. Presuntamente, durante la fase de nivel de agua alto los márgenes de los lagos estuvieron compuestos por planicies de fango, pantanos y hábitats palúdicos extendidos cubiertos de vegetación, que sirvieron como trampas de sedimentos e inhibieron el influjo directo de los ríos. El último estadio, representado por las capas del Victor Gris (Cacheuta “rojo”), registra una disminución sustancial de la capacidad de preservación del material querogénico. Este estadio estuvo caracterizado por marcadas migraciones de la interfase aluvial-lacustre en dirección hacia el lago, paralelo a una tendencia hacia la somerización e incremento de la eficiencia del ecosistema. La apariencia de los depósitos parece anunciar las capas rojas del Triásico más alto. Se considera que la variación ambiental refleja cambios climáticos de primer orden (Stipanovic y Bonetti 1969; Bonaparte 1969), que probablemente representen una respuesta local a una migración global hacia climas más secos y fajas monzónicas menos extensas, registradas antes del final del Triásico (Frakes *et al.* 1992).

Varios estudios describen la concentración orgánica dentro de niveles específicos del intervalo Potrerillos-Cacheuta, como mezclas variables de materiales alóctonos (hojas, espinas, frondas, madera, polen y esporas) y elementos autóctonos (plantas acuáticas y algas bentónicas y planctónicas). El contenido orgánico de Potrerillos raramente sobrepasa un COT de 2% y registra una variable proporción de querógenos herbáceos, leñosos y algáceos (Laffitte 1987). Evaluaciones específicas sobre Cacheuta (Rosso *et al.* 1987) generalmente atribuyen riqueza orgánica con valores de COT promedios de 4% y picos por encima de 12% de material “algáceo” Tipo I o I/II. La naturaleza de este tipo de componentes, actualmente reducido a un estado “amorfo” en grandes extensiones del subsuelo, no es bien conocida. La identificación en muestras de afloramientos y el predominio de crudos con alto contenido de cera, sugieren que las algas *Botryococcus* fueron ingredientes significativos del material querogénico de Cacheuta. Los intervalos con secciones “negras” y ricas en materia orgánica de Cacheuta, bien estratificadas y laminadas, muestran bajo el microscopio hasta 90% de masas de color caramelo de material lipídico amorfo (Laffitte 1987), comúnmente asociado con pequeñas cantidades de polen y esporas y trazas de vitrinita y fusinita. La pobre preservación de los palinomorfos que frecuentemente impide la identificación de los fósiles, es atribuida a degradación bacteriana. Por lo tanto, el tipo de mezclas observadas sugiere un querógeno dominado por flora acuática autóctona que fue modificada por retrabajo bacteriano (Villar y Püttmann 1990), más aporte liptinitico variable de plantas superiores. Mientras que la presencia local de *Botryococcus* sp sugiere fuertemente un origen lacustre de agua dulce, el predominio relativo de granos de polen bisacados (gimnospermas) sobre las esporas, indica lugares de enterramiento comparativamente distales.

Una de las características regionales destacables de la roca madre Cacheuta es su generalizada baja madurez térmica (Laffitte 1987; Villar y Laffitte 1988), fundada en su particular historia de soterramiento (Jordán y Ortiz 1987). Ello origina que sólo una proporción menor de la excelente potencialidad oleogenética de su querógeno (SPI: 8-10 t HC/m²; Villar *et al.* 1998) se haya efectivamente desarrollado en hidrocarburos sólo en porciones localizadas profundas del oeste de la cuenca. Este marco es además responsable de la profusa existencia de petróleos de baja madurez térmica, cerosos y de alta viscosidad, poco migrados, que reflejan una generación temprana de la roca madre (*early-oils*). Las escasas acumulaciones de gas de la cuenca también son el reflejo del suave a moderado stress térmico experimentado por la roca madre a lo largo de su historia.

CUENCA NEUQUINA

El ambiente paleogeográfico que enmarcó la acumulación de la materia orgánica en la región de Neuquén y Mendoza fue muy diferente de la actual configuración fisiográfica, dominada por el edificio de la Cordillera de los Andes. Durante el Jurásico y Cretácico Inferior la margen sobre

el Pacífico de América de Sur austral estuvo constituida por tierras bajas volcánicamente activas, que mostraron similitudes con la porción austral del Arco Sunda de Indonesia y el segmento nicaragüense del istmo de América Central. Las peculiaridades de la escena paleogeográfica estuvieron centradas alrededor de una angosta vía de mar, de unos 700 km de longitud, fisiográficamente circunscripta dentro de un margen convergente, bajo los efectos de una subducción del tipo roll-back. La presencia de un segmento de antearco discontinuo, con umbrales y episódicamente obstruido, dejó abierta la circulación con el dominio del Pacífico y promovió una columna de agua perennemente estratificada y condiciones de fondo anóxicas.

La distribución estratigráfica de los depósitos ricos en querógeno dentro de la sucesión de la Cuenca Neuquina (Villar *et al.* 1993; Urien y Zambrano 1994; Legarreta y Uliana 1991; Cruz *et al.* 1996; Gulisano *et al.* 1996; Villar *et al.* 1998) da sustento a la bien documentada correlación entre la presencia de alto contenido de materia orgánica y las transgresiones regionales (Tissot 1979; Hallam 1987; Loutit *et al.* 1988). Durante las fases de inundación regional, la expansión areal del ambiente de plataforma nerítica y el incremento de la distancia a las costas contemporáneas conllevaron a atenuar la dilución clástica y el suministro orgánico terrestre. Una columna de agua estratificada y una interfase sedimento-agua que permaneció por debajo de la superficie de la capa de mezcla, presuntamente mejoró la preservación y fueron factores adicionales para la concentración de la materia orgánica. Este escenario de una cuenca en expansión (expanding puddle, Wignall 1991), o de un sistema de rampa interior isostáticamente hundida (Murriss 1980), parece haber sido especialmente activo en cuencas de intra-pre-arco tales como la de Neuquén, donde las condiciones de anoxia se expandieron episódicamente más allá de las profundidades centrales y avanzaron sobre los ambientes de plataforma circundantes.

Durante los últimos 20 años, el análisis de facies y del contenido fosilífero y la aplicación sistemática de técnicas geoquímicas, tanto en afloramientos y en subsuelo, más la información obtenida como resultado de la actividad exploratoria, perforaciones y sísmica de reflexión, han permitido avanzar en el conocimiento de aquellos ciclos sedimentarios tempranamente individualizados por Groeber *et al.* (1953). Sobre esa base, y aplicando los conceptos de la estratigrafía secuencial, se ha tratado de reconocer y comprender la evolución de ciclos de menor orden, visualizando su geometría, mapeando la distribución de facies y acotándolos en el tiempo con mayor precisión (Legarreta *et al.* 1981; Gulisano *et al.* 1984a, 1984b; Legarreta y Gulisano 1989; Riccardi y Gulisano 1992; Legarreta y Uliana 1991; Legarreta *et al.* 1993; Legarreta y Uliana 1995). Dentro de este contexto, con la integración de la estratigrafía y geoquímica moderna, se distinguen cinco intervalos de rocas generadoras (Figuras 4 a 8): la facies lacustre querogénica de la Fm Puesto Kauffman o “pre-Grupo Cuyo” (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) y las lutitas negras marinas de las formaciones Los Molles (Jurásico Temprano a Medio), Vaca Muerta (Jurásico Tardío) y los miembros Inferior y Superior de la Fm Agrio (Cretácico Temprano).

Triásico Tardío-Jurásico Temprano

Se trata de un conjunto de rocas muy heterogéneo y lateralmente variable, dentro del cual participan términos clásticos gruesos acumulados en sistemas de abanicos aluviales y fluviales efímeros, facies pelíticas rojizas propias de ambientes de barreales asignados a la Fm Remoredo (Stipanovic 1949), a veces con muy escasos y arealmente restringidos niveles de carbonatos y evaporitas (Figura 4). Las facies de lutitas negras ricas en material orgánico (Figura 4), depositadas dentro de cuerpos de aguas lacustres, si bien no tienen gran dispersión areal, alcanzan espesores que pueden superar los 2000 m y se las designa como Fm Puesto Kauffman (Orchuela y Ploszkiewicz 1984). En forma saltuaria hasta totalmente dominante, se presentan asociados miembros piroclásticos y cuerpos de coladas volcánicas, conocidos como Serie Andesítica Liásica (Digregorio 1972). Sobre la vertiente oriental de los Andes sólo se conocen depósitos marinos de esta edad en la zona del río Atuel (Riccardi *et al.* 1988), asociados con abanicos deltaicos alimentados desde el este y adosados a las fallas maestras que delimitaron un graben estrecho, ocupado por un mar relativamente profundo (Figura 4).

La distribución irregular y la alta variabilidad de facies de este intervalo se debe a que estos depósitos se acumularon en diferentes depocentros, mayormente independientes y de geometría asimétrica de tipo hemigraben, delimitados por fallas maestras que gobernaron el régimen de subsidencia. El desarrollo de *rifts* múltiples, a veces saltuarios, a partir del Triásico Medio se lo asocia a un proceso extensional regional producto del colapso termo-mecánico del orógeno del Paleozoico Tardío, localizado sobre la margen suroccidental del Gondwana (Uliana y Biddle 1988; Uliana *et al.* 1989; Storey y Alabaster 1991).

Al presente se han detectado facies de lutitas lacustres ricas en materia orgánica dentro del hemigraben de Llantenis en el Anticlinal Malargüe, y posiblemente los depósitos pelíticos presentes en el depocentro asimétrico de Palauco, podría corresponder a términos más antiguos del Triásico conocidos como Fm Llantenis, portadores de flora de *Dicroidium* (Stipanovic 1949). Este intervalo, integrado por términos volcánicos y lacustres profundos y proximales, yace en discordancia angular por debajo de las capas rojas de la Fm Remoredo, acumulada también dentro de depocentros asimétricos y asignadas al Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Legarreta y Gulisano 1989). Este tipo de relaciones discordantes entre unidades con geometría de cuña ha sido observado en líneas sísmicas en otros hemigrábenes, como los situados en el rincón sudeste de la cuenca Neuquina (Orchuela y Ploszkiewicz 1984).

Hasta la fecha no ha podido ser datada la totalidad de la columna sedimentaria que ocupa estos hemigrábenes. Dentro de los sedimentos que rellenan estas fosas sintectónicas se han encontrado restos de plantas y palinofloras, en ausencia de formas marinas. En el extremo sudoeste del Neuquén, dentro de los clásticos de la Fm Paso Flores, se reconocieron plantas fósiles pertenecientes a la flora *Dicroidium* (Digregorio 1972) asignadas al Triásico Tardío. Los restos de flora

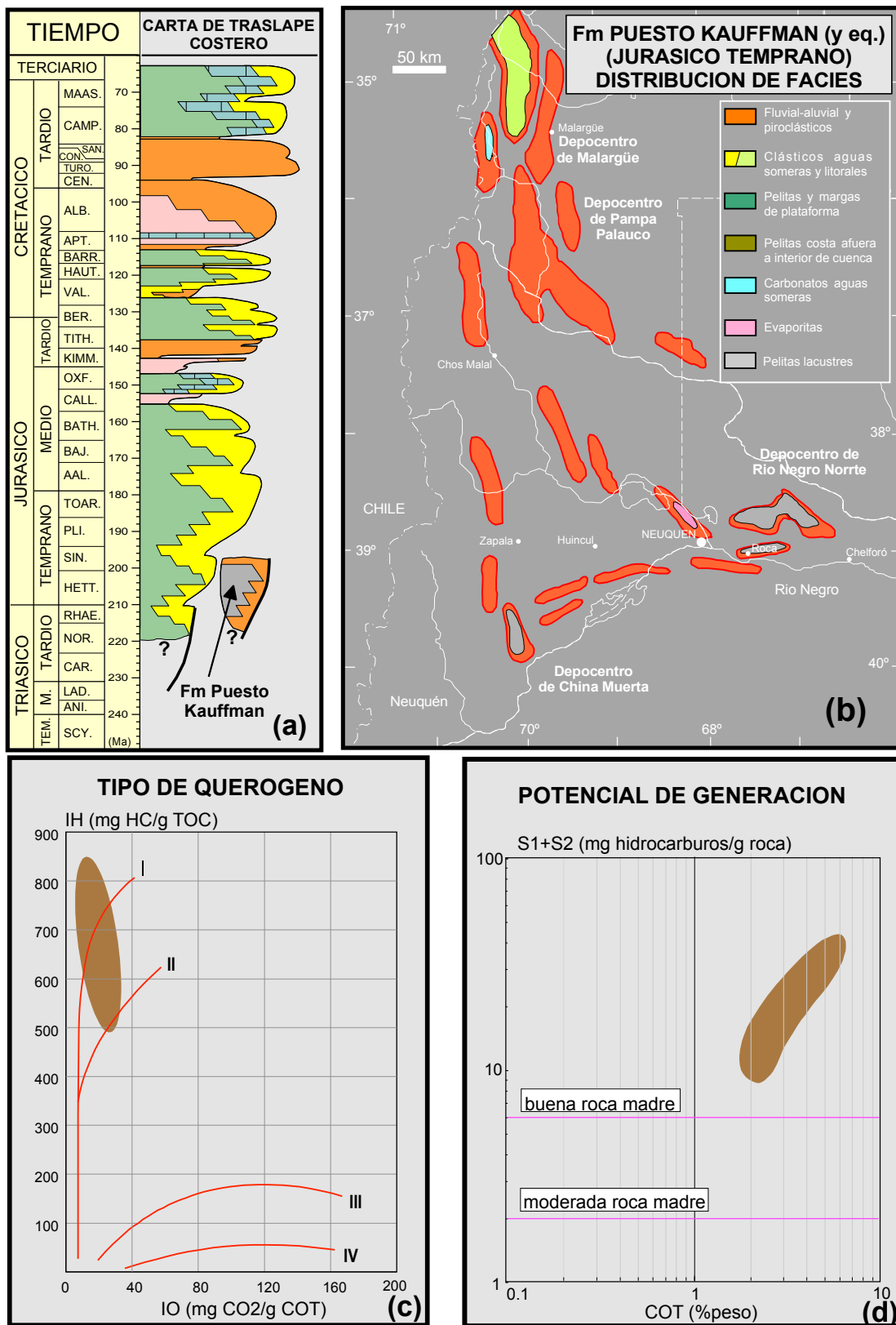


Figura 4.

de *Otozamites* presentes en otras secciones de afloramientos de la zona de Piedra del Águila y en el subsuelo de Río Negro (Fm Puesto Kauffman), indican una edad liásica inferior (Stipanovic y Bonetti 1970; Gulisano y Pando 1981; Orchuela y Ploszkiewicz 1984).

En los hemigrábenes presentes en el subsuelo de la zona de China Muerta, en el sudeste del Neuquén, así como en los de Río Negro Norte (Figura 4), perforados por varios sondeos en Puesto González, Estancia Vieja y Loma Negra, se han detectado secciones de lutitas negras bituminosas con espesores superiores a los 1500 m que se relacionan lateralmente con clásticos gruesos de abanicos deltaicos lacustres y/o espesas sucesiones compuestas por vulcanitas y rocas piroclásticas. La geometría, facies y contenido fosilífero apuntan a un medio deposicional implantado dentro de fosas asimétricas que permanecieron por largos períodos de tiempo aisladas del suministro clástico importante. Los cuerpos de aguas quedaron aislados lo suficiente como para albergar lagos con aguas relativamente profundas y perennemente estratificados (meromícticos). El aislamiento paleogeográfico de los depocentros y la carencia de conexiones con el mar, imperante durante el Lías en posiciones más occidentales (Uliana y Legarreta 1993), puede atribuirse a barreras morfológicas propias de la estructuración extensional de los bloques involucrados durante el *rifting* y, tal vez, por el endicamiento resultante del desarrollo de aparatos volcánicos coetáneos.

Dentro de los depósitos de relleno de estos hemigrábenes se han detectado numerosas discontinuidades, tanto en afloramientos como en subsuelo, claramente visibles en líneas sísmicas, la mayoría de ellas producto del movimiento y rotación relativa de los bloques sobre fallas con geometría listrica en profundidad. En algunos casos localizados, cortos eventos de inversión tectónica (Vergani *et al.* 1995) y posterior relajación pueden estar vinculados con movimientos transpresivos a lo largo de fracturas con desplazamiento lateral.

Jurásico Temprano a Medio

Esta etapa se caracteriza por la coalescencia de los depocentros originales, desarrollo extendido del engolfamiento marino y marcado traslape regional en un ámbito de retroraco (Uliana y Legarreta 1993). La incursión de las aguas oceánicas a través del borde de la placa Pacífica se debió al ascenso eustático global (Hallam 1988) y al inicio del alivio termal regional de la tumescencia correspondiente al orógeno colapsado del Paleozoico Tardío (Uliana y Biddle 1988). Con la implantación de esta nueva situación paleogeográfica, tuvo lugar la acumulación de una sucesión detrítica conocida como Grupo Cuyo. Inicia con una sección transgresiva discontinua, de espesor muy variable de hasta varias decenas de metros, portadores de pelecípodos (ej. *Weyla alata*) y amonites (ej. *Fanninoceras behrendseni*), compuesta por conglomerados y/o areniscas con variable participación tufácea, o por equivalentes calcáreos más delgados. La transgresión se torna más joven hacia el sur y el este (Rossenfeld y Volkheimer 1980) y avanzó sobre el antepaís anegando en forma escalonada (Gulisano 1981) los depocentros originales preexistentes, aislados y rellenos con depósitos continentales (Figura 5).

La evolución paleogeográfica llevó a la implantación de condiciones marinas de aguas relativamente profundas y fondos euxínicos donde se acumuló una potente sucesión de lutitas oscuras ricas en materia orgánica, denominadas Fm Los Molles en el ámbito neuquino (Weaver, 1931) y Fm Tres Esquinas en la provincia de Mendoza. La aparición abrupta de secciones turbidíticas y también paquetes de areniscas de aguas más someras intercaladas entre pelitas oscuras de ambientes más profundos en un fenómeno bastante frecuente (Gulisano *et al.* 1984b; Legarreta y Gulisano 1989). Hacia los sectores proximales, las facies clásticas marino someras de tipo deltaico están representadas por areniscas, pelitas y niveles carbonosos que se las conoce como Fm Lajas. Los términos fluviales arenosos y conglomerádicos se los designa como Fm Petrolífera o Fm Challacó, sobre el flanco sur neuquino, y Fm Punta Rosada sobre la margen nororiental (Gulisano *et al.* 1984). En el ámbito mendocino la facies de aguas someras se la conoce como Fm Puesto Araya y los términos más gruesos proximales como Fm El Freno.

Durante el Jurásico Temprano el borde deposicional oriental era todavía bastante irregular, indicando la influencia de los bordes de falla que limitaban los compartimentos originales. La presencia de espesas secciones de facies gruesas propias de abanicos deltaicos indican la persistencia local de un relieve juvenil (Gulisano y Pando 1981), tal el caso de algunas secciones de la Fm El Freno en el sur de Mendoza que podrían vincularse a viejas escarpas de falla. Evidencias de zonas muy subsidentes, vinculadas a fallas extensionales activas, posteriormente invertidas por transpresión, y acumulación de espesas secciones clásticas gruesas a muy gruesas asociadas a rápidos cambios de facies, fueron descriptas tanto en los afloramientos del Cerro Lotena (Suero 1939; 1951) como en subsuelo, a lo largo de la llamada Falla o “Dorsal” de Huincul (Ploszkiewicz *et al.* 1984). En esta primera etapa la distribución del mar se vio interrumpida por zonas que permanecieron por encima del nivel de base, en parte coincidentes con lo que se conoce actualmente como los bloques Dedos-Silla, Cerro Tricolor y Domuyo, tal como lo hicieron notar Groeber (1918) y Gerth (1931), situación paleogeográfica apodada como el “Archipiélago Mesozoico” (Braccacini 1970).

Hacia el Jurásico Medio persistió el mismo marco paleogeográfico, aunque la actividad de las fallas extensionales y rotación de bloques del basamento disminuyó hasta prácticamente desaparecer. De esta forma, la subsidencia estuvo regida por hundimiento térmico que reguló la acumulación dentro de un engolfamiento cerrado con un patrón deposicional bastante sencillo y más regular. En tiempos del Aaleniano-Bajociano se produjo una marcada expansión del área de acumulación, de tal manera que inicialmente el influjo clástico no pudo mantener el equilibrio con la acomodación resultando en un medio hambriento, con acumulación de lutitas negras en el interior de cuenca recubriendo incluso zonas que anteriormente habían sobresalido como altofondos (Groeber 1918; Groeber *et al.* 1953). El pico de la inundación y máxima expansión marina sobre el antepaís (Yrigoyen 1979) estuvo representado por la zonas andinas de *malarгүйensis* y *gibeli*, aproximadamente equivalentes a las zonas estándar de *concauum* y *sauzei*. La evolución

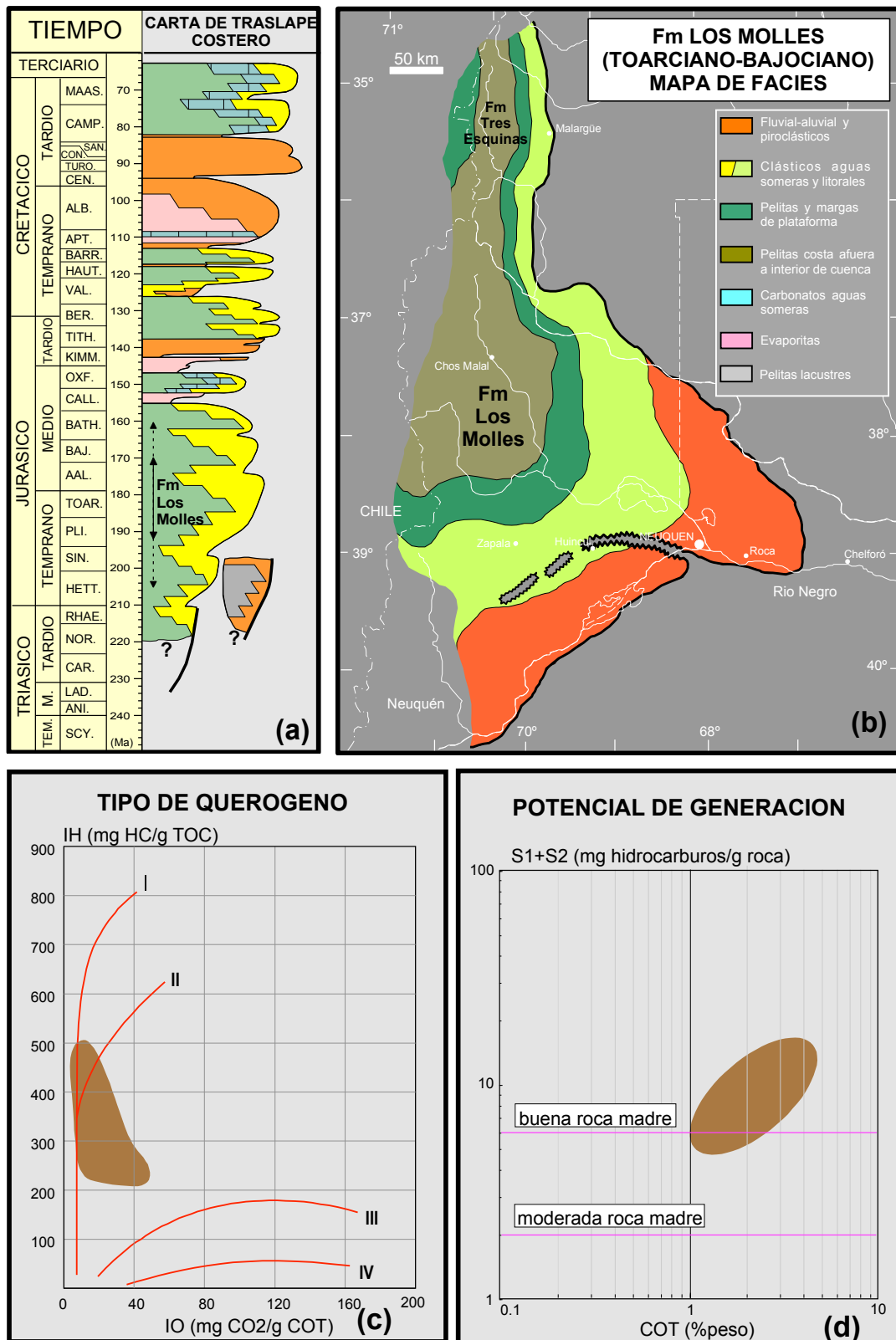


Figura 5.

paleogeográfica continuó con la progradación de facies deltaicas (Fm Lajas) y fluviales (formaciones Petrolífera, Challacó, Punta Rosada) desde la margen sur y noreste de la cuenca, mientras que en el sur de Mendoza persistió la tendencia de expansión marina, representada por apilamiento retrogradante de facies arenosas litorales y de plataforma dominada por olas, designadas como Fm Bardas Blancas (Gulisano 1981; Legarreta *et al.* 1993).

La renovada tectónica sinsedimentaria vinculada a fenómenos de transtensión-transpresión intraplaca, derivada de movimientos a lo largo de la falla lateral derecha denominada “Falla o Dorsal de Huincul”, dio origen a un conjunto de rasgos producto de inversión tectónica con sedimentación condensada, erosión y, en algunos casos, expansión de la columna sedimentaria. Estos fenómenos son claramente reconocidos en líneas sísmicas a lo largo de la traza de esta fractura regional en Neuquén y Río Negro (Ploszkiewicz *et al.* 1984; Uliana y Legarreta 1993). En afloramientos se ha observado como algunos límites de secuencias fueron tectónicamente enfatizados dada la presencia de fuertes truncamientos (Zavala 1992).

Hacia el Bathoniano y Calloviano Temprano el avance de las facies de aguas someras hacia el interior de la cuenca fue muy marcado, observable en líneas sísmicas por una fuerte progradación con clinofomas empinadas y exposición subaérea de gran parte del engolfamiento neuquino, a los cuales se asocia la presencia de numerosos paquetes arenosos, conglomerádicos y/o carbonáticos discordantes (ej. Fm Calabozo, Legarreta y Gulisano 1989; Legarreta *et al.* 1993), producto de regresiones forzadas. Este proceso culminó con la desecación total de la cuenca, representada por capas de anhidrita (Fm Tábanos) depositadas sobre las pelitas oscuras de una cuenca interior extremadamente reducida en tamaño. El conjunto de procesos observados podría estar reflejando una disminución regional de la acomodación vinculada a una caída eustática global de segundo orden (Legarreta *et al.* 1993; Uliana y Legarreta 1993).

Jurásico Tardío

A partir del Jurásico Medio el margen occidental de la placa Sudamericana estuvo ligada a un régimen de convergencia ininterrumpido con desarrollo de un arco magmático bajo condiciones de esfuerzo tensional dominante (Uliana *et al.* 1989; Uliana y Legarreta 1993). En coincidencia con un nivel eustático global alto el ambiente de retroarco fue inundado desarrollándose una orla de carbonatos de plataforma (Fm Barda Negra o Fm La Manga) y clásticos litorales que circundaron una extensa área de interior de cuenca donde, bajo un estado hambriento dado por el escaso influjo clástico, se acumuló una relativamente delgada sección de lutitas negras y calizas micríticas (Legarreta 1981). Si bien el nivel eustático se mantuvo en una posición alta durante el resto del Jurásico Tardío, sorprendentemente en la cuenca Neuquina se acumularon evaporitas (Fm Auquileo) y capas rojas fluviales y eólicas (Fm Tordillo), lateralmente asociados a un volumen notorio de facies volcánicas en la zona del arco magmático (Fm Río Damas). En el ámbito del Engolfamiento

Neuquino y sur de Mendoza, los miembros evaporíticos y silicoclásticos conforman un grupo de secuencias separados por discontinuidades que, en conjunto, registraron una expansión del área deposicional, respecto de unidades más antiguas (Legarreta 1991; Uliana y Legarreta 1993). Este rasgo es bien marcado para los términos cuspidales de la Fm Tordillo (Fm Quebrada del Sapo y Fm Catriel), dado que su área de acumulación sobrepasó a cualquiera de las unidades precedentes. El proceso de traslape progresivo, aunque discontinuo, sobre las márgenes de la cuenca es una clara respuesta a un ascenso relativo del nivel de base, mientras que la composición peculiar de las facies podría ser vinculada a un proceso de expansión e intensificación de la actividad magmática en el arco que interrumpió y aisló a la cuenca de retroarco, de su conexión con el Océano Pacífico.

La aparición abrupta de bancos portadores de fauna claramente marina, cubriendo con facies de interior de cuenca gran parte del depocentro, marca el restablecimiento de una comunicación efectiva con el Pacífico a través del arco magmático (Legarreta y Uliana 1991; Mutti *et al.* 1994). En la base de una sección rica en materia orgánica, denominada “Margas Bituminosas” o Fm Vaca Muerta (Weaver 1931), la principal roca madre de la cuenca Neuquina (Figura 6), aparece en forma constante una fauna de amonites pertenecientes a la zona de mendozanus (equivalente a la zona estándar de *vimineus*, Riccardi 1992) indicadora del Tithoniano Inferior. Esta sección es equivalente de la principal roca madre del Mar del Norte (“*hot shales*”) conocida como *Kimmeridge Clay*, incluida en el Kimmeridgiano por los geólogos ingleses, o al Tithoniano Inferior o al Volgiano, según se utilicen pisos basados en amonites del Tethys o Boreales, respectivamente (Hallam 1987).

El marcado ascenso del nivel de base dio lugar a la inundación de la cuenca con un balance hidrológico proclive para inducir condiciones anóxicas en un ambiente de interior de cuenca arealmente expandido, dando lugar al desarrollo de secciones condensadas y apto para la preservación de la materia orgánica (Veiga y Orchuela 1988). En contrapartida, las facies de plataforma y litoral quedaron, en un principio, restringidas a una angosta faja debido a la fuerte tendencia transgresiva y disposición retrogradante de las parasecuencias (Legarreta y Uliana 1991). Una vez alcanzado un mayor equilibrio entre el aporte de sedimentos y la acomodación, en el transcurso de las zonas de *zittelli* y *proximus* del Tithoniano Medio (Leanza 1981), facies clásticas y carbonáticas de aguas someras comenzaron a progradar hacia el interior de la cuenca (Legarreta *et al.* 1981; Gulisano *et al.* 1984a; Mitchum y Uliana 1982 y 1988; Legarreta y Uliana 1991). Los términos de plataforma hasta litorales mayormente clásticos se los conoce, dentro del ámbito neuquino, como Fm Quintuco, mientras los carbonáticos, dolomíticos y evaporitas asociadas (DeFerraris y Montero 1970), se las denomina Fm Loma Montosa. En el sur de la provincia de Mendoza está integrado casi exclusivamente por calizas fosilíferas, designadas como Fm Chachao, que se extienden desde el Tithoniano hasta el Valanginiano Inferior como resultado del apilamiento de bioestromos dominados por ostreídos episódicamente inundados y expuestos subaéreamente (Legarreta *et al.* 1981; Legarreta y Kozłowski 1981).

Tanto el análisis de afloramientos (Gulisano *et al.* 1984a), como de subsuelo por medio de lí-

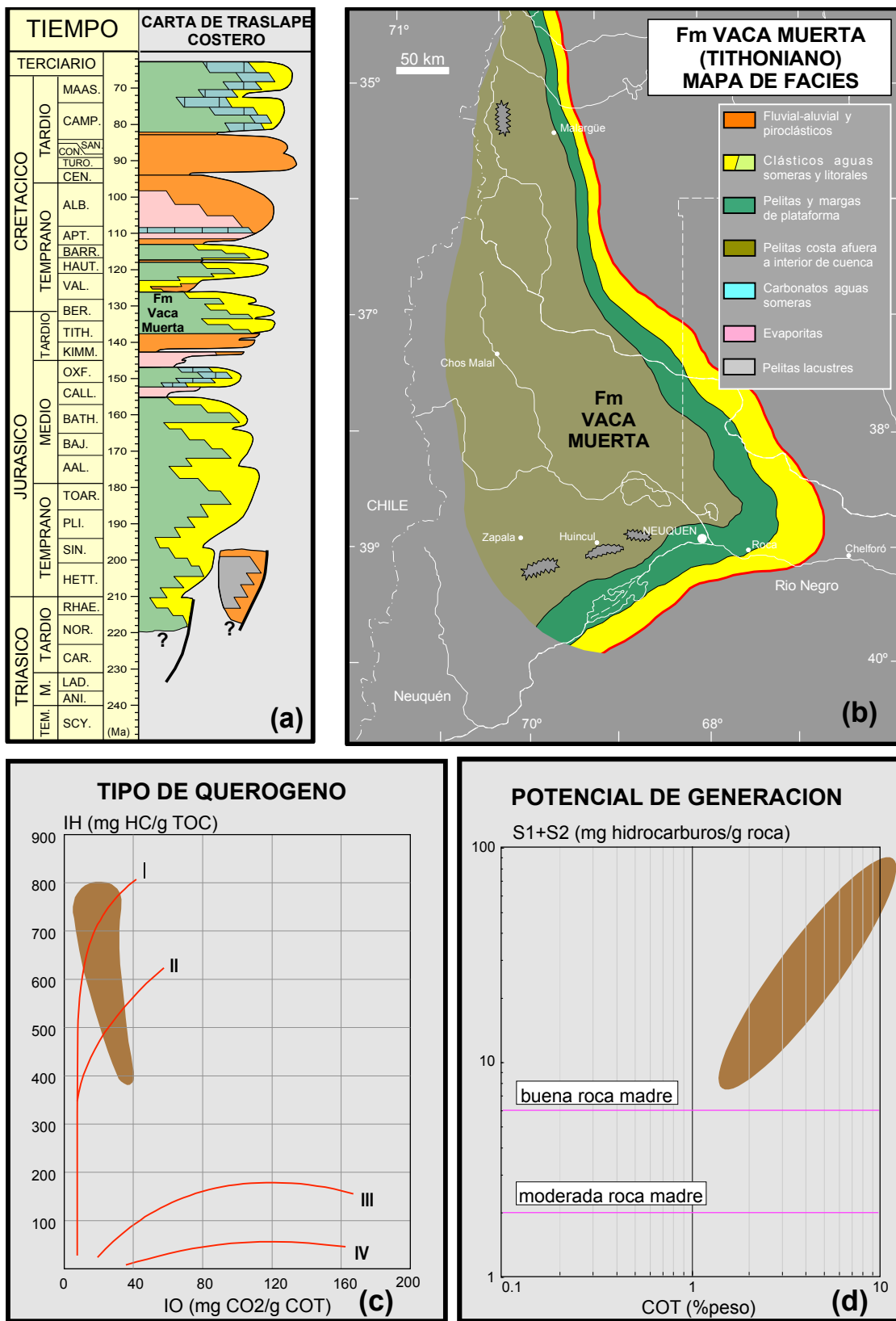


Figura 6.

neas sísmicas (Mitchum y Uliana 1988), muestra como hacia el Tithoniano Superior, Berriasiano y Valanginiano Inferior hubo una considerable acreción lateral e incremento de la pendiente de las clinoformas. La progradación progresiva dio lugar a la expansión del ambiente de plataforma, a veces tan marcada que se produjo la acumulación de evaporitas en un medio de sabkha costanera debido a la restricción hidrográfica (Legarreta y Uliana 1991). En contrapartida, en el ambiente del sur mendocino el sistema deposicional predominante fue el de plataforma sin quiebre definido o de rampa, algo similar a lo que preponderó en Neuquén durante el Tithoniano inferior. Bajo estas condiciones de acumulación y debido a caídas relativas del nivel de base, se han detectado numerosos intervalos arenosos o clástico-carbonáticos que, con base neta a erosiva, yacen sobre y están cubierta por pelitas negras de cuenca o plataforma externa, asimilables a regresiones forzadas (Legarreta y Uliana 1995). La tendencia a la reducción del ambiente de lutitas euxínicas de cuenca interior, con el avance de la progradación, se hizo más manifiesta con la aparición de facies clásticas litorales y de capas rojas fluviales (Fm "Arcillas Verdes", Mulichinco, Digregorio 1972; Fm Bajada Colorada, *sensu* Foucault *et al.* 1987). Durante la etapa de máxima intensidad de este proceso, durante el Valanginiano Superior, se acumuló una espesa sección de clásticos no marinos y litorales en las zonas más deprimidas de la cuenca (Fm Mulichinco *sensu stricto* de Gulisano *et al.* 1984a), coetáneos con los carbonatos que en el sur de Mendoza se los conoce como "Calizas con Exogyras" o Fm Chachao, aflorante en la zona del Anticlinal Malargüe (Legarreta y Kozlowski 1981).

Cretácico Temprano

Como resultado de un ascenso relativo del nivel del mar que tuvo lugar durante el Valanginiano Tardío-Hauteriviano, el engolfamiento y la plataforma oriental, anteriormente sujetas a exposición subaérea, fueron nuevamente cubiertas por una rápida inundación marina, de tal forma que grandes porciones de la plataforma quedaron prácticamente ahogadas (Legarreta *et al.* 1981; Mutti *et al.* 1994). Bajo este nuevo marco paleogeográfico, facies pelíticas ricas en materia orgánica de cuenca interior y glauconíticas de plataforma somera, portadoras de amonites de la zona de pseudoregale, se depositaron sobre términos de aguas más someras del Valanginiano Inferior e incluso del Berriasiano (Gulisano *et al.* 1984; Legarreta y Kozlowski 1981; Legarreta y Gulisano 1989). Durante el intervalo Valanginiano Tardío-Hauteriviano (Figura 7) la expansión del área de acumulación, producto del ascenso del nivel de base, generó sistemas deposicionales del tipo de amplias rampas con acumulación de delgadas secciones de aguas someras, clásticas en Neuquén (Miembro Inferior de la Fm Agrio, Weaver 1931) hasta no marinas (Fm Centenario, Uliana *et al.* 1977), y mayormente carbonáticas en Mendoza (Fm Agrio, Weaver 1931; o Mb Cienaguitas de la Fm Mendoza, Leanza 1981). Sobre el flanco sur de la cuenca, facies terrígenas designadas como Fm La Amarga (Marchese 1971; Leanza 1973) contienen intercalaciones calcáreas portadoras de carófitas y ostrácodos no marinos (Musacchio 1981), formas de *Classopollis* sp, Araucariáceas y

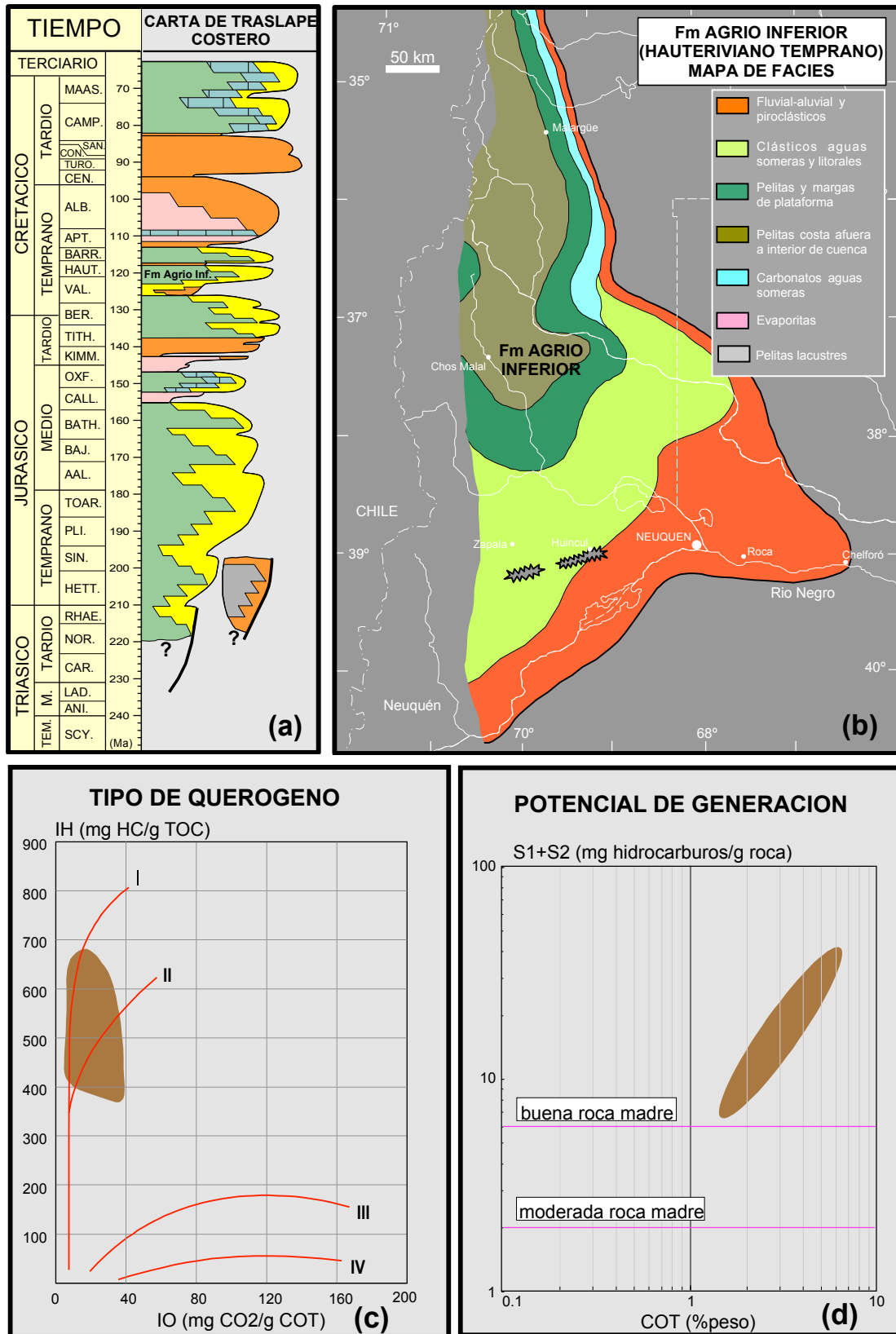


Figura 7.

Podocarpáceas (Volkheimer 1978), y restos de mamíferos (Bonaparte 1986). En situaciones internas de la cuenca, alejadas del suministro clástico, y bajo condiciones de aguas tranquilas y anóxicas, se depositaron calizas micríticas y lutitas negras ricas en materia orgánica dentro de las cuales sólo se encuentran impresiones de amonites y de inocerámidos. Estas condiciones de acumulación perduraron durante el Hauteriviano Inferior, involucrando las zonas de amonites de neuquensis hasta vacaensis (Aguirre Urreta y Rawson 1997) y si bien la sucesión sedimentaria presenta una apariencia monótona y parece haber sido continua, estuvo puntuada por numerosos eventos de transgresión-regresión (Legarreta y Gulisano 1989). De todas formas, la sucesión vertical de facies indica una tendencia general a la progradación, de tipo clástica en el engolfamiento (Uliana *et al.* 1977), y de carácter más carbonático en la plataforma del sur de Mendoza (Legarreta *et al.* 1981).

Hacia fines del Hauteriviano el alcance de lenguas arenosas de aguas someras hacia el interior de la cuenca es cada vez mayor hasta que se define la aparición abrupta de un paquete de 5 a 45 m de areniscas fluviales y eólicas, yaciendo directamente sobre facies pelíticas oscuras y portadoras de amonites, propias de un medio subáqueo de aguas calmas (Legarreta y Gulisano 1989). El borde de acumulación de estas areniscas no marinas, conocidas como Miembro Avilé (Weaver 1931), se encuentra varias decenas de kilómetros alejado de la línea de costa de los depósitos marinos precedentes, lo cual implica la exposición subaérea de gran parte del Engolfamiento Neuquino (Legarreta y Uliana 1991). Hacia posiciones paleogeográficas más deprimidas, engranan lateralmente con pelitas verdes que contienen nódulos de anhidrita y moldes de cubos de halita, e incluso bancos espesos de anhidrita. Este intervalo denota un episodio de desecación temporaria de la cuenca de retroarco, muy posiblemente relacionado a una desconexión con las aguas oceánicas del Pacífico, a través del edificio magmático situado sobre el borde occidental de la placa Sudamericana. Esta situación fue revertida rápidamente cuando en forma tan abrupta como en situaciones anteriores, la cuenca fue inundada en el Hauteriviano Superior, acumulándose una sección basal de lutitas y micritas oscuras ricas en materia orgánica, portadora de amonites de la zona de riccardii, equivalente de la zona estándar de sayni (Aguirre Urreta y Rawson 1997).

Durante el Hauteriviano y Barremiano Inferior (Figura 8), lo cual involucra desde las zonas de amonites de riccardii hasta la de groeberi (Aguirre Urreta y Rawson 1997), se acumularon facies clásticas y carbonáticas, también designadas como Fm Agrio (Miembro Superior), bajo un sistema deposicional de tipo rampa, muy similar al que operó durante el Hauteriviano Inferior (Legarreta y Uliana 1991). No obstante, en el Barremiano facies mayormente carbonáticas y clásticas de aguas someras comenzaron a cobrar importancia, progradando hacia el interior de la cuenca con clinoforras cada vez más empinadas, espesamiento de las facies de talud y marcado adelgazamiento de los términos de plataforma somera, los cuales muestran evidencias de exposición e incisión subaérea multiepisódica. Estos elementos son indicadores de una reducción de la capacidad de acomodación sobre la plataforma y sugieren un descenso generalizado del nivel de base (Lega-

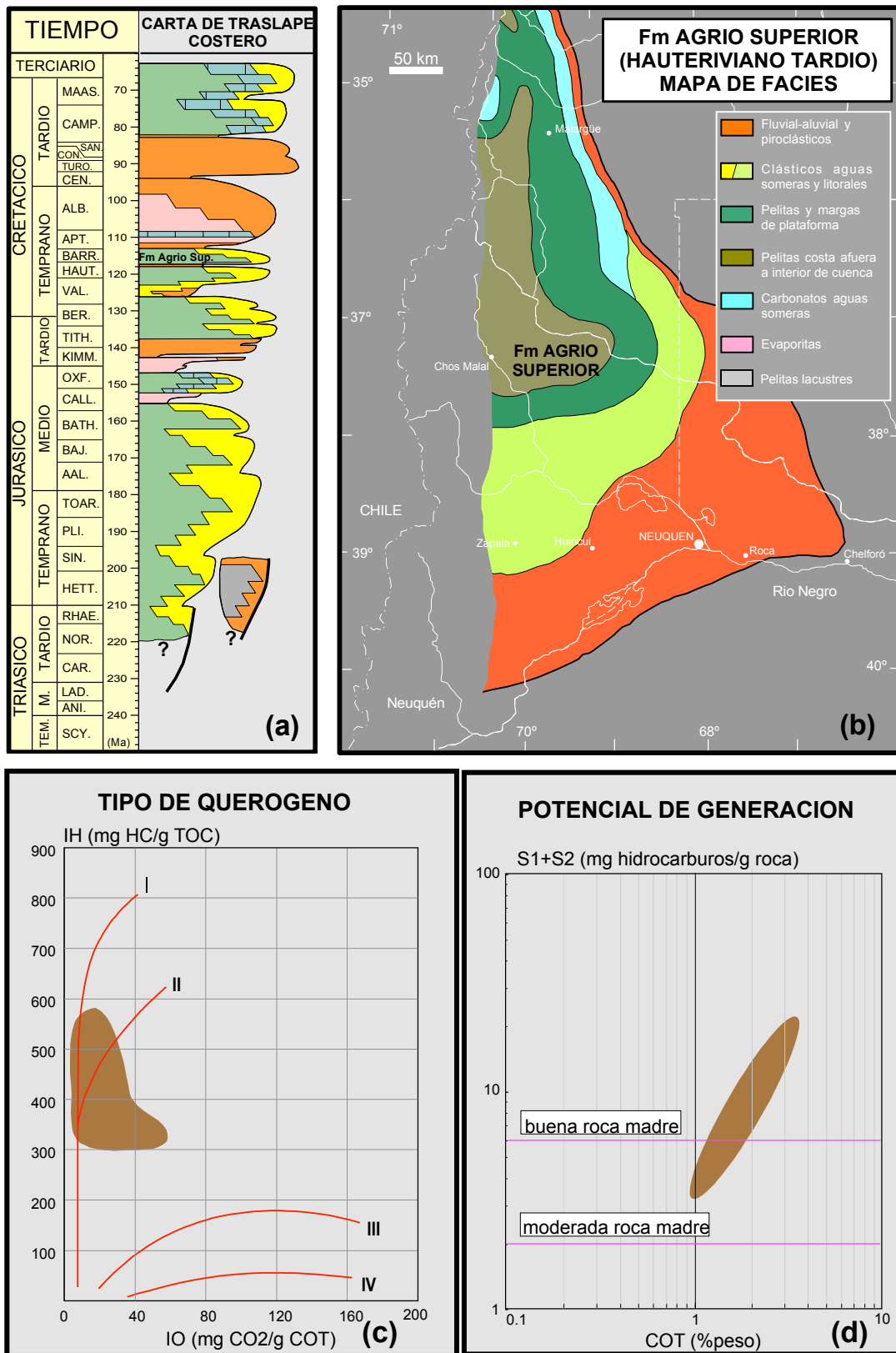


Figura 8.

rreta y Uliana 1991). Dentro de este intervalo barremiano, posterior a aquellas capas portadoras de amonites de la zona de riccardii, está integrado por varias secuencias deposicionales y son asignadas al Miembro Chorreado Inferior de la Fm Huitrín (*sensu* Legarreta 1985). Estos niveles, representados en el interior de cuenca por un espesor muy reducido de pelitas y calizas micríticas, son portadores de microfósiles calcáreos, palinomorfos y nannoplancton que hasta la fecha no han aportado elementos diagnósticos para efectuar una datación precisa.

Este ciclo sedimentario del Cretácico Temprano culminó con otro episodio de desecación de la cuenca de retroarco, dando paso a la acumulación de la anhidrita del Mb Chorreado Superior y facies clásticas eólicas y fluviales del Miembro Troncoso Inferior de la Fm Huitrín (*sensu* Legarreta 1985), las cuales gradúan hacia posiciones internas de la cuenca a pelitas y evaporitas hasta ser reemplazadas totalmente por halita.

La anoxia en el Engolfamiento Neuquino en sintonía con los ascensos y descensos eustáticos

Las evidencias paleogeográficas para tiempos del Triásico muestran que esta porción de la Placa Sudamericana se encontraba en la etapa de ruptura bajo un régimen extensional regional, pre-separación de la Pangea, que dio origen a un heterogéneo grupo de cuencas originales de orientación NW-SE (Uliana y Biddle 1988). El evento de extensión, que perduró del Triásico al Jurásico Temprano, dio lugar a la ruptura de la losa continental que permitió la penetración marina desde el Pacífico y a la implantación simultánea de depocentros aislados sobre el continente. La presencia de umbrales con geometría intrincada y relieve variado, generados por el mismo fallamiento y por construcciones volcánicas coetáneas, condicionó fuertemente el sistema de drenaje y la virtual conexión con el dominio marino del Pacífico. Este contexto paleogeomórfico, bajo un clima cálido a templado y estacional, fue propicio para la implantación de un variado espectro de sistemas deposicionales y la generación de los diferentes tipos de sedimentos que colmataron las cuencas (Figura 3). En la estrecha vía de mar triásica del río Atuel una espesa sección de lutitas oscuras y clásticos gruesos se acumuló en el frente de los abanicos deltaicos desde el Triásico hasta el Jurásico Temprano (Riccardi *et al.* 1997). Más alejados sobre el continente, dentro del depocentro de Llantenis se depositó una serie de rocas volcánicas, areniscas y lutitas negras lacustres ricas en materia orgánica (Labayén y Nakayama 1982). En el suroeste del Neuquén, paquetes de clásticos gruesos y niveles carbonosos palustres triásicos, portadores de flora de *Dicroidium*, fueron depositados dentro de hemigrábenes en un medio netamente continental y luego cubiertos en transición por facies clásticas similares con flora de Otozamites, del Jurásico Temprano. En muchas otras fosas, bajo condiciones hidrográficas más rigurosas, se acumularon depósitos clásticos de abanicos aluviales que desembocaron en barreales elongados sujetos a fuerte evaporación, con evaporitas resultado de la desecación total de cuerpos lacustres, o alternaron con carbonatos acumulados en lagos someros.

El ascenso eustático global que tuvo lugar en el Jurásico Temprano (Hallam 1988; Haq *et al.* 1987), en conjunción con el régimen extensional, posibilitó la instauración definitiva de las condiciones marinas propias del Ciclo Cuyano (Groeber 1946; Groeber *et al.* 1953), desarrolladas más allá de los primeros depocentros originales más occidentales y mostraron fuerte tendencia a expandirse sobre el antepaís. Al mismo tiempo, hacia el este y sur, un número de depocentros permanecieron todavía aislados (Figura 9b en Legarreta y Uliana 1995). Algunas de las fosas, como las existentes en la zona de Río Negro Norte (Figura 3), estaban ocupadas por lagos profundos con acumulación de lutitas ricas en materia orgánica y portadora de restos vegetales liásicos, pertenecientes a la flora de Otozamites (Orchuela y Ploszkiewicz 1984). Las lutitas negras y margas de lo que se denomina hoy en día Fm Puesto Kauffman se habrían acumulado en un medio lacustre de agua dulce y moderadamente anóxico, con salinidad variable hasta hipersalina, tal como lo indicaría la presencia de gamacerano, un triterpano común en las margas lacustres de Green River (EEUU), China y dentro de las secuencias pre-sal del oeste de Africa (Zumberge 1993). El alto contenido de materia orgánica oscila entre 2 y 8% y la califica como una excelente roca madre de hidrocarburos, con valores de índice de hidrógeno cercanos a 900 mg HC/g COT (Villar *et al.* 1998). La microscopía indica la presencia de un querógeno tipo I, característico de rocas generadoras de hidrocarburos líquidos, con predominio de material amorfo, algas coloniales del tipo *Botryococcus* y restos vegetales subordinados. Los petróleos generados por esta facies lacustre presentan densidades API mayores de 30°, moderada madurez térmica, predominio de parafinas (especialmente de alto peso molecular; *waxy oil*) y bajo contenido de azufre (Zumberge 1993; Villar *et al.* 1998).

Durante el resto del Jurásico-Cretácico Temprano, las condiciones marinas dentro de la cuenca Neuquina estuvieron enmarcadas en un ambiente paleogeográfico que puede ser visualizado como un mar parcialmente cerrado, conectado con el Océano Pacífico. El intercambio con las aguas oceánicas se produjo a través pasajes marinos que cruzaban un extenso, irregular y no necesariamente elevado archipiélago volcánico, correspondiente al arco magmático situado sobre el margen occidental de la placa Sudamericana y adosado a un frente de arco fragmentado y de bajo relieve, proclive a permanecer parcialmente sumergido (Legarreta y Uliana 1995). Como resultado de la dinámica del arco, relacionada con la subducción, y de los cambios eustáticos globales, la cuenca estuvo afectada por varios eventos de inundaciones, algunas de ellas muy marcadas y “rápidas” desde el punto de vista del tiempo geológico, y por otros de restricción y/o desecación total de este depocentro de retroarco. La presencia de un umbral poco profundo separando la cuenca del océano creó condiciones favorables para generar una columna de agua estratificada (Groeber *et al.* 1953) y condiciones de fondo perennemente anóxicas (Legarreta *et al.* 1989; Legarreta y Uliana 1991).

Con la subsidencia generalizada de este segmento de la placa y el ascenso del nivel del mar se produjo la inundación de la cuenca Neuquina, en forma diacrónica y escalonada, y también dio lugar al origen de engolfamientos y corredores marinos en el resto de la Patagonia (Lesta y Ferello 1972; Riccardi 1983). Por otra parte, la fauna de amonites indica un importante intercambio fau-

nístico entre esta franja occidental de América del Sur y la región del Tethys (Hillebrandt 1979). Este proceso se mantiene puntuado por variaciones de menor orden del nivel de base relativo, hasta el Aaleniano-Bajociano cuando se registra la mayor expansión del área de acumulación marina, tras lo cual comienza a registrarse una reducción areal de la cuenca, acompañado por una creciente acentuación del carácter endémico de las faunas y mínima diversidad (Riccardi 1991), muy manifiesta para tiempos del Bathoniano-Calloviano Temprano, producto de una desconexión de los dominios del Tethys y del Pacífico, a escala continental (Westermann y Riccardi 1985; Hillebrandt *et al.* 1992; Westermann 1993).

El registro geológico del depocentro de retroarco da testimonio de ascensos y descensos relativos del nivel de base que estuvieron en sintonía con las variaciones eustáticas de carácter global y dieron lugar a la acumulación de facies ricas en materia orgánica preservada en posiciones internas de la cuenca. Las condiciones de máxima inundación, expansión del ámbito marino y establecimiento de condiciones hambrientas en el interior de cuenca dieron origen al querógeno presente dentro de las lutitas negras de la Fm Los Molles (Figura 5), o su equivalente en Mendoza, la Fm Tres Esquinas. Se trata de un material con participación de elementos terrestres variable con valores de COT entre 1 y 3% (Pando *et al.* 1984). Zonas profundas de la cuenca muestran picos de hasta 6% de carbono orgánico total y al mismo tiempo presentan severa alteración térmica, por lo tanto se asume que la riqueza orgánica original debió ser sustancialmente mayor (Fernández Seveso *et al.* 1996). En el ámbito de la Dorsal de Huincul, donde se concentra la mayor y más completa información geoquímica para este intervalo, el querógeno muestra una asociación orgánica mixta con participación relativa de material amorfo entre 50 y 70%, en tanto que el resto lo integra material estructurado de tipo inertínico y vitrinítico. Los valores obtenidos con los estudios de pirólisis *Rock-Eval*, evidencian un querógeno tipo II a II-III (Villar *et al.* 1998) y un potencial regular a bueno para la generación de petróleo y gas. Las ocurrencias de hidrocarburos a lo largo de la Dorsal indican que esta roca madre aportó petróleos normales, predominantemente parafínicos, livianos y con bajos contenidos de azufre, como resultado de la maduración de un querógeno de origen marino con influencia terrestre (Cruz *et al.* 1999). Hacia posiciones internas, la maduración más acentuada por un mayor soterramiento habría generado los importantes volúmenes de gas alojados en los reservorios jurásicos de la zona.

La evolución de este ciclo eustático de mayor orden sobreimpuesto a la dinámica propia del retroarco culmina con el achicamiento del área de acumulación y desecación de la cuenca con precipitación de evaporitas, que incluyen halita, y facies clásticas fluviales y eólicas, indicando una desconexión total al menos temporaria con el océano Pacífico, en tiempos del Calloviano Medio. No obstante, el ascenso eustático del Calloviano-Oxfordiano hizo también efecto en la cuenca Neuquina, dando paso a la inundación y acumulación de un volumen relativamente reducido de lutitas negras en el centro de una cuenca circundada por plataformas carbonáticas. Hasta la fecha, se dispone de muy poca información geoquímica (ej. Labayén y Nakayama 1982) y resulta difícil evaluar

la importancia que pudo haber tenido como facies potencialmente generadora de hidrocarburos.

A pesar de un nivel eustático relativamente alto, la interacción con la dinámica del arco dejó a la cuenca nuevamente aislada con acumulación de evaporitas y capas rojas durante el Jurásico Tardío. No obstante, las condiciones ambientales restringidas, las unidades presentan una clara tendencia a la expansión del área de acumulación por ascenso del nivel de base. Esta tendencia estratigráfica tiene su máxima expresión en el Tithoniano Inferior con el restablecimiento de las condiciones netamente marinas, dando paso a la depositación de las lutitas negras de la Fm Vaca Muerta (Figura 6), la principal roca madre de la cuenca Neuquina (Di Lena *et al.* 1989). El registro geológico indica un medio marino con columna de aguas estratificadas y balance hidrológico positivo persistente, bajo condiciones de fondo anaeróbicas a disaeróbicas (Legarreta *et al.* 1981). Este intervalo, también denominado “Margas Bituminosas”, está compuesto por una potente sucesión de lutitas laminadas y margas negras, presenta valores de COT entre 3 y 8 %, promedio de 4% y picos de hasta 10-12% (Villar *et al.* 1998). Los 50 m basales de la unidad muestran el mayor contenido de materia orgánica, detectable por medio de los perfiles de pozo, y serían el resultado del apilamiento de varios eventos de nivel marino alto que condujeron a la inundación de las plataformas y establecimiento de condiciones hambrientas en el interior de cuenca (Veiga y Orchuela 1988). Esta sección de “*hot shales*” se desvanece hacia las facies más espesas de talud, donde el mayor suministro clástico y la mayor oxigenación dejaron una participación orgánica mucho más diluida. En el ambiente de plataforma solo dentro de las secciones condensadas han quedado preservados altos valores de materia orgánica (Wavrek *et al.* 1996). El análisis microscópico muestra que se trata de un querógeno formado casi exclusivamente por una materia orgánica amorfa, asociada a paleomicroplancton marino y muy escasa participación de elementos terrestres. Determinaciones Rock-Eval indican un muy buen potencial generador (Figura 6), mientras que los índices de hidrógeno y oxígeno ponen en evidencia un querógeno tipo I-II, excelente generador de hidrocarburos líquidos (Villar *et al.* 1998). Su SPI oscila entre 5 y 20 t HC/m², fundamentalmente dependiendo del espesor de la unidad, ya que la calidad primaria del querógeno se puede considerar prácticamente constante en toda la cuenca. Si bien la Fm Vaca Muerta ha generado grandes volúmenes de petróleo, se debe mencionar que importantes acumulaciones de gas y condensados están asociados a las “cocinas” de hidrocarburos situadas hacia posiciones profundas de la cuenca y en la faja plegada (Del Vo y Pando 1987). De acuerdo a las características generales de los petróleos Villar *et al.* (1998) diferencian cuatro facies orgánicas principales, parcialmente coincidentes con las de Wavrek *et al.* (1996). En la región o distrito petrolero de Malargüe, los petróleos muestran signos de haber sido generados por una facies orgánica arcillosa con influencia carbonática, lo cual se condice con el sistema deposicional predominante para este intervalo (Legarreta *et al.* 1981). Los términos acumulados en el área del Engolfamiento (Villar *et al.* 1993; Talukdar *et al.* 1994), dieron origen a petróleos muy maduros generados en facies esencialmente lutíticas, mientras que hacia el dominio del distrito de Catriel, o de la plataforma nororiental, los

petróleos muestran características intermedias, con madurez media a moderadamente alta, vinculados con miembros arcillosos con parcial influencia carbonática. Finalmente, en el denominado ambiente del Sur de la Dorsal, en un medio muy restringido se acumularon niveles de querógeno muy ricos en azufre, lo cual está representado en los petróleos del área (Kelly 1978), en general, de baja madurez térmica (Cruz *et al.* 1999).

Del Tithoniano al Berriasiano la evolución paleogeográfica estuvo enmarcada por un incremento de la progradación, expansión del ambiente de plataforma y arribo de un mayor volumen hacia posiciones internas de la cuenca, zonas que anteriormente habían permanecido sujetas a sedimentación condensada, rica en materia orgánica (Mitchum y Uliana 1988). Esta tendencia se mantuvo hasta el Valanginiano Inferior, salvo una inundación que cubrió nuevamente las plataformas con aguas ligeramente más profundas en el límite Jurásico-Cretácico (Legarreta y Uliana 1995). La reducción del perímetro de la cuenca cambió dramáticamente en el Valanginiano más alto y alcanzó su mayor expansión durante el Hauteriviano Temprano, dejando las facies de plataforma somera y planicies fluviales del Berriasiano cubiertas por lutitas marinas conocidas como Fm Agrio (Figura 7). Este ascenso relativo del nivel de base, en sintonía con un evento eustático global, permitió la acumulación de un paquete de lutitas negras ricas en materia orgánica, mayormente desarrolladas hacia el noroeste de la provincia del Neuquén y en todo el ámbito de Malargüe (Speziale e Ivorra Orts 1978; Legarreta y Uliana 1991; Cruz *et al.* 1996; Gulisano *et al.* 1996; Legarreta *et al.* 1996; Cruz *et al.* 1998). La rápida inundación, ahogamiento de las plataformas y la condición hambrienta de las posiciones más internas de la cuenca fueron suficientes para la generación de un medio subácueo anóxico propicio para la acumulación y preservación de la materia orgánica, con valores promedio entre 2 y 3% y picos de hasta 5% COT. En la composición del querógeno hay un dominio neto del material algal-amorfo, con aporte terrígeno minoritario. Los datos de pirólisis Rock-Eval indican un buen potencial generador (SPI en el rango 4-12 t HC/m²) para un querógeno marino del tipo II (Cruz *et al.* 1996; Villar *et al.* 1998), con un importante volumen de hidrocarburos líquidos y gaseosos generados en el noroeste del Neuquén, donde alcanzó suficiente madurez térmica dada por la espesa pila sedimentaria del Cretácico Superior-Terciario, combinada con la sobrecarga tectónica suministrada por la faja plegada (Cruz *et al.* 1996; Gulisano *et al.* 1996; Cruz *et al.* 1998).

La concentración orgánica de las lutitas basales del Mb Inferior de la Fm Agrio se diluye a medida que incrementa el arribo de material terrígeno, asociado a la progradación de las plataformas, hacia el final del Hauteriviano Temprano, proceso que culmina con la desecación de la cuenca y da paso a la acumulación clástica eólica y fluvial y de evaporitas en el interior de la cuenca. Sin embargo, una reversión abrupta de esta tendencia quedó atestiguada por una nueva inundación y generación de condiciones de fondo anóxicas en la cuenca de retroarco y dio paso a la acumulación de la última y más joven de las lutitas ricas en materia orgánica detectadas en la cuenca neuquina. Se trata de la sección basal del Mb Superior de la Fm Agrio

(Figura 8) cuyas características son muy similares a las registradas en la base del Mb Inferior, aunque con mayor aporte de material terrígeno. No obstante, la escasez de datos geoquímicos vinculados con ambas secciones potencialmente generadoras, no permite hacer una evaluación de los volúmenes que pudieron haber generado estos dos niveles individualmente. Esto es especialmente crítico cuando se consideran los hidrocarburos alojados en las areniscas del Mb Avilé y en las del Mb Troncoso Inferior de la Fm Huitrín, en el ambiente del sur de Mendoza y noroeste del Neuquén (Gulisano *et al.* 1996), así como los hidrocarburos presentes en los filones capa terciarios fisurados, intruidos dentro de la Fm Agrio en el sur de Malargüe (Schiuma 1989) y en las calizas fracturadas de Chachao y de la Fm Agrio, productoras al norte de Malargüe (Uliana *et al.* 1977).

CUENCA RÍO MAYO-AUSTRAL-MALVINAS

El inicio de la acumulación de las facies orgánicas del Jurásico-Cretácico en las cuencas australes de Argentina estuvo asociado a una serie de procesos geodinámicos que condujeron a la individualización de la Placa Suramericana. Durante el Jurásico Medio, mientras Patagonia y Sudáfrica austral estuvieron sujetas a una activa extensión tipo “*Basin and Range*” (Dalziel *et al.* 1987; Uliana *et al.* 1989), una combinación de cizalla dextral y extensión limitada acomodaron la separación del Gondwana Este y Oeste (Lawver *et al.* 1991; Cox 1992). El patrón de separación dio lugar al comienzo del margen de traslación en el sur del Plateau de Malvinas y un fenómeno crítico, asociado al desacople continental, fue la apertura del Canal de Mozambique” (Cecioni y Charrier 1974) o “Vía Marítima de Madagascar”. Este fue un corredor marino angosto que conectó el Tethys con el precursor del Mar de Weddell y el extremo austral de Sudamérica, y eventualmente las porciones inundadas del Banco de Ewing, la Plataforma de Malvinas y la Patagonia (Urien y Zambrano 1973; Thompson 1977; Emery y Uchupi 1984). Como una consecuencia de los cambios casi coetáneos del régimen de subducción (Storey *et al.* 1992), el margen pacífico (=“Panthalassia”) del sur de América del Sur adquirió una configuración semejante a la Península Baja y al Golfo de California adyacente de hoy en día (Dalziel *et al.* 1974; Alabaster y Storey 1990). El avance de la apertura de un engolfamiento marginal angosto entre el borde continental activo y la losa principal de Sudamérica (la “Cuenca de Rocas Verdes” Dalziel 1981; DeWit y Stern 1981) y la posición elevada del océano, conllevó a un avance marino hacia el norte a lo largo de la Patagonia occidental y zonas adyacentes de Chile. Cuando mediaba el Tithoniano (ej. Wilson 1983), una faja marina ininterrumpida conectaba la vía de mar intra-Gondwana con las regiones del Lago Fontana y San Jorge Occidental (Scasso 1989), y los distritos chilenos de Coyhaique y Palena-Futaleufú (Charrier y Covacevich 1980; Haller *et al.* 1981). Durante el Neocomiano, cuando finalmente África y América del Sur se separaron

(Nurnberg y Muller 1991), la reducida altura continental y el ascenso eustático global luego del Valanginiano Temprano indujeron el avance marino y la acumulación de sedimentos ricos en materia orgánica a través de la mayor parte de las cuencas Austral (Magallanes) y de Malvinas (Uliana y Biddle 1988; Pittion y Gouadain 1991).

Oxfordiano-Kimmeridgiano

Los depósitos organógenos del Jurásico Superior han sido documentados en las porciones distales del Plateau de Malvinas, así como en las cuencas de Malvinas y Austral (Magallanes). Las perforaciones del DSDP realizados en el Banco M. Ewing recuperaron lutitas sapropélicas negras con moluscos, corales y nannofósiles atribuidos al Oxfordiano-Kimmeridgiano (Wise *et al.* 1977). La serie local comienza con una sección basal transgresiva compuesta de arenas de playa cubiertas por arcilitas portadoras de detritos de plantas y luego siguen lutitas oscuras que superan los 130 m de potencia (Thompson 1977; Siesser 1978; Herbin *et al.* 1986). La materia orgánica es de tipo acuática con un valor de COT que excede el 5% (Herbin *et al.* 1987). Las reflexiones sísmicas obtenidas de esta secuencia registran un traslape basal y un arreglo deposicional sigmoidal de bajo relieve. Los espesores totales son reducidos sobre altos de basamento, y los dominios más distales muestran la impronta sísmica de un recubrimiento hemipelágico (Biddle *et al.* 1996). Estos rasgos están en concordancia con interpretaciones que sugieren un ambiente de plataforma relativamente somera, protegido del avance clástico por las condiciones de inundación marina sostenida (Thompson 1977; Emery y Uchupi 1984).

Dinoflagelados, *Gonyualacysta jurassica*, recuperados en varios sondeos demuestran la presencia de la influencia marina del Oxfordiano-Kimmeridgiano en la Cuenca de Malvinas (Yrigoyen 1989; Galeazzi 1994; Galeazzi 1996). Otra vez, la configuración sísmica sugiere un sistema de rampa agradacional (Figura 9). El cambio regional está confinado a la parte axial de la cuenca, donde el espectro de facies permanece dominado por lutitas pelágicas en ausencia de miembros clásticos gruesos (Yrigoyen 1989; Richards *et al.* 1996). Al oeste y noroeste del depocentro de Malvinas, los estratos marinos kimmeridgianos son conocidos en la Cordillera Patagónica en Última Esperanza y Península Brunswick, acorde a la fauna de amonites (Fuenzalida y Covacevich 1988). Estos ammonoideos y los macroinvertebrados asociados muestran afinidad con faunas encontradas en Antártida. La ocurrencia de estas unidades en el sur andino está asociada con capas portadoras de radiolarios, rocas volcánicas silíceas con texturas de peperitas y otros indicios de extrusiones submarinas (Allen 1982; Wilson 1983). Estos términos parecen representar áreas cercanas al borde de placa, donde los *riffs* de la Fm Tobífera todavía activos, comenzaron a ser recubiertos por el avance de las aguas marinas. Al este de la Cordillera, algunas perforaciones sugieren la presencia de lenguas marinas portadoras de microfósiles atribuidos al Oxfordiano-Kimmeridgiano ("*Rinconian Stage*", Natland *et al.* 1974; Sigal *et al.* 1970).

El “Grupo Arenosos Basal”, o más comúnmente Arenisca Springhill (Thomas 1949), está constituido por un paquete relativamente delgado de areniscas basales, multi-episódicas y complejamente irregulares e interdigitan con facies ricas en materia orgánica. Intensamente analizada, debido a su importancia económica como reservorio principal de la cuenca (Yrigoyen 1991), la Arenisca Springhill se constituyó como un clásico ejemplo de carga de petróleo ligado a un paisaje enterrado (Russo *et al.* 1980; Robles 1982; Marinelli 1982; Miller *et al.* 1982). Cientos de perforaciones demostraron la presencia de una unidad inferior, cuyo espesor oscila entre 0 y 60 m, conocida como “Springhill continental” o Fm Manantiales (Cecioni 1955). Esta es una sucesión arealmente restringida depositada como un relleno agradacional traslapando sobre las irregularidades del tope de los volcánicos del Jurásico Medio de la Fm Tobífera (=Fm Lemaire, Gr Bahía Laura). Estos depósitos sepultaron un paisaje formado por elevaciones relícticas y lomadas organizadas como una serie de cuevas y cordones profundamente disectados, controlados por las fallas extensionales de raíz profunda que dieron origen a la emisiones volcánicas de la irrupción principal de la Tobífera (Uliana *et al.* 1985). Los trabajos de Robles (1982, 1984; también Covellone *et al.* 1989) revelaron la presencia de un sistema de drenaje constituido por varios valles separados por elevaciones desnudas apodados como “altos pelados”, donde los volcánicos de la Tobífera han sido lixiviados y meteorizados profundamente (Riggs 1969, 1977). El espectro litológico incluye areniscas discontinuas dentro de una masa de depósitos de grano más fino, delimitados por numerosos niveles de carbón. Las areniscas están formadas por un residuo estable de granos de cuarzo texturalmente inmaduros y fragmentos volcánicos alterados. Los términos de grano fino incluyen lutitas tufáceas y arcilitas carbonosas castañas a negras que contienen piritita, ámbar y restos de plantas (Cecioni 1955; Riggs 1969; Pittion y Gouadain 1991). Dentro de la Fm Manantiales han sido identificados numerosas taxa de plantas (Archangelsky 1976) y algas (Baldoni y Taylor 1985; Pittion y Gouadain 1991). Algunas de las especies fueron encontradas también en las formaciones del Jurásico Superior de la Península Antártica y en el norte de Chubut (Fm Taquetrén, Archangelsky 1976; Baldoni 1980) e indican un lapso Jurásico Superior (Kimmeridgiano-Tithoniano?). Los indicadores sedimentológicos de la Fm Springhill inferior apuntan a un ambiente deposicional implantado dentro de áreas bajas pobremente drenadas. Materiales llevados por los ríos alimentaron lagos que acumularon depósitos tipo varves (Cecioni 1955) y colonias de algas *Botryococcus*. La presencia geográficamente extendida de carbón (Laffitte *et al.* 1986), revela que grandes porciones de las tierras bajas estuvieron cubiertas por amplias turberas pantanosas y ciénagas. Los niveles de carbón están compuestos por material húmico, tejidos de plantas terrestres predominantemente autóctonos (vitrinita) y mezclas subordinadas de sapropelas derivados de cutículas, esporas y algas. La ausencia notoria de fusinita sugiere un marcado estancamiento, sin exposición subaérea. A esta asociación no marina rica en materia orgánica se le atribuyó un hipotético potencial como roca madre (Decastelli y Arias 1989; Pittion y Gouadain 1991). Crudos parafínicos con alto punto de escurrimiento producidos en la región del Estrecho de Magallanes podrían derivar de esta facies generadora o de otras levemente más antiguas en la Fm Lemaire (*vide* Cagnolatti *et al.* 1996).

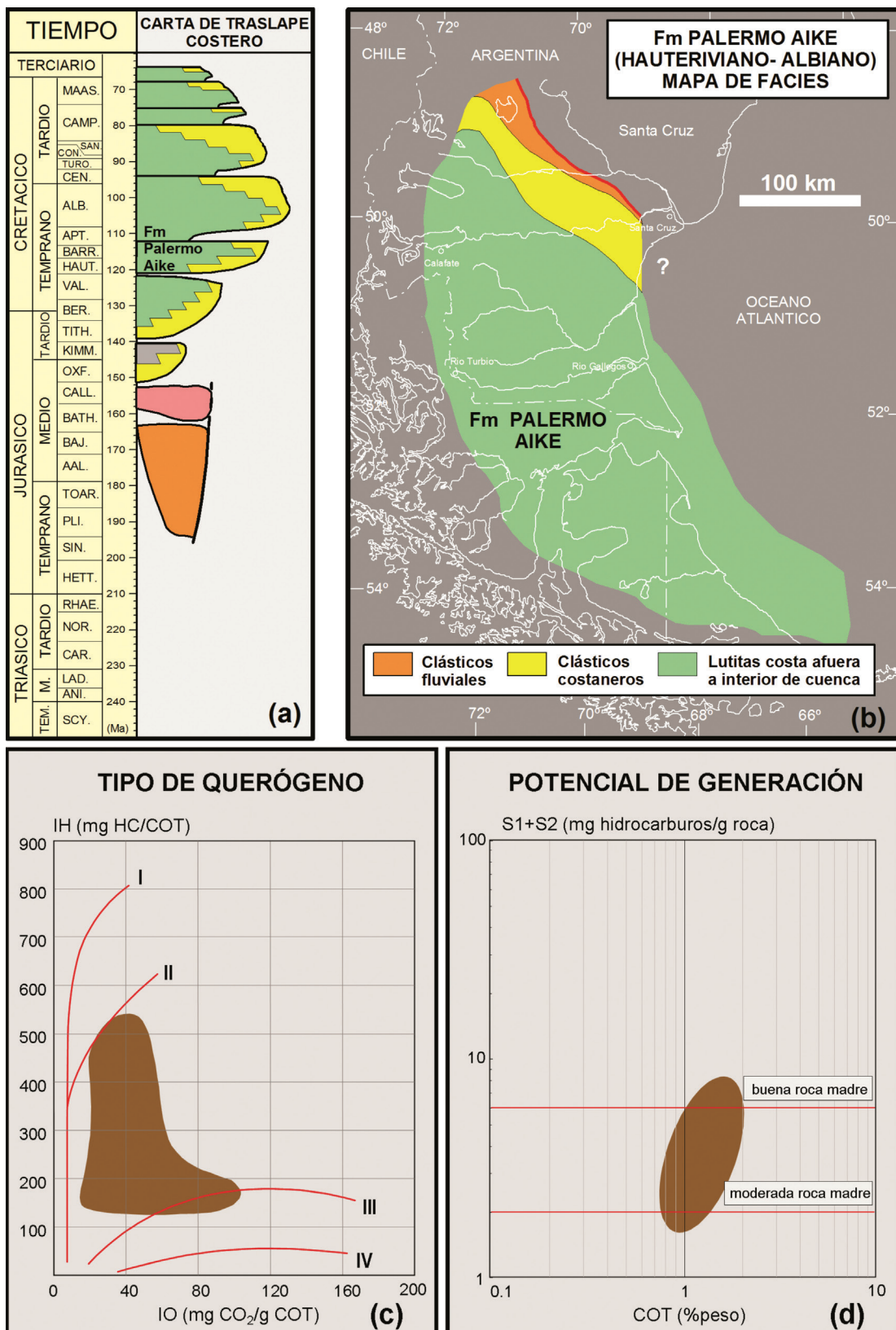


Figura 9.

Tithoniano-Neocomiano

Las capas del límite Jurásico-Cretácico y la subsiguiente serie neocomiana fueron acumuladas como resultado de una vasta inmersión continental a lo largo del extremo austral de Sudamérica (Uliana y Biddle 1988; Riccardi 1988). Estos niveles apoyan en relación paraconcordante sobre los términos oxfordiano-kimmeridgianos o sobre los volcánicos de la Fm Tobífera o sus equivalentes Complejos El Quemado, Lago la Plata, Ibáñez (Feruglio 1949; Katz 1963; Fuenzalida y Covacevich 1988). Lejos de los depocentros profundos de Malvinas, Magallanes y del Río Mayo, aquellas capas yacen discordantemente y traslapan sobre volcánicos jurásicos y rocas más antiguas del basamento (Scasso 1989; Aguirre y Ramos 1981; Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1996). Debido a una posición paleogeográfica peculiar, alejados de los ríos con grandes cuencas de drenaje, el aporte clástico fue limitado (Uliana y Biddle 1988). Como consecuencia, el registro estratigráfico pasó a estar dominado por cuñas arenosas basales retrogradantes sobre el cratón, depositadas en el lado proximal de los sistemas tipo rampas (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1994). Los estudios sedimentológicos muestran la presencia de un ambiente de plataforma amplio flanqueado por complejos de línea de costa arenosa y áreas reducidas con sedimentación aluvial y de planicie costera (Marinelli 1982; Robles 1982; Hinterwimmer *et al.* 1984). Las facies costeras y neríticas someras están dominadas por miembros arenosos glauconíticos, informalmente denominadas como Arenisca Springhill Superior (Thomas 1949; =Sombrero, Cecioni 1955; Robles 1982).

Las capas de lutitas asociadas a estos depósitos contienen una variedad de amonites, moluscos, foraminíferos, polen y esporas (Feruglio 1949; Cecioni 1955; Natland *et al.* 1974; Riccardi y Rolleri 1980; Baldoni y Archangelsky 1983). El control por amonites para la Fm Springhill indica una edad tithoniana-hauteriviana (Riccardi 1976a, 1976b, 1977). Las evidencias estratigráficas implican que la Fm Springhill y unidades temporalmente equivalentes representan al menos tres cuñas con disposición retrocedente, aunque internamente presentan arreglo progradante (Biddle *et al.* 1986). Ellas representan cambios en la paleogeografía que acompañaron a los eventos de inundación acaecidos durante el Tithoniano, Berriasiano-Valanginiano y Valanginiano-Hauteriviano (ej. Aguirre y Ramos 1981; Marinelli 1982; Galeazzi 1994, 1996, 1998). La orientación y espesor de los sucesivos complejos de líneas de costa varían irregularmente, reflejando la influencia de estructuras de basamento que controlaron la posición de "islas" que permanecieron por arriba del nivel del mar, y la presencia de zonas focalizadas de suministro clástico (Robles 1982, 1984; Galeazzi 1994; Hechem *et al.* 1994). Las reconstrucciones paleogeográficas sugieren numerosos engolfamientos, penínsulas e islas (Riggi 1977; Covellone *et al.* 1989). Áreas ubicadas cerca de la desembocadura de los ríos preservaron sucesiones deltaicas con influencia de olas, mientras que las regiones más distantes respecto del influjo clástico, acumularon facies de playa (ej. Hinterwimmer *et al.* 1984), secciones influenciadas por las mareas (ej. *Ghio Beds*, Aguirre y Ramos 1981). Por último, las zonas aisladas por la inundación marina promovieron la instalación y crecimiento de bioacumulaciones

carbonáticas formadas por packstones y grainstones de moluscos y corales (Campo Bola, Riggi 1969, 1977, "Estratos Titono neocomianos", Tres Lagunas Formation, Ploszkiewicz y Ramos, 1977; Scasso, 1989; Hechem *et al.* 1994). Las porciones costa afuera de los sistemas de rampas tithoniano-neocomianos están representados por la extendida Formación "*Lower Inoceramus*" (=Estratos con *Inoceramus*, Hemmer 1935) y estratos coetáneos referidos a un número de unidades rocas tales como Pampa Rincón, Lower Palermo Aike, Zapata, San Martín, Río Mayer, "Estratos con Favrella", Coyhaique, Katterferld, Río Corintos, Arroyo Cajón y Cerro Campamento (*vide* Riccardi y Rolleri 1980; Riccardi 1988). Este intervalo está compuesto por un conjunto regionalmente extenso de lutitas y arcilitas castaño-grisáceas a negras, portadoras de pirita, bandas de glauconita e intervalos ricos en materia orgánica. Los afloramientos de la faja andina muestran que esta serie fue tectónicamente modificada y convertida a una sucesión de pizarras y filitas (Flores *et al.* 1973). El espesor varía entre 50 y 100 m en Tierra del Fuego y unos 500 m en la faja plegada. El control sísmico en las cuencas de Magallanes y Malvinas demuestra una fisiografía de bajo relieve, desarrollada según un patrón de sistemas deposicionales tipo rampa (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1994).

La fauna de amonites (Riccardi 1976; Arbe 1989) muestra que el "*Lower Inoceramus*" abarca desde el Tithoniano hasta Hauteriviano-Barremiano. Los coccolitos son abundantes en toda la columna y los radiolarios son frecuentes en las facies distales. El contenido de foraminíferos es monótono y carece de formas planctónicas de aguas cálidas, indicando salinidad normal pero bajo contenido de oxígeno en el fondo submarino (Flores *et al.* 1973). El estudio de los fósiles indica que la baja diversidad faunística es una constante (Malumián y Masiuk 1973; Malumián 1979; Riccardi 1988; Ronchi y Angelozzi 1994) y resultado de condiciones anóxicas persistentes. La presencia de *Inoceramus* sp, tal vez el representante más ubicuista de la comunidad fósil macrobentónica presente en las lutitas negras del Neocomiano, da soporte a esta interpretación. Este tipo de bivalvos pteriodeos se considera como ocupante de un hábitat costa afuera de aguas más profundas, donde actuaban como especies que ocupaban en forma transitoria ambientes de alto stress (Hallan 1987). La presencia abundante de pirita y restos carbonosos implican también condiciones de fondo reductoras. El tenor de COT está en un nivel de 0,5 a 2%, siendo el carbono orgánico de origen mayormente marino (Pittion y Gouadain 1991). Las porciones más distales de la cuenca Austral, sobre los Andes Patagónicos desde el Alto de Palena hasta Tierra del Fuego, están representados por turbiditas volcánicas de las formaciones Zapata y Yahgan, o por una facies mixta que involucra estratos marinos y términos volcánicos proximales como aquellos de las formaciones Coyhaique (Skarmeta 1976) y Hardy (Suárez y Pettigrew 1976). Estas sucesiones son generalmente interpretadas como que reflejan la presencia de un arco de islas de un segmento de antearco volcánicamente activo (Charrier y Covacevich 1980; Dott *et al.* 1982). Estos rasgos parecen haber sido elementos paleogeográficos semicontinuos (Uliana y Biddle 1988) que restringieron a la cuenca de la circulación abierta con el Pacífico y, presumiblemente, jugaron un rol clave en la persistencia del estancamiento de las aguas durante el Tithoniano y Neocomiano. La

sugerida afinidad faunística con Madagascar (Sigal *et al.* 1970; Zimmerman *et al.* 1987) está en concordancia general con la existencia de un corredor paleogeográfico conectando el Tethys austral y la región de Madagascar (Cecioni y Charrier 1974).

El ascenso del nivel del mar durante el Hauteriviano produjo la mayor inundación peri-continental sobre el sur de Sudamérica (Riccardi 1988; Galeazzi 1996), evento transgresivo que quedó registrado por lutitas marinas (Pittion y Gouadain 1991). Durante el Barremiano-Aptiano la disposición retrogradante sobre las plataformas de Springhill y Malvinas fue localmente reemplazada por acumulación progradante. El patrón de somerización y avance de facies de mayor granulometría sobre el sistema de rampas hauterivianas fue irregular. Los rellenos progradantes más obvios ocurrieron en el engolfamiento de Río Mayo-Fontana, donde la regresión está físicamente representada por la Fm Apeleg, correspondiente a una facies desde plataforma hasta no marina, internamente disectada a lo largo de numerosas superficies de incisión (Hechem *et al.* 1994; Scasso 1989). A lo largo de la margen norte de la plataforma de Springhill, el patrón regresivo está documentado por los estratos marinos a terrestres de la Fm Río Tarde (Aguirre y Ramos 1981). Sobre el arco de Dungeness y el flanco norte de la cuenca de Malvinas la respuesta fue más sutil y controlada por un quiebre de plataforma tenue y un arreglo sigmoidal de bajo ángulo (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1996). Los datos disponibles en la cuenca de Malvinas muestran la presencia de depósitos de limo-arcilla, distalmente reemplazados por un relleno del tipo recubrimiento agradante que también ha quedado registrado en el Plateau de Malvinas (Biddle *et al.* 1996). A pesar del área reducida la acumulación hambrienta hemipelágica y la materia orgánica preservada en los miembros superiores del intervalo *Lower Inoceramus*, indica que el dominio de rampa externa permaneció bajo condiciones anóxicas en las cuencas de Magallanes, Malvinas y Plateau de Malvinas (Ludwig *et al.* 1983; Zimmerman *et al.* 1987; Pittion y Gouadain 1991).

Aptiano-Albiano

La Formación Margas Verdes, equivalente de “Lutitas con Ftanita-Creta Dura”, (Thomas 1949; González 1965) o de la Formación Nueva Argentina (Flores *et al.* 1973), es una serie que oscila entre 200-300 y más de 1000 m de espesor, compuesta por biomicritas zeolíticas, lutitas y arcilitas con chert o con zeolitas y bandas de glauconitas. Su carácter litológico distintivo está asociado con la presencia de radiolarios en la parte inferior y frecuentes coccolitos en los miembros superiores (Flores *et al.* 1973). El contenido de microfósiles incluye foraminíferos planctónicos como *Hedbergella* sp y dinoflagelados como *Dingodinium* sp. La facies sísmica indica la presencia de un fondo de cuenca asociado a un talud de suave pendiente y el ambiente deposicional de los depocentros Austral y Malvinas es interpretado como una rampa agradada dentro de un medio costa afuera, sumergido a profundidades neríticas (Biddle *et al.* 1986; Galeazzi 1994) y con circulación abierta que indujo la presencia de fondo aeróbico a disaeróbico prevaleciente. Pittion y Gouadain (1991),

Villar y Arbe (1992) y Galeazzi (1994) dieron a conocer la presencia de intervalos ricos en materia orgánica en varios pozos. Se trata de una zona de 30 a 40 m de espesor que contiene materia orgánica algácea-amorfa dominante y terrestre subordinada. La microfauna marina asociada sugiere componentes orgánicos derivados de elementos planctónicos (Pittion y Gouadain 1991).

El Mar Austral y la acumulación querogénica

En escala regional, la acumulación rica en materia orgánica en el Jurásico Tardío y Neocomiano sobre la orla pericontinental del sur de Sudamérica puede ser explicada en términos de un ambiente paleogeográfico delineado como un sistema “mega” Mar Negro (ver Demaison y Moore 1980; Hallam 1987). El brazo proto-oceánico con múltiples umbrales que durante un período de 50 millones de años fue circundado por los bloques de la deriva incipiente del Gondwana, proveyó un contexto paleogeográfico favorable para la acumulación orgánica a gran escala. Este extendido escenario tipo Mar Negro demanda una profunda anoxia en el corredor Madagascar-Weddell y en el fondo de un engolfamiento satélite conectado al eje de la depresión proto-oceánica (Zimmerman *et al.* 1987; Whitham 1993). En el transcurso de períodos de nivel eustático alto, los océanos embriónicos con aguas de fondo estancadas, debido a la restricción dada por umbrales, serían favorables para infringir anoxia sobre las plataformas circundantes y proveer un contexto regional apto necesario para explicar la producción y preservación orgánica en las cuencas en discusión (“*preservational*” o “*basinal*” model de Zimmerman *et al.* 1987). Estudios locales podrían proveer indicios adicionales para comprender tendencias específicas y servirían como base para formular predicciones en exploración. Como ejemplo, desde el Oxfordiano hasta el Neocomiano, las capas orgánicas del Plateau de Malvinas son interpretadas como acumuladas en un ambiente hemipelágico con condiciones de fondo sujetas a pobre oxigenación, dentro de un hábitat oceánico angosto y restringido por umbrales, vinculado a la separación inicial del Gondwana Este y Oeste (Stow 1987). O’Connell & Wise (1990) enfatizan la incidencia adicional del ascenso eustático y la circulación global generalmente lenta, gobernada por la salinidad, que condicionan la acumulación de lutitas negras en toda una cuenca.

La Fm Springhill Inferior del Kimmeridgiano (Fm Manantiales) contiene capas carbonosas que podrían considerarse hipotéticas generadoras de petróleo. La materia orgánica tuvo una calidad original solamente regular y el potencial generativo para líquidos es derivado de la preservación eficiente dentro de ambiente reductor prevaleciente (Pittion y Gouadain 1991). Las condiciones promotoras de la productividad y preservación orgánica son atribuidas a la coexistencia de un clima cálido y húmedo y un sostenido nivel de base alto (Riggi 1969; Robles 1982). El panorama local es uno de agradación parálisis, desarrollado como consecuencia de un avance oceánico regional y precursor de la sumersión promovida por el episodio de inundación del Jurásico más tardío y Neocomiano.

Estimaciones sobre la paleoprofundidad sugieren que la Fm *Lower Inoceramus* (Tithoniano-Aptiano) fue depositado principalmente dentro de un rango de plataforma (Natland *et al.* 1974; Thompson 1977; Galeazzi 1994), a partir de un ambiente de rampa medio a distal. Por este tiempo, el depocentro Austral todavía representaba un caso bastante severo de ambiente deposicional circundado por tierra (Uliana y Biddle 1988), lo cual tiene parecido con la vía de mar occidental cretácica de los Estados Unidos. Pittion y Gouadain (1991) creen que el ambiente de acumulación pudo haber sido más disaeróbico que anaeróbico. Estos autores han vinculado el estancamiento del Neocomiano de la cuenca Austral a la presencia de una capa de oxígeno mínimo. La estratificación del agua se habría desarrollado por debajo una picnoclina creada por el alto influjo de agua dulce en un contexto de paleogeografía cerrada, clima húmedo y abundante escurrimiento superficial. La deficiencia de sedimentos, indicada por las concentraciones de glauconita, y las bajas tasas deposicionales fueron otros factores obvios de concentración orgánica. La combinación de reducido suministro clástico, ascenso eustático y subsidencia térmica indujo una transgresión sostenida, y todos estos factores disminuyeron la dilución de materia orgánica. De esta manera, la acumulación orgánica fue sostenida, aún bajo condiciones de modesta productividad en paleolati-tudes relativamente altas. En este marco, se acumularon rocas con contenidos orgánicos regulares a moderados vinculados a materia orgánica amorfa con pobre preservación en un ambiente marino abierto. La potencialidad generadora de hidrocarburos de la roca madre resultante fue baja, con un SPI en el orden de 1-2 t HC/m² y una alta capacidad gasífera relacionada a expulsión tardía. La bien desarrollada “cocina” en el oeste de la cuenca, asociada con vías de migración (Springhill) extraordinariamente eficientes, posibilitó una sostenida carga de petróleo liviano, condensado y gas en los reservorios de los yacimientos del área este a través de largas distancias (de hasta 200 km).

Dentro del engolfamiento de Río Mayo, un divertículo cercano a la terminación cerrada del norte de la provincia querogénica Magallanes-Austral, los estratos de la Fm Paso Río Mayo tienen apariencia litológica similar a los “Estratos Titoneocomianos” y a las formaciones Katterfeld o Río Corintios, los equivalentes locales del intervalo *Lower Inoceramus*. Sin embargo, esos estratos son notorios a causa de la facies orgánica contrastante dada por la presencia de colonias de algas. La aparición de colonias de agua dulce, similares a *Celyphus rallus* (Peroni *et al.* 1996), reflejan condiciones de extrema restricción en condiciones marinas y, ocasionalmente, predominio del influjo de agua dulce. Este patrón peculiar fue condicionado por depresiones estructuralmente controladas, desconectadas de la influencia marina, que indujo a la presencia de sistemas lacustres afines a los lagos coetáneos de las formaciones Aguada Bandera y D-129 del depocentro del Golfo San Jorge (Barcat *et al.* 1989; Fitzgerald *et al.* 1990). Los términos portadores de querógenos derivados de aguas dulces asociados con estratos portadores de dinoflagelados (Archangelsky y Seiler 1980), documentan altas productividades durante incursiones marinas esporádicas. La ausencia de zonas con carbón, como las presentes en las capas aproximadamente equivalentes con el cortejo transgresivo del “Springhill Superior”, es llamativa y tal vez deviene de un régimen climático-hidrográfico diferente.

El intervalo querogénico dentro de los estratos albianos de “Margas Verdes” (Figura 9) refleja un evento de estancamiento que rompió con las condiciones oxidantes que prevalecieron después del prolongado interludio anóxico del Jurásico Tardío-Neocomiano. Las capas querogénicas fueron acumuladas próximo al inicio del modo climático cálido global del Cretácico Medio-Tardío (Frakes *et al.* 1992). Para este tiempo el mar de Weddell se había transformado en cuenca ventilada (O’Connell y Wise 1990), y un Océano Atlántico expandido estaba conectado a través de las aguas profundas del paso de Agulhas y permitió la preservación de aguas profundas de manera limitada (Zimmerman *et al.* 1987). Además, el Atlántico Sur desarrolló un giro levógiro rudimentario llevando aguas cálidas desde las costas de Brasil hasta el Plateau de Malvinas (Galeazzi 1994). Bajo este nuevo ambiente, la riqueza orgánica de los depocentros de Malvinas-Magallanes fueron concebiblemente inducidos por la transgresión albiana, o más probablemente, por un evento anóxico corto que impuso condiciones de capa con oxígeno mínimo, a posteriori de un contexto marino abierto (Pittion y Gouadain 1991; Villar y Arbe 1992). El conjunto integrado por las formaciones “*Lower Inoceramus*” y “Margas Verdes” arroja valores interesantes de COT (1-3%) y de Índice de Hidrógeno (hasta 400 mg HC/ g COT), y presenta una probada correlación con los petróleos (reservorio Springhill) de los escasos pozos del área (Nevistic *et al.* 1998). Un patrón diverso de acumulación de sapropel fue reportado también para rocas aproximadamente coetáneas en el dominio del Atlántico Sur y Central (Tissot *et al.* 1980; Herbin *et al.* 1987; Zimmerman *et al.* 1987). La magnitud geográfica y volumétricamente subordinada de los intervalos ricos en materia orgánica de Argentina y Chile contrasta con la respuesta registrada sobre el flanco opuesto de Sudamérica. En las márgenes noroccidental y caribeña del continente, a lo largo de la región comprendida desde Perú hasta Colombia y Venezuela, los estratos ricos en materia orgánica del Cretácico medio representan la principal roca madre que cargaron los campos gigantes de la provincia petrolera subandina (Macellari 1987; Hallam 1987).

CUENCA DEL GOLFO SAN JORGE

Durante el Jurásico Medio la mayor parte del dominio de la placa media en la Patagonia central y austral fue intensamente disturbada debido a un episodio termo-tectónico muy fuerte conocido como el evento Tobífera o Chon Aike (Lesta y Ferello 1972; Uliana *et al.* 1985; Kay *et al.* 1990). La efusión de grandes volúmenes de emisiones silíceas y máficas fue la secuela de una vasta extensión supracortical sobre una amplia región situada por detrás del borde panthalassiano del Gondwana (Storey *et al.* 1992). Hacia el fin del Jurásico Medio, el paisaje de la Patagonia estuvo dominado por una topografía lineal de cadenas elongadas, separadas por depresiones que contenían valles aluviales o cuencas lacustres, que mostraban una geometría transversal asimétrica. La fisiografía regional estuvo controlada por extensión activa que indujo bloques rotados,

desplazados a lo largo de fallas normales lítricas de orientación NNO (Uliana *et al.* 1989; Cortés 1990; Fígari *et al.* 1994). La deformación diferencial en esta provincia, con el estilo de aquella del “*Basin and Range*” de los EE.UU., fue acomodada a través de un juego de fallas transformantes y sus transversales asociadas, o zonas de esfuerzos transcurrentes difusas (Uliana *et al.* 1989; Rapela 1990). Las evidencias estratigráficas obtenidas del relleno de los depocentros activos y *riffts* volcánicos, sugieren suministro volcánico-sedimentario local y un sistema de drenaje pobremente integrado. Muy probablemente, varias depresiones intermontanas fueron bolsones con limitado drenaje externo, conteniendo lagos que favorecieron la concentración de materia orgánica. Un número de esos depocentros permaneció profundamente enterrado. No obstante, algunos de ellos estuvieron implantados en porciones del antepaís patagónico, el cual experimentó inversión cenozoica y quedaron expuestos a la observación directa (Uliana *et al.* 1995). Datos recogidos en afloramientos y subsuelo indican varios episodios regionales de marcado desarrollo de lagos. En el curso del Jurásico Medio y Tardío y del Cretácico Temprano las acumulaciones lacustres siguieron una secuencia evolutiva que involucró un proceso de implantación, profundización, expansión, somerización y extinción. Si bien permanece incierta la existencia una conexión oceánica definida (Clavijo 1986; Fitzgerald *et al.* 1990), estos períodos de desarrollo expandido de sistemas lacustres parecen haber sido coetáneos con fases de ascensos relativos del nivel marino, identificados en los depocentros marinos vecinos de Magallanes o Austral y del Neuquén.

Jurásico Medio

Los depósitos lacustres del Jurásico Medio referidos como “Estratos con Estherias” (Piatnitzky 1937; Cortés 1990) son conocidos en el Chubut central (Figura 10). Consisten de lutitas laminadas y tufáceas silicificadas y conglomerados, que representan el extremo distal de un sistema abanico aluvial-fluvial-lacustre. Forman parte de una sucesión volcánica que supera los 2 km de potencia que incluye ignimbritas, flujos basálticos y flujos de brechas piroclásticas. Además de los conchostracos, estas sucesiones de Cerro Carnerero-Cañadón Puelman contienen invertebrados de agua dulce, como el saurópodo *Amigdalodon patagonicus*, frondes de *Otozamites* sp y *Cladophlebis* sp, coníferas y equisetales (Cortés 1990).

Las secuencias lacustres más espesas, que presumiblemente contuvieron los cuerpos de agua más grandes y profundos, son conocidas en la Cuenca Jurásica Central Patagónica (Ugarte 1966; Lesta y Ferello 1972), cerca del río Genoa y Ferrarotti (Fm Cerro Ferrarotti, Fernández Garrasino 1977; Cortiñas 1984). Las zonas de acumulación fueron los remanentes de un depocentro estructuralmente controlado, tipo vía marina que atravesaba la Patagonia central durante el Jurásico Temprano (Riccardi 1983; Uliana y Biddle 1988). Los componentes volcánicos, tales como ocasionales tobas y fragmentos de vidrio dentro de las areniscas, revelan una zona de remoción que afectaba los principales centros eruptivos de la Fm Tobífera. Las variaciones litofaciales involucran desde términos

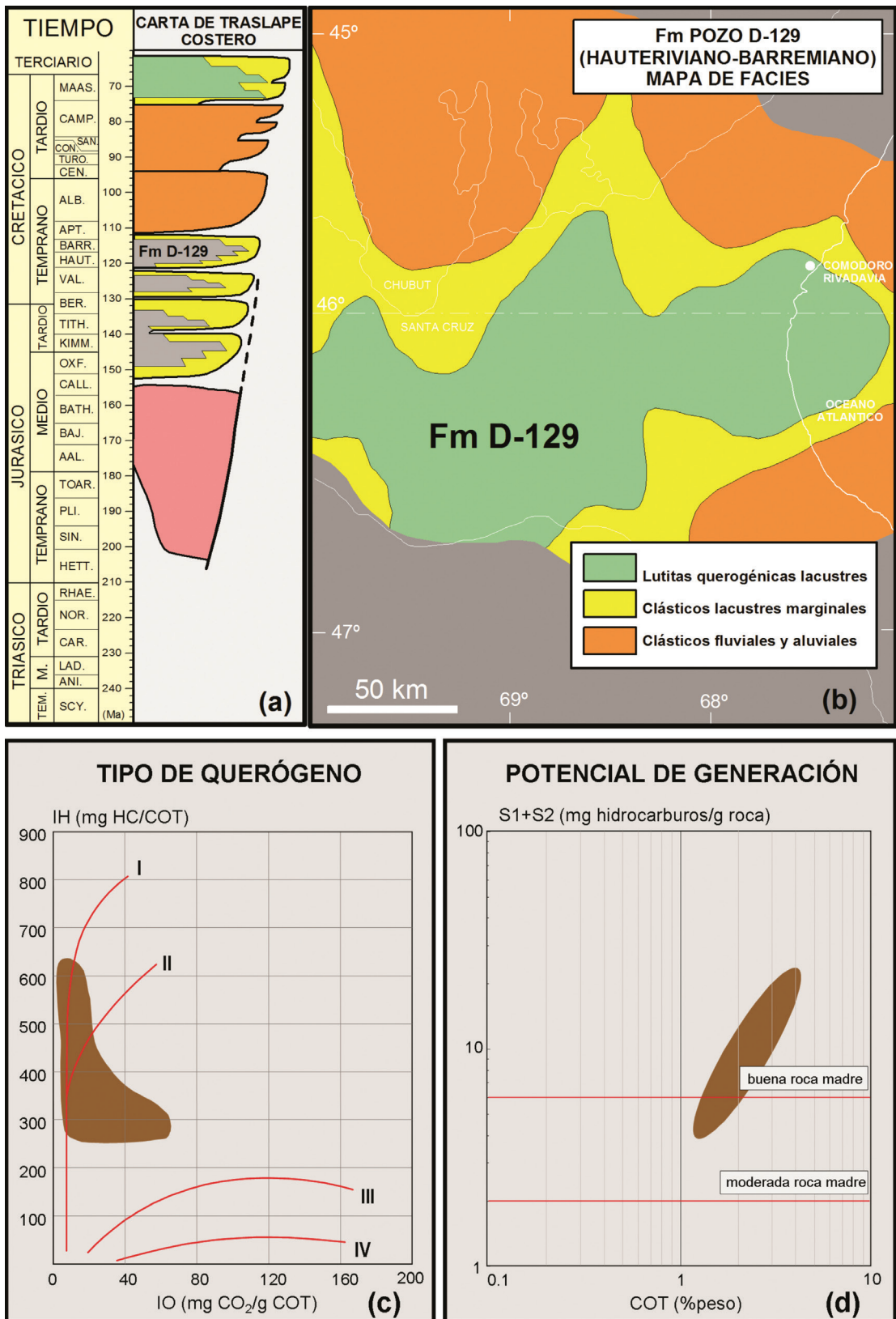


Figura 10.

distales compuestos por calizas micríticas intercaladas con fangolitas y limolitas gris oliva, de geometría tabular, y una facies proximal integrada por grainstones oolíticos y boundstones estromatolíticos intercalados con arenisca, presentando el conjunto un arreglo estratocreciente. Mientras que la fauna de ostrácodos sugiere un ambiente de agua dulce hasta ocasionalmente salobre (Cortiñas 1984), la facies indica la presencia de un lago de aguas someras y bajo gradiente, con una franja de alta energía sujeta a región intermitente. El color general de los sedimentos y la presencia ocasional de partículas de madera y restos de plantas carbonizadas, apuntan a un sistema hidrográfico principalmente óxico que fue capaz de preservar limitada cantidad de material querogénico (Tipo III) de origen terrestre.

Jurásico Tardío y Neocomiano basal

El Jurásico Tardío fue un período con condiciones paleogeográficas mucho más favorables para la producción de querógeno. El reducido suministro volcánico durante la fase de atenuación del fenómeno Tobífera (Uliana *et al.* 1985) estuvo acoplado a un fallamiento extensional persistente, y produjo una serie de hemigrábenes subsidentes, donde la acomodación sobrepasó al suministro de sedimentos. La existencia de un régimen que favoreció un nivel de base alto, colaboró a promover los sistemas lacustres permanentes. Debido a su distribución saltuaria a través de la amplia geografía de la Patagonia central, la nomenclatura estratigráfica es compleja y se utiliza una variedad de nombres para diferentes regiones (Lesta y Ferello 1972; Cortiñas 1984; 1996; Barcat *et al.* 1989; Cortés 1990; Figari *et al.* 1994). La correlación tradicional entre los depocentros ha sido ambigua debido a la desconexión física y a las dataciones temporales limitadas, a veces contradictoria, provistas por dataciones isotópicas de baja resolución y por las faunas y floras contenidas en los estratos del intervalo que va del Calloviano al Neocomiano (Stipanovic y Bonetti 1970; Nullo y Proserpio 1975; Musacchio 1989).

En la región del Deseado, los depósitos lacustres del Jurásico Superior están contenidos dentro del complejo Chon Aike-Matilde (=Grupo Bahía Laura de Lesta y Ferello 1972). Esta es una extendida serie eruptiva-piroclástica con más de 1.500 m de espesor, que evoluciona hasta una acumulación piroclástica-sedimentaria (DeGiusto *et al.* 1980; Panza *et al.* 1994a, 1994b). La estratigrafía regional está dominada por depósitos con una recurrencia vertical e interdigitación de flujos piroclásticos y de caídas tipo plinianas, preservadas como ignimbritas riolíticas-dacíticas, variablemente soldadas, y tefra resedimentada estratiforme (DeGiusto *et al.* 1980; Mazzoni *et al.* 1981; Sruoga y Palma 1984; Sruoga e Yrigoyen 1987). Los intervalos con tobas y chonitas bien estratificadas contienen restos de plantas, también insectos (coleópteros), anuros (*Nothobatrachus* sp), conchostracos (*Estheria*) y pelecípodos (Stipanovic y Reig 1957). Floras de pteridophytas y gimnospermas, troncos carbonizados y evidencias de bosques de coníferas, junto con indicaciones de piroclásticos retrabajados en ambiente subácuo (Mazzoni *et al.* 1981), sugieren un clima benigno y relativamente cálido (Panza *et al.* 1994a; 1994b). Las estimaciones sobre

la edad de las capas de La Matilde son controvertidas. Las dataciones tradicionales se apoyan sobre bases paleobotánicas, apuntando un rango Calloviano-Oxfordiano (Stipanivic *et al.* 1968; Stipanivic y Bonetti 1970). Puntos de vista más recientes, sustentados por dataciones isotópicas, extienden dicho rango hasta el Kimmeridgiano y dan argumentos hasta el Neocomiano más temprano (Spalletti *et al.* 1982; Hechem y Homovc 1987; Panza *et al.* 1994b). Los niveles estratificados de tefra reciclada entre flujos de ignimbritas son interpretados como depósitos de abanicos aluviales y lacustre-palustres, ocasionalmente divididos por delgados mantos de carbón. Ambientes lacustres relativamente estables y estratificados están documentados por la sección de lutitas negras papiráceas y carbonosas de 15 a 30 m de potencia, conocidas como “Esquistos con Estherias”. En la cuenca Austral (Magallanes) algunas perforaciones sugieren una continuidad esporádica de estas facies desde Comandante Piedrabuena hasta Tierra del Fuego. Datos de la Fm Lemaire (“Tobífera”) en Angostura, muestran palinomorfos y facies orgánicas dominadas por una mezcla de componentes húmicos y sapropélicos amorfos que indican un origen continental (Cagnolatti *et al.* 1996). A pesar de las evidencias que apuntan a un clima húmedo, la impresión general derivada de la sucesión del Deseado sugiere la presencia lacustre discontinua. Los cuerpos de agua estuvieron integrados mayormente por lagunas someras y aireadas situadas a lo largo de las cabeceras de la red de drenaje de la Patagonia, y tuvo una limitada capacidad para producir y preservar la materia orgánica.

Los estratos del Jurásico Superior del centro-norte del Chubut, cerca de la Sierra de Olte y Taquetrén, registran un conspicuo depósito rico en materia orgánica generalmente referido como Fm Cañadón Asfalto (Stipanivic *et al.* 1968; Lesta y Ferello 1972; anteriormente “Serie Esquistosa N” Piatnitzky 1937; también “Complejo de la Sierra de Olte” Feruglio 1949). La estratigrafía peculiar de estos depósitos fue descrita por Tasch y Volkheimer (1970); Nullo (1983); Figari y Courtade (1993) y Figari *et al.* (1994). Los términos lacustres siguieron tres fases distintas. Durante el Calloviano (?)-Oxfordiano amplias porciones del sistema de *rifts* volcánicos de la Patagonia todavía activos fueron inundados. La instauración de lagos conllevó al crecimiento de plataformas carbonáticas, construidas por algas verde-azuladas nucleadas sobre los altos intracuencales. Caídas episódicas del nivel de base produjeron la exposición de los carbonatos y la acumulación recíproca de flujos gravitatorios ricos en arcosas. Los términos carbonáticos se presentan asociados con flujos de basaltos y contienen restos de saurópodos (*Amygdalodon* sp). Durante el Kimmeridgiano hasta el Berriasiano (?) las áreas de acumulación estuvieron afectadas por una inundación profunda, por lo que devinieron en un medio estancado y hambriento de sedimentos, propicio para la acumulación de una serie de más de 250 m de espesor de lutitas bituminosas y carbonosas, tipo varves, conteniendo varios ciclos de somerización superpuestos. La asociación fosilífera es diversa y compuesta por saurópodos, dinosaurios, peces, frecuentes conchostracos, gastrópodos, pelecípodos, ostrácodos, plantas, palinomorfos y algas. El último episodio deposicional (Figura 10), durante el Neocomiano Temprano (?), dio origen a una serie dominada por deltas progra-

dantes que documentan el avance fluvial y el relleno de la cuenca lacustre. Los depósitos ricos en materia orgánica de la fase lacustre principal traslapan la topografía de fondo de cuenca (Figari y Courtade 1993), reflejando un ambiente de interior de cuenca dominado por un modo agradacional de aguas profundas. Estas acumulaciones orgánicas también sugieren un régimen hidrológico meromítico e implican una columna de agua estratificada, con pobre ventilación de la capa de agua ubicada por debajo de la termoclina. Varias formas fósiles tales como peces, conchostracos y pequeños gastrópodos y pelecípodos indicarían condiciones de agua dulce (Tasch y Volkheimer 1970; Cione y Pereira 1987). Este punto de vista está reforzado por la presencia de facies orgánicas portadoras de colonias de algas tipo *Botryococcus*. Por el contrario, las características de algunas algas pueden ser compatibles con cierta influencia marina, e insinúa que el tránsito a una conexión oceánica no debería ser descartada totalmente (Tasch y Volkheimer 1970).

La más prominente de las acumulaciones lacustres del Jurásico Superior-Neocomiano basal fue depositada en el flanco oeste de la cuenca de San Jorge, en la proximidad de la porción actualmente enterrada de la Faja Bernárdides, donde se las conoce como “Pelitas Laminares” (Gr Las Heras, parcial) o formaciones Aguada Bandera y Guadal (Lesta y Ferello 1972; Lesta *et al.* 1980). Los equivalentes de superficie, tales como las formaciones Manantial Pelado y Bajo Grande (Fernández Garrasino 1977; Di Persia *et al.* 1980) son, sin embargo, pobres en materia orgánica. Sobre la base de los escasos pozos que penetraron este intervalo, líneas sísmicas y analogías obtenidas de afloramientos, Clavijo (1986) y Barcat *et al.* (1989) reconstruyeron el clásico modelo de relleno asimétrico en un hemigraben. En las cercanías de las fallas de borde (*escarpment margin*, Soreghan y Cohen 1996) se registran cuñas de grano grueso, arealmente confinadas, interpretadas con depósitos de abanicos aluviales alimentados por sistemas de drenaje obsecuentes sobre el bloque alto. Por el contrario, las facies a lo largo de la margen flexural (*hinged margin*, Soreghan y Cohen 1996) consisten de clásticos arenosos rojizos siguiendo un patrón estratigráfico agradacional y retrogradante. En áreas ubicadas más centralmente, la serie supera los 2000 m de espesor (Lesta *et al.* 1980). Estas sucesiones contienen una sección basal integrada por areniscas verde grisáceas, interestratificadas con lutitas y fangolitas oscuras que gradúan hacia un tramo medio dominado por lutitas grises a negras que contienen pirita, escamas y huesos de peces y foraminíferos epistominidos (Laffitte y Villar 1982). El miembro cuspidal consiste de un intervalo donde aumenta la granulometría e incluye areniscas conglomerádicas, conglomerados y fangolitas rojas (Barcat *et al.* 1989). El intervalo Aguada Bandera-Guadal registra una progresión del siguiente tipo: expansión y contracción de un ambiente deposicional subácuo que reproduce las tres secciones estratigráficas reconocibles en la sucesión de Cañadón Asfalto. La resolución en cuanto a edad es todavía limitada, pero la asociación de polen como *Inaperturopollenites limbatus* (Lesta *et al.* 1980), carófitas y ostrácodos no marinos (Van Niewenhuise y Ormiston 1989; Masiuk y Viña 1979) indica un rango temporal Jurásico Temprano-Neocomiano.

Durante el lapso Jurásico Tardío-Neocomiano Temprano, cercano al límite entre Chubut

y Santa Cruz hay acumulaciones localizadas de lutitas ricas en materia orgánica que superan los 1000 m de potencia (Figura 9). El análisis de estas series permiten identificar un mosaico regional paleogeográfico intrincado, integrado por cuencas lacustres diferentes pero tal vez interconectadas, junto con sistemas fluviales y de abanicos aluviales, flujos basálticos localizados y de ignimbritas y subordinadas emisiones piroclásticas que pueden representar una etapa de declinación del evento Tobífera. Algunos datos fragmentarios apoyan la existencia de una variedad de lagos de agua dulce someros y profundos, e insinúan vagamente la influencia de incursiones marinas en zonas más alejadas (Clavijo 1986; Scasso 1989). La presencia de interposiciones volcánicas y volcanoclásticas (“Complejo Volcánico Synrift”, Barcat *et al.* 1989) sigue la tendencia NNO-SSE de la faja volcánica linear interpretada como relacionada con procesos de subducción “Arco Volcánico Externo” (Ramos y Palma 1983; Page y Page 1991; Franchi y Page 1991). Esta faja se la visualiza como un elemento fisiográfico positivo, formado por bloques elevados del basamento y edificios volcánicos que impidieron el avance marino abierto hacia las depresiones ocupadas por lagos ubicados sobre el antepaís patagónico (Scasso 1989). Los altos niveles de disolución de fósforo previsible para este intervalo durante los episodios de agua dulce habría favorecido las condiciones eutróficas-hipertróficas necesarias para generar la expansión del fitoplancton (*Celyphus rallus* o algas no marinas similares a *Botryococcus* sp), con capacidad de derivar en las alginitas ricas en lípidos encontradas en varios pozos (Peroni *et al.* 1995). Las pequeñas acumulaciones de petróleos parafínicos del área oeste de la cuenca se han originado en pelitas lacustres asociadas a la facies de *Celyphus rallus* de ambiente distal y columna estratificada de agua (Figari *et al.* 1999), con contenidos orgánicos en el orden de 1-3% COT y querógeno Rock-Eval tipo (I)/II, ocasionalmente influenciado con aporte de plantas terrestres. Recientemente Sylwan *et al.* (1998) encontraron depósitos equivalentes en el Flanco Sur de la cuenca, acumulados también dentro de hemigrábenes elongados, extendiendo el registro de esta roca generadora hacia posiciones alejadas del típico ámbito oeste.

Neocomiano (Valanginiano-Hauteriviano)

Durante el Neocomiano el patrón y estilo de la actividad tectónica a través de la Patagonia mostró cambios sustanciales y resultó en una alteración profunda del armazón paleogeográfico. Muchos de los *rifts* jurásicos quedaron inactivos, sólo registrando un flexuramiento regional inducido por una recuperación térmica (ej. Fitzgerald *et al.* 1990; Figari y Courtade 1993). La mayoría del fallamiento activo estuvo concentrado a lo largo de una banda este-oeste ubicada sobre el eje actual de la cuenca del Golfo San Jorge. Este nuevo tren es interpretado generalmente con un efecto de interferencia lejano, localizado a lo largo de la extensión occidental de la zona de cizalla que emergería como fallas transformantes activas que acomodaron la separación entre África y América del Sur (Francheteau y LePichon 1972). El efecto sobre la fisiografía de la Patagonia

y sistemas deposicionales fue masivo. Los viejos *riffs* en el Deseado y centro-norte del Chubut cambiaron a depresiones amplias y someras que gobernaron el flujo de los ríos colectores perennes. El drenaje axial construyó extensos sistemas fluvial-aluviales (ej. como los registrados por las formaciones Bajo Grande Superior y Puesto Albornoze Inferior, desembocando por último dentro de una cuenca de tipo lago gigante (lac-mer ?), ubicada sobre el dominio de subsidencia este-oeste que controló el repositorio del Cretácico Temprano de San Jorge y la acumulación de las capas D-129, ricas en materia orgánica (Lesta *et al.* 1980; =Pozo Cerro Guadal *sensu* Barcat *et al.* 1989).

El intervalo D-129 es asignado al Hauteriviano-Aptiano sobre la base del contenido de ostrácodos (Cortiñas y Arbe 1981; Masiuk y Viña 1979) y de la asociación de polen *Cyclusphaera-Callialasporites* (Palinozona "B", Archangelsky *et al.* 1981), lo que implica una equivalencia cronológica con las formaciones Río Mayer-Katterfeld superior y Agrio de Santa Cruz y Neuquén, respectivamente. Estos estratos del Neocomiano más joven alcanzan un espesor total que excede los 1000 metros. En forma análoga a las sucesiones coetáneas de las cuencas de Magallanes y Malvinas, ellas muestran una variación regular del espesor, asociado a un traslape basal y atenuación interna, reflejando un período de avance transgresivo y agrandamiento sustancial de la cuenca. Los tipos de rocas están dominados por clásticos con fuerte participación piroclástica, lutitas bituminosas y carbonosas con ingredientes característicos tales como microcoquinas de ooides, pisoides y ostrácodos. Los cambios laterales de facies son también regulares y permiten delinear un mapa con patrón concéntrico (tipo *bull-eye*). Sobre la base de la información sísmica, se infiere un gran cuerpo de agua donde se observa el patrón de progradación y de clinoforras inclinando hacia la parte central y profunda de la cuenca (Fitzgerald *et al.* 1990). Los intentos de reconstruir la naturaleza del sistema lacustre de D-129 (Van Niewenhuise y Ormiston 1989) remarcan el rol de la alta concentración de sólidos totales disueltos y un clima semiárido, sugerido por el predominio del espectro del polen de *Classopollis* sp, que promovieron un medio meromítico sostenido. Un número de indicadores, tales como las zeolitas y chert tipo magadi, y los tipos de carbonatos y faunas de ostrácodos, apuntan a un régimen hidrológico salino-alkalino (Fitzgerald *et al.* 1990). Recientes trabajos de revisión (Villar *et al.* 1998; Figari *et al.* 1999) documentan para el contenido orgánico de esta roca madre querógenos predominantemente amorfos, variando desde tipo (I)-II a II-III mediante caracterización Rock-Eval, con contribución terrestre minoritaria, depositados en ambientes con influencia carbonática, y con buena capacidad primaria de generación de petróleo. Los registros típicos de COT oscilan entre 1 y 3%, aunque se asume que las facies profundas desconocidas hacia el centro de cuenca son significativamente más ricas y con calidad generadora mejorada. Los petróleos asociados a esta roca madre son altamente parafínicos a nafténico-asfálticos, con patrones en los que los rasgos primarios de D-129 son sobreimpuestos por mezclas complejas de varios pulsos de migración y procesos múltiples de biodegradación y alteración del petróleo en el reservorio a lo largo del tiempo geológico (Villar *et al.* 1996).

Barremiano - Aptiano

El episodio más joven de desarrollo lacustre a gran escala quedó registrado en los estratos más altos de la Fm D-129 (Hechem *et al.* 1987; Barcat *et al.* 1989) y unidades equivalentes, tales como la Fm Cerro Barcino (Musacchio y Chebli, 1975; Codignotto *et al.* 1979) y la Fm Albornoz superior (Cortiñas y Arbe 1981). Los microfósiles calcáreos (Musacchio 1989) y el contenido de megaflore (Archangelsky *et al.* 1981) sugieren un rango temporal Neocomiano Tardío alto-Aptiano. Este es un intervalo delgado pero bastante continuo que muestra una atenuación gradual del espesor y yace sobre una superficie de transgresión regional (Barcat *et al.* 1989). Áreas proximales hacia el norte (Fm Mata Siete superior) y sur (Fm Baqueró) muestran un avance no marino sobre una facies de centro de cuenca, compuesta de lutitas y fangolitas verdes a varicolores, separadas por delgadas calizas ooidales y zeolíticas. Los colores claros, un contenido de ostrácodos más diversificados y la persistencia de zeolitas sugieren medio lacustre holomítico salino-alcálico y somero que careció de termoclina y condiciones de fondo óxicas.

Volcanismo, sistemas lacustres y facies generadoras asociadas

Los intentos por resumir la historia del desarrollo de los lagos por detrás de la faja marginal cubierta por mares epicratónicos y engolfamientos sobre el antepaís patagónico, están todavía obstaculizados por las correlaciones y control de edades no concluyentes. El Jurásico Medio fue un período cuando los lagos fueron implantados en varios compartimentos limitados por fallas a lo largo de la cuenca liásica precedente y en depocentros satélites sobre la losa patagónica. No obstante, la actividad extrusiva durante el estadio principal del evento Tobífera (Uliana *et al.* 1985) fue dominante. Una asociación volcánica-volcanoclástica proximal a intermedia, compuesta de depósitos de avalancha, una variedad de lluvia de tefra, flujos e ignimbritas rellenaron las depresiones de los *riffts* activos, dejando un limitado espacio para el desarrollo de lagos profundos. De esta manera, la concentración y preservación orgánica en los lagos del Jurásico Medio estuvo restringida areal y volumétricamente. Las sucesiones del Jurásico Tardío al Neocomiano Temprano resaltan por la instauración de sistemas lacustres profundos-meromíticos en las depresiones de Taquetrén, Cañadón Asfalto, San Jorge y otras depocentros estructuralmente controlados. La declinación de la actividad eruptiva y el clima cálido-húmedo (Volkheimer 1969; 1972; Riggi 1977; Panza *et al.* 1994a y b) aparentemente favoreció la existencia extendida de algas del tipo *Botryococcus* sp, promoviendo la presencia de mezclas ricas en querógenos proclives a generar hidrocarburos líquidos. Después del Neocomiano más temprano, la Patagonia central estuvo dominada por un estilo de subsidencia controlada por recuperación termal, siguiente al *rifting* y magmatismo Tobífera, y por la coalescencia de los depocentros individuales, generando un gran repositorio lacustre. Tal como fuera mencionado, varios indicadores sugieren que se trataba de un régimen hidrológico salino-

alcalino (Fitzgerald *et al.* 1990). Para los lagos de la Fm D-129 se visualizan condiciones meromíticas bajo clima semiárido (Van Niewenhuise y Ormiston 1989). La presencia bastante ubicuista de polen *Classopollis* sp, aportado por coníferas cheirolepidiaceas, también indican condiciones semiáridas (Vakhrameev 1981; Frakes *et al.* 1992). Bajo este nuevo régimen los lagos desarrollaron bancos de oolitas y resultaron menos prolíficos, pero continuaron acumulando facies generadoras de petróleo dominadas por materia orgánica integrada por partículas muy finas (Fitzgerald *et al.* 1990). El final del Neocomiano sentencia la somerización de los lagos de Patagonia central y el final de la acumulación a gran escala de querógenos (Figura 10). La correlación basada en carófitas (zona de *Flabellochara harrisi*, Hechem *et al.* 1987; Musacchio 1989) implica una equivalencia temporal aproximada de estos depósitos oleogénicos del Aptiano-Albiano con el intervalo Huitrín de la cuenca del Neuquén. Por lo tanto, y dentro de la exactitud que provee este control bioestratigráfico, puede establecerse que el fin de la acumulación lacustre meromítica en Patagonia central fue sincrónico con la terminación de la anoxia regional en las cuencas del Neuquén, Austral, Malvinas y Plateau de Malvinas. Es por demás interesante que fue también el período cuando en la cuenca de Campos (Brasil) se detuvo la sedimentación anóxica que controlaba la acumulación de depósitos ricos en querógeno (Mohriak *et al.* 1990).

CUENCA CRETÁCICA DEL NOROESTE

Sobre una amplia porción del noroeste de Argentina (Figura 11), la génesis de los hidrocarburos está ligada a una sucesión conspicua de carbonatos originalmente conocidos como “Horizonte Calcáreo Dolomítico” (Bonarelli 1913, 1914; =“grupo Xs”; Hagerman 1933), el cual actualmente se lo refiere como Formación Yacoraite (ej. Moreno 1970; Reyes y Salfity 1973; Gómez Omil *et al.* 1989). La acumulación de esta serie del Cretácico Tardío-Paleoceno estuvo regida por un estadio tardío de subsidencia después de que abortara un sistemas de *riffts* de intraplaca que durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, cuando Sudamérica y África se estaban separando (Uliana y Biddle 1988), se propagaba por el centro oeste de Bolivia (Russo y Rodrigo 1965; Cherroni Mendieta 1977; Fletcher y Litherland 1981), noroeste de Argentina (Reyes y Salfity 1973; Bianucci y Homovc 1982; Riccardi 1988) y centro de Argentina y zonas adyacentes del Paraguay (Uliana *et al.* 1989; Wiens 1995).

La extensión del Jurásico Tardío y Neocomiano interrumpió la continuidad de la relativamente simple cuenca que evolucionó del Ordovícico al Pérmico y produjo diversas depresiones tectónicas lineares con perfiles de tipo graben y hemigraben (Chiarenza y Ponzoni 1989; Tankard *et al.* 1995; Gómez Omil y Albariño 1996). Debido a que el accionar de la tectónica Andina conllevó un acortamiento regional considerable, las reconstrucciones basadas sobre la distribución del relleno actual de los *riffts* pueden estar alejadas de la configuración original. A pesar de estas

limitaciones, el patrón de fallamiento y espesores sugieren la presencia de un sistema de *rift* multidireccional con varias zonas axiales y juntas triples, que permanecieron a través del Cretácico y Paleógeno como centros de subsidencia preferencial (Bianucci y Homovc 1982). Estos depocentros discretos son conocidos como las “sub-cuencas” de Olmedo, El Rey, Metán, Alemania, Sey, Purilactis y Tres Cruces (Marquillas y Salfity 1988).

La información sísmica del intervalo Lecho-Yacoraite (=Subgrupo Balbuena, Moreno 1970), revela la presencia de un cuerpo sedimentario mantiforme, ligeramente divergente, que suprayace las cuñas sinrift de Pirgua, y se expande hacia fuera traslapando sobre el basamento pre-rift y sobre las plataformas circundantes (ej. Chiarenza y Ponzoni 1989; Malizia *et al.* 1996). La configuración estratal muestra un diseño clásico del tipo “cabeza de vaca” (“*steer’s head*”, White y McKenzie 1988), generado por una combinación de relajación térmica post-rift y carga sedimentaria. Las superficies que limitan por la base y techo a la serie Balbuena son discontinuidades estratigráficas asociadas con terminaciones de traslape (Chiarenza y Ponzoni 1989; Gómez Omil *et al.* 1989). El diseño interno regular de las reflexiones sísmicas está dominado por configuraciones subparalelas a tenuemente divergentes, lo cual indica el predominio de un prolongado relleno agradacional.

Una datación isotópica de una toba presente dentro de la Fm Yacoraite sugiere una edad paleocena (60 ± 2 Ma, Fernández 1975). El contenido de ostrácodos y carófitas implican Mastrichtiano, o un rango temporal más amplio campaniano-paleoceno, para la sucesión Balbuena (Musacchio 1972; Kielbowicz y Angelozzi 1984). Una taxa comparable a las registradas en capas datadas en forma similar en Perú, Bolivia (Gayet *et al.* 1991) y para las cuencas argentinas Chacoparanense y Neuquina (ej. Kielbowicz y Angelozzi 1984) refuerzan esta asignación cronológica. Los estudios basados en el contenido palinológico (Moroni 1982), indican la presencia de dos asociaciones florísticas datadas como mastrichtiana y paleocena.

Facies y ambiente deposicional

Los principales tipos de rocas de la sucesión Lecho-Yacoraite pueden ser agrupados en tres o cuatro asociaciones litofaciales que se repiten a lo largo de la serie (Figura 11). La facies de borde deposicional (subaérea) está dominada por depósitos siliciclásticos que consisten de areniscas rojas y pocos conglomerados y areniscas blanquecinas caracterizadas por entrecruzamiento de gran escala. Estas acumulaciones marginales, portadoras de restos de dinosaurios y aves (Bonaparte *et al.* 1977), atestiguan un ambiente subaéreo predominantemente fluvial de tipo entrelazado y efímero y actividad eólica. Los sectores ubicados más internamente están integrados por una mezcla de areniscas y pelitas delgadas y varios tipos de calizas, de colores pálidos a verdosos, que se disponen en estratos tabulares de gran continuidad lateral. El espectro de calizas incluye los característicos *bindstones* algáceos (“*Pucalithus* sp.”), variando desde matas de algas y criptoalgáceas hasta estromatolitos columnares y domales y también bolas algáceas (Castaños *et al.* 1975; Marquillas y del Papa

1993). Los *wackestones* y *mudstones* forman estratos masivos, los cuales localmente pueden presentar laminación paralela, óndulas de olas y frecuentes grietas de desecación. Contienen paraclastos de calizas, peloides, moluscos y trazas fósiles como *Planolites* sp, *Granularia* sp y *Didymaulichnus* sp (Palma 1984). Fragmentos de estos tipos litológicos pueden formar capas o lentes de calizas o brechas intraformacionales. Según Marquillas (1986) hay variados tipos de *wackestones* que incluyen fracciones esqueléticas integradas por ostrácodos, gastrópodos, pelecípodos, foraminíferos o algas. Estos componentes están asociados ocasionalmente con oncoides algáceos, pellets, intraclastos y ooides fragmentarios. Las capas portadoras de oolitas se presentan con texturas *grainstone* o *packstone*, las cuales se presentan internamente masivas o con laminación ondulítica, estratificación entrecruzada y tipo *flaser* (Palma 1984).

Los tipos de carbonatos antes mencionados están presentes en todas las facies de la Fm Yacoraite. No obstante, las reconstrucciones de Gómez Omil *et al.* (1989), sugieren una gradación lateral. La facies de rampa interna, portadoras de *mudstones* altamente bioturbados y con evidencias de desecación (costanero, emergido episódicamente) prevalecen en un dominio circundante, donde los carbonatos pueden estar asociados con areniscas siliciclásticas y ocasionales capas rojas. Por el contrario, los componentes ooidales y esqueléticos son más frecuentes en un dominio más distal, ocupado por la facies de rampa externa (expuesta ocasionalmente), depósitos que se pueden extender por varias docenas de kilómetros. Los rasgos sedimentarios y la variedad de restos fósiles (compilados en Marquillas 1986) implican un ambiente de aguas someras, una interpretación que está acorde con las evidencias que indican múltiples episodios de exposición subaérea. La impresión general es una de un amplio sistema “peritidal-subtidal” que prevaleció a través de todo dominio carbonático, reflejando tasas de sedimentación que excedían el potencial de acomodación y un perfil deposicional totalmente agradado. Presumiblemente, el gradiente deposicional fue muy bajo permitiendo, por lo tanto, grandes migraciones de la línea de costa y una alternancia de inundaciones y exposiciones subaéreas de alta frecuencia (Boll 1991). Probablemente, el borde externo del dominio de rampa costa afuera estuvo presente a lo largo de una banda difusa, conteniendo depósitos ooidales y esqueléticos, pero carentes de pendientes empinadas y de orlas de bajo relieve, hidrodinámicas o bioconstruidas. Malizia *et al.* (1996) sugieren que las zonas de transición pudieron haber sido gobernada localmente por una sutil subsidencia diferencial, controlada por activación de fallas del estadio *rift*.

La asociación de facies más distal o facies de centro subácueo (sumergido perennemente), consiste de una alternancia de colores gris verdosos a negros, de lutitas, margas y calizas de grano muy fino. Dentro de estos depósitos se menciona la presencia de altos niveles de materia orgánica diseminada (Di Persia *et al.* 1991). Comprenden zonas delgadas pero ricas en querógeno compuestas por material amorfo y exínitico, probablemente un producto final desarrollado a través de la mezcla de querógeno autóctono y alóctono. Las acumulaciones distales están organizadas como apilamientos regulares de pares finamente estratificados de calizas estromatolíticas negras

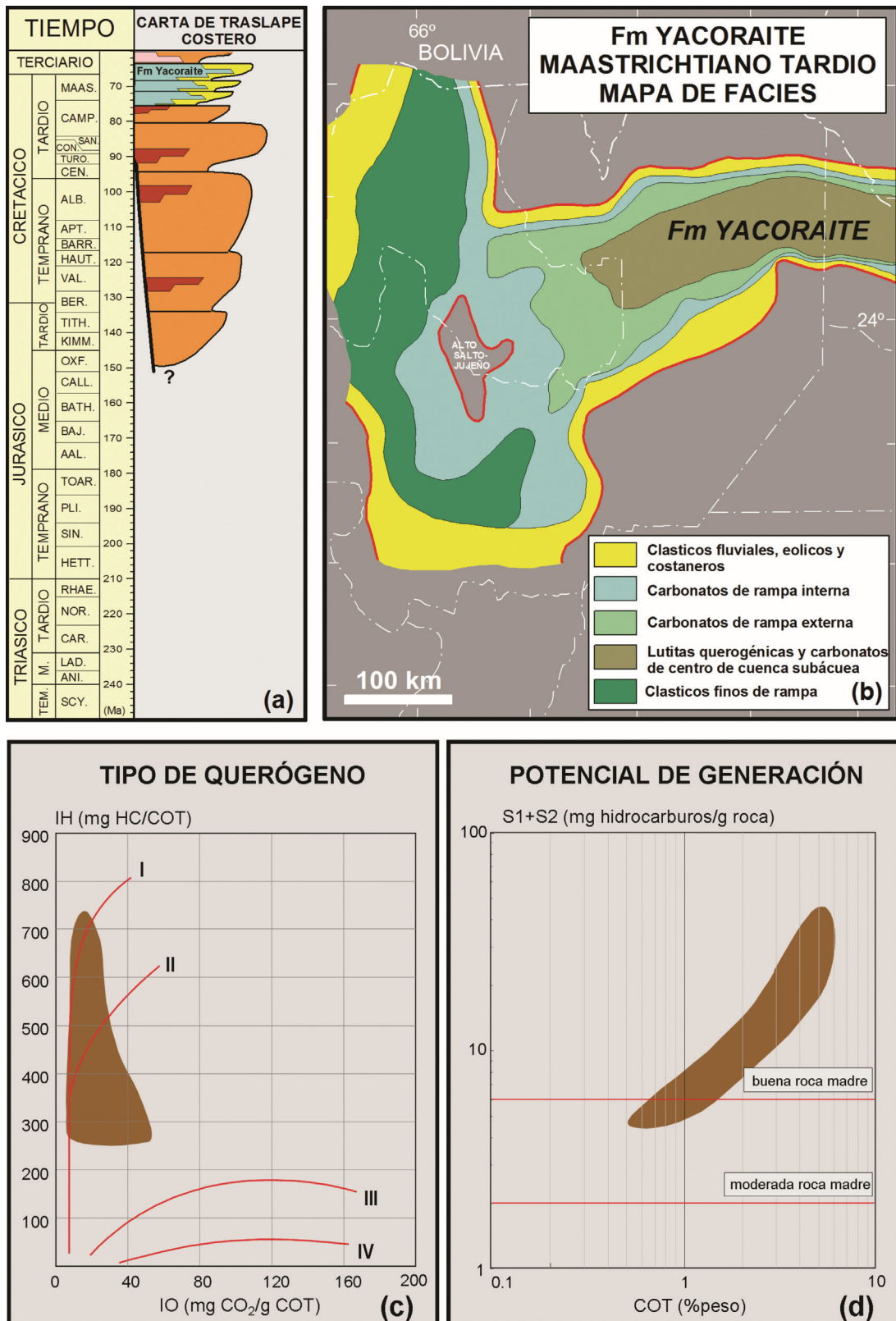


Figura 11.

con nódulos fosfáticos (Marquillas y del Papa 1993), areniscas cuarzosas y grietas de desecación. Todos estos elementos indican somerización y eventual exposición subaérea, incluso aún en las porciones más profundas del sistema deposicional de Yacoraite.

Por muchos años la cuestión en cuanto a si los estratos de Yacoraite reflejan un sistema lacustre continental o un cuerpo de agua epicontinental con conexión marina restringida (Frenguelli 1930), ha permanecido como un tema controvertido (revisión en Marquillas 1986). Tal vez algunos de las claves más indicativas derivan de los fósiles encontrados en la sucesión Balbuena. Entre los vertebrados se describen carnosaurios, coelurosaurios y dinosaurios saurópodos, cocodrilos, aves y peces picnodontiformes (referencias en Salfity y Marquillas 1981). Los invertebrados están representados por pelecípodos melánidos, gastrópodos, foraminíferos miliólidos y rotálidos y ostrácodos cirripédeos (Bonarelli 1927, 1945; Méndez y Viviers 1973; Kielbowicz y Angelozzi 1984). Los restos vegetales comprenden algas verde-azuladas y carófitas (Musacchio 1972), polen de angiospermas y quistes encontrados en asociación con dinoflagelados (Moroni 1982). La presencia de foraminíferos y de dinoflagelados es considerada como un cierto grado de influjo oceánico por la mayoría de los autores. Peces picnodontiformes (*Coelodus toncoensis*, Cione 1977) implican un hábitat marino y sugieren paleotemperaturas templado-cálidas a cálidas. Contrariamente, la existencia de carófitas y algunos ostrácodos demanda un hábitat de agua dulce. Los requerimientos paleoecológicos de los foraminíferos bentónicos y ostrácodos tales como *Ilyocypris* sp y *Cytherura* sp sugieren salinidades inclinadas hacia el espectro oligo-mesohalino y denotan una conexión marina permanente pero débil (Méndez y Viviers 1973). No obstante, el control fosilífero es inadecuado para definir la intensidad y frecuencia del influjo de agua salada. Más aún, el mosaico de litofacies (Gómez Omil *et al.* 1989) sugiere una conexión hacia el norte, a través del depocentro de Tres Cruces y hacia la cuenca Andina en Bolivia (Gómez Omil 1987). Otros indicadores tales como pseudomorfo de halita (Marquillas 1986), documentan la presencia de eventos hipersalinos.

La distribución y características geoquímicas de Yacoraite como roca madre presentan fuerte variación a lo largo de la cuenca. En principio, la unidad tiene rangos de contenido orgánico extremadamente amplios, desde valores despreciables a moderados o muy ricos, lo cual se relaciona con la existencia de distribuciones discontinuas de potenciales niveles generadores, normalmente finamente estratificados y con considerables variaciones internas de facies orgánicas. Por lo tanto, la potencialidad del querógeno de Yacoraite para generar hidrocarburos cubre un rango desde cuasi-nulo a excelente. Los niveles con efectiva capacidad generadora tienen contenidos orgánicos en el rango 0.5-6% COT y picos S2 de pirólisis Rock-Eval en el rango 6-60 mg/g roca, de un querógeno predominantemente amorfo. Las reducidas acumulaciones de hidrocarburos encontradas hasta el momento en la cuenca se deben al pequeño volumen de roca madre disponible y a su moderada madurez térmica promedio a nivel de cuenca. Dos tipos de petróleo parafínicos han sido reconocidos hasta ahora (Villar *et al.* 1998): uno, originado en posiciones de cuenca profunda, a partir de una roca madre lutítica y bien madura; el otro, originado en una roca con fuerte parti-

cipación carbonática, proximal y de madurez térmica comparativamente baja. Estos patrones son análogos a los descritos por Gómez Omil y Boll (1999) para los petróleos del depocentro Lomas de Olmedo, y del flanco sur de Lomas de Olmedo, respectivamente.

Tendencias estratigráficas y desarrollo paleogeográfico

Observaciones detalladas de afloramientos y subsuelo apuntan a que la acumulación del intervalo Balbuena fue un proceso altamente episódico, delimitado por numerosos eventos de exposición subaérea. El apilamiento de parasecuencias bastante tabulares, de algunos metros de espesor y ampliamente distribuidas, pudieron haber estado sintonizadas con la banda de ciclicidad Milankovitch (Boll 1991). Debido a la variabilidad paleogeográfica local, el registro en cada una de las “sub-cuencas” muestra rasgos únicos. A pesar de este “ruido” local, el patrón de apilamiento estratal (Boll 1991), contraste vertical de facies y las evidencias de traslape sugieren la presencia de tres secuencias deposicionales de tercer orden de extensión regional (Gómez Omil *et al.* 1989). Las observaciones estratigráficas regionales sobre los clásticos y carbonatos de la sucesión Lecho-Yacoraite demuestran una evolución deposicional-paleogeográfica de largo alcance hacia una expansión y coalescencia de los depocentros individuales. El agrandamiento de la cuenca, y la eliminación de una fisiografía disectada remanente de la etapa de *rift*, estuvo acoplado con el ascenso mantenido del nivel de base, promovido por las condiciones de submergencia continental (Yrigoyen 1969; Riccardi 1988; Uliana y Biddle 1988). Esta combinación indujo la disminución de la relación entre suministro y acomodación, cambio de acumulación predominantemente subaérea a mayormente subácea y, finalmente, permitió una influencia marina lejana. La acumulación comenzó como una transgresión “seca” físicamente representada por los estratos eólicos de Lecho y continuó hacia arriba y en forma escalonada a una profundización que resultó en la expansión episódica del dominio sumergido de Yacoraite. Durante la acumulación de las dos últimas secuencias, el proceso alcanzó su pico con incremento de la condición hambrienta y el desarrollo de facies generadoras en los centro de cuenca subácea de los principales depocentros (Gómez Omil *et al.* 1989; Malizia *et al.* 1996). Dentro de estos dominios de aguas más profundas se desarrollaron concentraciones querogénicas relativamente delgadas dentro del conjunto de capas de fondotema. La sola presencia de capas ricas en materia orgánica contrasta notoriamente con las facies óxicas y disóxicas presente dentro de las cuencas maastrichtianas de la Patagonia y de la plataforma continental argentina. Para este tiempo, la cuenca atlántica estuvo ampliamente ventilada y no dio lugar a la preservación de la materia orgánica (Zimmerman *et al.* 1987).

En síntesis, la acumulación de rocas generadoras en el Cretácico Superior-Paleoceno en el noroeste de Argentina tuvo lugar en el contexto de un hábitat continental de latitudes medias, clima cálido, nivel de base regionalmente ascendente y una conexión tenue con el océano abierto.

La inundación epicontinental de un gran segmento del antepaís de Sudamérica (Riccardi 1988) estuvo guiado por las sutiles depresiones de intraplaca, inducidas tectónicamente, controladas por un suave hundimiento de las áreas situadas arriba del sistema de *rifts* del Mesozoico temprano (Ulina y Biddle 1988). La distancia con los ambientes marinos respecto de Bolivia y Perú, y las condiciones someras prevalecientes, promovieron la acumulación de materia orgánica dentro de un sistema deposicional peculiar (el “perro verde” de las facies generadoras de Argentina). Fossa-Mancini (1938) reconoció tempranamente la clara similitud con la Fm Green River (Eoceno) del oeste de los E.E.U.U. (Eugster y Hardie 1975). No obstante, el rol potencial de la aridez local para dar origen al ambiente de lagos salino-alcálinos, favorables para la productividad y preservación orgánica, permanece en evaluación. Por otro lado, un gran número de similitudes y configuraciones estratigráficas presentes en la sucesión Balbuena se aproximan al estilo de los sistemas epíricos de aguas claras, visualizados por Irwin (1965) y Shaw (1964). Dentro de este contexto de escenarios conceptuales, la restricción epírica pudo no haber estado relacionada con barreras físicas. La restricción hidrográfica (Busson 1983) pudo ocurrir por la sola expansión de las partes inundadas con aguas someras sobre el interior continental (Matthews 1974). Independientemente de las diferencias obvias de escala y potencial oleogénico, el diseño de las cuencas generadoras individuales muestran algunas similitudes con los repositorios euxínicos intra-plataforma conocidos en las cuencas jurásico-cretácicas de Medio Oriente. En esta región petrolíferamente rica, el desarrollo de facies generadoras sobre el techo de la plataforma árabe apenas sumergida, estuvo controlada por inundación regional y por la acentuación concomitante del estado hambriento de las depresiones intra-plataforma (Murriss 1980).

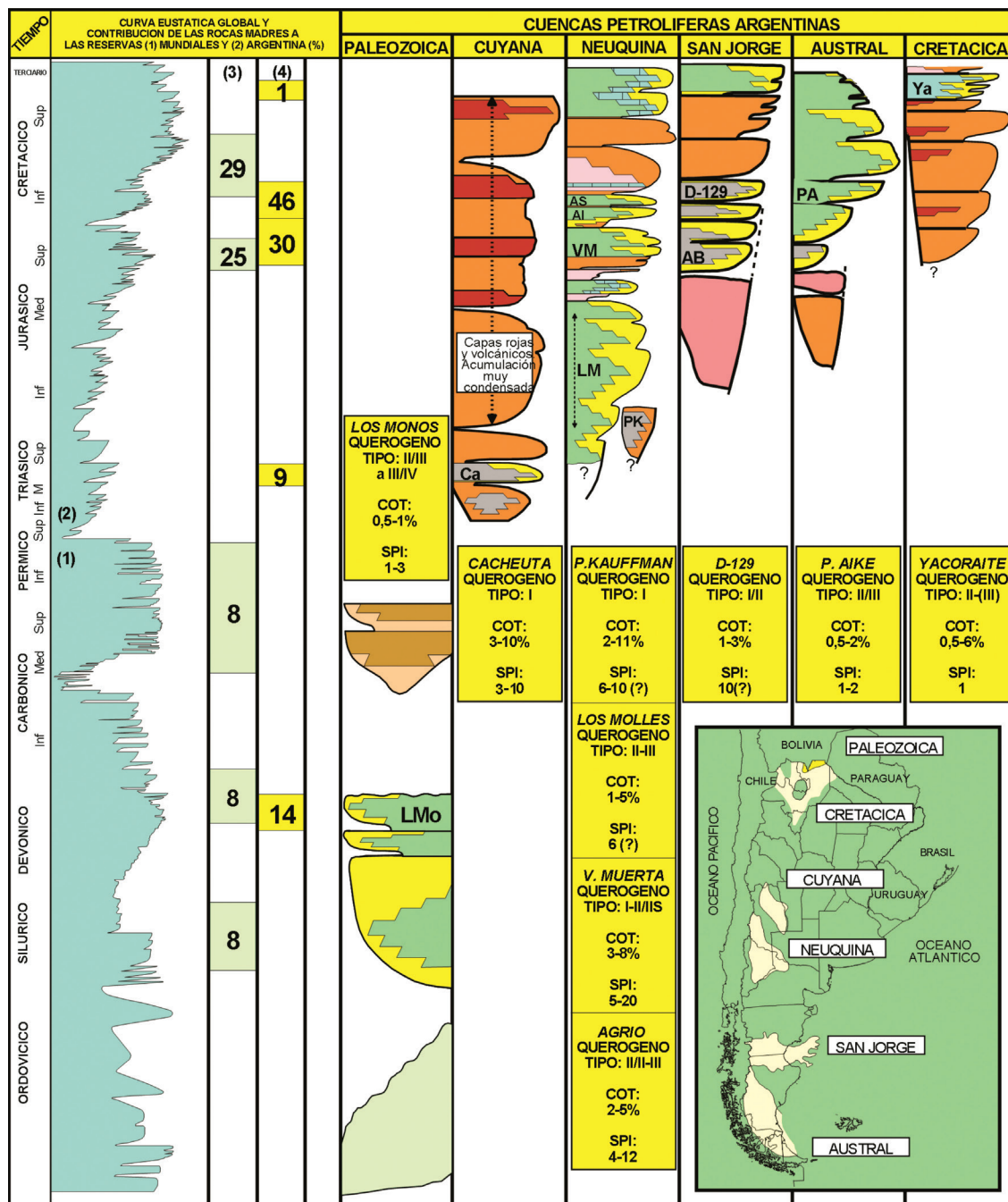
Si bien no es conclusivo, el conjunto de evidencias implican el desarrollo, al menos ocasional, de condiciones “lago-mar” (lago mare, Benson 1973). Dentro de un contexto paleogeográfico epírico proclive a desacople hidrográfico de las conexiones marinas, la influencia continental parece haber sido sustancial, dictando las condiciones variables de salinidad y alcalinidad. Sin embargo, este sistema de repositorios epíricos fue marcado por importantes episodios de influencia oceánica (inundaciones) necesarias para los “refugiados” marinos marginales o para el bentos de las albuferas. Las evidencias paleoecológicas, en aparente conflicto, y el registro sedimentario donde alternan capas anóxicas y oxigenadas, en la asociación de facies de centro de cuenca sumergida, sugieren que algunas de las “sub-cuencas” migraron una y otra vez de un balance hidrográfico positivo a negativo. Bajo este tipo de ambiente, la anoxia y la acumulación de facies generadoras pudo haber ocurrido dentro de una columna de agua relativamente modesta en el centro de una depresión intraplaca, y bajo una termoclina, mostrando una mayor estabilidad durante las condiciones de pico de inundación. Las fases de restricción acentuada, en el punto de balance hidrológico negativo, pudieron haber favorecido la condición de lago-mar, destruyendo la estratificación térmica y reduciendo la capacidad de preservar la materia orgánica.

UNA COMPARACIÓN CON EL PATRÓN GLOBAL

La presencia de hidrocarburos en Argentina cumple con lo que ha sido considerado uno de los hechos fundamentales de la Geología del Petróleo (Klemme y Ulmishek 1991): muestran una distribución areal y estratigráfica notoriamente no uniforme a lo largo del país (Figura 12). La mayor parte de la información local puede ser comparada con otras rocas ricas en materia orgánica de la región, o aún con patrones estratigráficos globales de distribución de facies generadoras, en un esfuerzo para comprender mejor la génesis de miembros generadores individuales y en esencia el hábitat del petróleo en cada provincia.

En los capítulos anteriores se describieron las características sobresalientes de la evolución geodinámica y del registro estratigráfico de las cuencas productoras hidrocarburos resaltando, además, las propiedades de los diferentes intervalos que reúnen las condiciones de rocas madre. En todos los casos se ha tratado de reconocer los efectos de las variaciones eustáticas, especialmente su injerencia sobre la acumulación y preservación de la materia orgánica. A pesar de la incertidumbre o imprecisiones de las dataciones, se considera en líneas generales que las cuencas en discusión parecen haber estado en sintonía con la señal eustática global, si bien el resultado final observado en el registro geológico ha sido muy variable. No necesariamente una posiciones eustáticas altas implicaron inundación y generación de condiciones anóxicas en todas las cuencas, fenómeno bien notorio cuando se analizan las cuencas subandinas de América del Sur (Macellari 1988). El marco paleogeográfico y su evolución a través del tiempo geológico fue muy dependiente de la posición donde se encontraba implantada cada cuenca dentro de la Placa Sudamericana. De la interacción entre los diversos escenarios geodinámicos y los cambios eustáticos resultaron diferentes columnas estratigráficas que llevan como una impronta las peculiaridades propias de cada cuenca. Marco paleogeográfico, variaciones relativas del nivel de base y condiciones climáticas distintivas según la paleolatitud, gobernaron el balance hidrológico y el patrón de circulación de las corrientes dentro de la masa de agua donde se acumularon las facies organogénas.

Cuando se observan las curvas eustáticas del Paleozoico y Mesozoico se advierte una buena correspondencia entre posiciones eustáticas altas y los niveles estratigráficos que contienen las principales rocas madre de las cuencas petrolíferas (Figura 12). La Fm Los Monos en la Cuenca Paleozoica del Noroeste es la roca generadora más antigua y su edad coincide con una posición elevada del nivel eustático global, acaecida durante el Devónico Tardío. Las lutitas lacustres de la Fm Cacheuta, si bien se acumularon dentro de depocentros aislados y limitados por fallas, se acumularon cuando el nivel eustático ocupó su posición más alta dentro del Triásico. No obstante, hasta la fecha no se conoce en el registro geológico evidencias de alguna posible conexión con el mar que pudiera haber existido hacia el oeste, tal como ocurre más al sur en el ámbito de la Cuenca Neuquina.



(1) Curva eustática de Ross y Ross (1988) y (2) Haq et al. (1987)
 (3) Porcentaje de las reservas originales generadas a partir de las rocas madre a nivel mundial (Klemme y Ulmishek 1998) y (4) estimadas para Argentina

Rocas Madre:

LMo: Fm Los Monos; **Ca:** Fm Cacheuta; **PK:** Fm Puesto Kauffman; **LM:** Fm Los Molles; **VM:** Fm Vaca Muerta; **AI:** Fm Agrio Inferior; **AS:** Fm Agrio Superior; **AB:** Fm Aguada Bandera; **D-129:** Fm Pozo D-129; **PA:** Fm Palermo Aike; **Ya:** Fm Yacoraite

Figura 12.

La Cuenca Neuquina dispone de varios niveles estratigráficos portadores de rocas ricas en materia orgánica y salvo las lutitas lacustres del Jurásico Temprano (Fm Puesto Kauffman), todas ellas se han acumulado bajo condiciones marinas durante momentos con nivel marino global alto. Dentro del intervalo Jurásico Temprano-Medio (Fm Los Molles) han quedado registrado varios episodios de ascenso relativo del nivel del mar, mientras que las facies organógenas del Tithoniano Temprano (Fm Vaca Muerta), coetáneas con del “*Kimmeridge Clay*” del Mar del Norte, y los dos niveles generadores del Hauteriviano (Fm Agrio Inferior y Superior) se acumularon bajo condiciones de marcada inundación marina coincidentes con posiciones altas del nivel eustático. A pesar de que el depocentro Neuquino parece mostrar una buena correspondencia con los ciclos eustáticos, durante los eventos anóxicos globales acontecidos en el Cretácico Medio y en el Cretácico Tardío bajo (Jenkyns 1980; Tissot *et al.* 1980; Arthur *et al.* 1987; Herbin *et al.* 1987). En el Aptiano-Albiano si bien en la cuenca quedó registrada una marcada expansión del área deposicional, vinculado a un ascenso relativo del nivel de base, la columna sedimentaria integrada por evaporitas (anhidrita y halita), carbonatos y capa rojas (Grupo Rayoso) da testimonio de una conexión muy restringida a través del arco magmático con el Océano Pacífico. Durante el Cretácico Superior este mismo edificio volcánico adquirió la suficiente importancia como para mantener totalmente aislado al depocentro de retroarco, donde se acumuló una espesa sucesión capas rojas (Grupo Neuquén). El arreglo estratigráfico, el marcado traslape y la expansión areal de sus depósitos indican un ascenso relativo del nivel de base que estaría en correspondencia con un nivel eustático alto, el cual bajo condiciones paleogeográficas diferentes dio lugar a la acumulación de excelentes niveles generadores de las cuencas septentrionales de América del Sur (Macellari y de Vries 1987). Sin embargo, la presencia del arco magmático sobre el borde occidental de la placa se comportó como un umbral discontinuo y/o semisumergido que gobernó el balance hidrológico propicio para la acumulación y preservación de varios intervalos ricos en materia orgánica.

En la Patagonia bajo condiciones paleogeográficas muy diferentes, en un conjunto de cuencas de intraplaca representadas por depocentros elongados y limitados por fallas, se desarrollaron sistemas deposicionales lacustres durante del Jurásico Tardío y Neocomiano con acumulación de facies orgánicas (formaciones Aguada Bandera, Cerro Guadal, “Neocomiano”), coetáneos con los eventos de inundación marina y anoxia de la Cuenca Neuquina. Posteriormente, desde el Hauteriviano hasta el Aptiano, bajo un marco paleogeográfico dirigido por régimen de subsidencia termal y clima semiárido, se estableció un cuerpo de agua lacustre salino/alcalino de grandes dimensiones donde se acumularon las lutitas de la Fm D-129, la principal roca madre de la Cuenca del Golfo San Jorge. En el Cretácico Tardío la cuenca permaneció bajo un régimen de acumulación estrictamente continental (Grupo Chubut), con características estratigráficas similares a las observadas para el Grupo Neuquén de la cuenca Neuquina, lo cuál una vez se aparta de lo que aconteció en las cuencas de la mitad septentrional de Sudamérica.

Hacia el extremo sur del continente y bajo condiciones paleogeográficas vinculadas a un mar marginal situado por detrás de un arco magmático, se acumuló una espesa columna de facies de grano fino que incluyen intervalos ricos en materia orgánica. El principal nivel generador se acumuló durante el Hauteriviano (Fm Palermo Aike) en forma coetánea con las rocas madre de la cuenca Neuquina (Fm Agrio) y del Golfo (Fm D-129). Las capas arcillosas y margosas del Aptiano-Albiano (“Margas Verdes”) contienen términos ricos en materia orgánica y son contemporáneas con el “evento anóxico global” del Cretácico Medio. Obviamente, el patrón de circulación de las corrientes marinas no dio lugar al establecimiento de condiciones lo suficientemente restringidas como para permitir la acumulación y preservación de un importante volumen de materia orgánica, tal como ocurrió en otras cuencas del Atlántico Sur (Tissot *et al.* 1980; Herbin *et al.* 1987) y del continente (Macellari y de Vries 1987). Durante el resto del Cretácico Tardío, tanto en este sector del continente como en la zona del Golfo San Jorge durante el Maastrichtiano, las condiciones de circulación marina mantuvieron las aguas lo suficientemente ventiladas como para impedir la preservación de la materia orgánica que pudiera haberse acumulado sobre el fondo de las cuencas.

Durante el Cretácico Tardío más alto, cuando tuvo lugar el ascenso eustático más alto de la historia geológica, gran parte de la placa Sudamericana permaneció inundada, cubierta por una masa de agua cuyo carácter marino se atenuaba hacia el interior del continente, debido a la restricción hidrográfica generada por el aumento de la distancia con las condiciones oceánicas abiertas. Dentro de este contexto paleogeográfico con fuerte influencia continental y bajo clima cálido, las oscilaciones del nivel relativo de la masa de agua modularon las variaciones de la salinidad/alcalinidad de un sistema deposicional asimilable a uno de tipo lago-mar. En zonas con tasas subsidencias sutilmente mayores, coincidentes con ejes de antiguos grábenes, se acumularon bajo condiciones anóxicas delgados niveles ricos en materia orgánica, interestratificados con miembros calcáreos propios de aguas someras y oxigenadas. El delicado equilibrio hidrológico y la relativamente escasa extensión areal de zonas proclives a permanecer bajo condiciones de anoxia prolongadas, dio como resultado un exiguo volumen de una roca madre que, no obstante, muchas veces logra alcanzar valores excelentes de contenido orgánico.

Tomando en consideración los volúmenes descubiertos de hidrocarburos generados y preservados dentro de las cuencas petrolíferas de Argentina, surge claramente que en tiempos del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, se acumularon las rocas madre que suministraron alrededor del 76 % de los hidrocarburos conocidos. Se trata de la Fm Vaca Muerta (Tithoniano) y Fm Agrio (Hauteriviano) de la cuenca Neuquina, la Fm Palermo Aike (Hauteriviano) de la cuenca Austral y la Fm D-129 (Hauteriviano-Aptiano) y “Neocomiano” del Golfo San Jorge. Estas unidades se acumularon bajo condiciones anóxicas en ambientes marinos y lacustres, en sintonía con posiciones altas del nivel eustático global y bajo condiciones paleogeográficas y climáticas propicias para la

generación, acumulación y preservación de la materia orgánica. La mayoría de ellas se depositaron durante el Hauteriviano, lo cual se condice con el momento de mayor inundación pericontinental de Sudamérica (Riccardi 1988).

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro profundo agradecimiento a Ana María Báez, viuda de Miguel, quien nos suministró copia del manuscrito y toda la bibliografía que él estaba utilizando en ese momento, incluso los borradores con las ideas que tenía en elaboración. A PETROLERA ARGENTINA SAN JORGE y YACIMIENTOS PEROLIFEROS FISCALES S.A. por haber autorizado la publicación del presente trabajo. Nuestro agradecimiento a Elena y Pablo Legarreta quienes se encargaron de confeccionar la profusa lista bibliográfica.

REFERENCIAS CITADAS

- Aceñolaza, F.G., F.R. Durand y J.Sosa Gómez, 1989, Cuenca del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior del Noroeste Argentino, en G.A. Chebli y L.B. Spalletti (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. p. 19-41, Tucumán.
- Acevedo, O.M., 1986, El precarbónico de la Provincia de Salta. Boletín de Informaciones Petroleras, Marzo 1986, p. 65-72, Buenos Aires.
- Aguirre Urreta, M.B. y V.A. Ramos, 1981, Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica-Provincia de Santa Cruz. 8^a Congreso Geológico Argentino, Actas III, p. 101-138, Buenos Aires.
- Aguirre Urreta, M.B. y P.F. Rawson, 1997, The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. Geological Magazine 134 (4), p. 449-458.
- Alabaster, T. y B.C. Storey, 1990, Modified Gulf of California model for South Georgia, North Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back-arc basin, Southern Andes. Geology, V.18, p. 497-500.
- Allen, R.B, 1982, Geologic studies of the Scotia Arc region and Agulhas Plateau. Thesis Columbia University, New York.
- Andreis, R.G., 1969, Los basaltos olivínicos del cerro Guandacol (Sierra de Maz, provincia de La Rioja) y su posición estratigráfica. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I, p.15-33, Buenos Aires.
- Andreis, R., G. Bottcher, M. Frigerio, G. Hinterwimmer y N. Samosiuk. 1982, Interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica aflorante en el río Grande, Sierra de Zapla, Jujuy, Argentina, y consideraciones sobre su edad. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, II, p. 457-479, Buenos Aires.
- Aramayo Flores, F., 1987, Cuencas Petroleras del Noroeste Argentino, en Evaluación de formaciones en Argentina, p.1-2, 9-15, Schlumberger, Buenos Aires.

- Arbe, H.A., 1989, Estratigrafía, discontinuidades y evolución sedimentaria del Cretácico en la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz, en G.A.Chebli y L. Spalletti (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica N°6, p. 419-442. Tucumán.
- Archangelsky, S., 1976, Vegetales fósiles de la Formación Springhill, Cretácico, en el subsuelo de la Cuenca Magallánica, Chile. Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista, XIII (2), p. 141-158, Buenos Aires.
- Archangelsky, S., A. Baldoni, J.C. Gamero, S. Palamarczuk y J. Seiler, 1981, Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. Diagramas de grupos polínicos del suroeste de Chubut y noroeste de Santa Cruz. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 4, p. 719-742.
- Archangelsky, S. y J. Seiler, 1980, Algunos resultados palinológicos de la perforación UN Oil OS-1 del SO de la Provincia de Chubut, Argentina. Segundo Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Actas, V. 5, p. 215-225, Buenos Aires.
- Arthur, M.A., S.O. Schlanger y H.C. Jenkyns, 1987, The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event, II: Paleooceanographic controls on organic-matter production and preservation, en Marine Petroleum Source Rocks, J. Brooks y A.J. Fleet (eds.), Geological Society of London, Special Publication 26, p. 400-420.
- Azcuy C.L. y M.I. Longobucco, 1983, Palinología de las Formaciones Potrerillos y Cacheuta, Provincia de Mendoza, Argentina. Ameghiniana 20 (3-4), p. 297-316.
- Baez, A.M., C. Marsicano y A.L. Cione, 1993, Vertebrados mesozoicos, en V.A. Ramos (ed.), XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993) Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio, II (13), p. 341-348.
- Baldoni, A.M., 1980, Análisis de algunas taofloras jurásicas y eocretácicas de Argentina y Chile. II Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía, Actas V, p. 41-65, Buenos Aires.
- Baldoni, A.M. y S. Archangelsky, 1983, Palinología de la Formación Springhill (Cretácico Inferior), subsuelo de Argentina y Chile Austral. Revista Española de Micropaleontología 15(1), p. 47-101.
- Baldoni, A.M. y T.N. Taylor, 1985, Megasporas cretácicas de la Formación Springhill en el subsuelo de Argentina y Chile Austral. Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista, XXI (2-4), p. 151-167, Buenos Aires.
- Barcat, C., J.S. Cortiñas, V.A. Nevistic, y H.E. Zucchi, 1989, Cuenca Golfo San Jorge, en G.A.Chebli y L.B.Spalletti (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, p. 319-345, Tucumán.
- Benson, R.H., 1973, An ostracodal view of the Messinian Salinity Crisis, en C.W. Drooger (ed.), Messinian events in the Mediterranean. North-Holland Publishing Company, p. 235-242, Amsterdam.
- Bianucci, H.A. y J.F. Homoc, 1982, Tectogénesis de un sector de la cuenca del Subgrupo Pirgua. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I, p. 539-546, Buenos Aires.
- Biddle, K.T., P.D. Snavely III y M.A. Uliana, 1996, Plateau de las Malvinas, en V.A. Ramos y M.A.Turic (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Treceavo Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, p. 225-252, Buenos Aires.

- Biddle, K.T., M.A. Uliana, R.M. Mitchum, M.G. Fitzgerald y R.C. Wright, 1986, The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America, en P.A. Allen y P. Homewood (eds.), *Foreland Basins. International Association of Sedimentologists Special Publication 8*, p. 41-61.
- Boll, A., 1991, Identificación y correlación de secuencias somerizantes del Miembro Las Avispas (Formación Yacoraité), Noroeste Argentino. *Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas II*, p. 153-156, San Juan.
- Bonaparte, J.F., 1969, Los tetrápodos triásicos de la Argentina, en *La estratigrafía del Gondwana. Coloquio de la U.I.C.G, Mar del Plata, 1967, UNESCO*, p. 307-325, París.
- Bonaparte, J.F., 1973, Edades/reptil para el Triásico de la Argentina y Brasil. *Vº Congreso Geológico Argentino, Carlos Paz, 1972, Actas III*, p. 93-129, Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F., 1978, El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Opera Lilloana 26*, 596 p., San Miguel de Tucumán.
- Bonaparte, J.F., J.A. Salfity, G.E. Bossi y J. Powell, 1977, Hallazgo de Dinosaurios y aves cretácicas en la Formación Lecho de El Brete (Salta) próximo al límite con Tucumán. *Acta Geológica Lilloana, XIV*, p. 5-17, Tucumán.
- Bonarelli, G., 1913, Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaragüe y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Departamento de Orán, Provincia de Salta. *Ministerio de Agricultura sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales Provincia de Salta, VIII (4)*, p. 1-50, Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1914, La estructura geológica y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Orán, Provincia de Salta, *Boletín 9 Serie B. Dirección General de Minas Geología e Hidrología*, p. 1-43., Buenos Aires.
- Bonarelli, G., 1927, Fósiles de la Formación Petrolífera o Sistema de Salta. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín XXX*, p. 51-116, Salta.
- Borrello, A.V., 1962, Fanglomerado Río Mendoza (Triásico, Provincia de Mendoza). *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC), Notas I (3)*, p. 1-9, La Plata.
- Borrello, A.V., 1969, Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XIV*, p. 1-188, Buenos Aires.
- Bottcher, G., M. Frigerio, N. Samosiuk y M.C. Vistalli, 1984, Modelo paleoambiental para la sedimentación de las unidades precarbónicas (siluro-devónicas) en el subsuelo de la cuenca paleozoica del Noroeste. *Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas, T. V*, p. 87-101, Buenos Aires.
- Boucot, A.J., J.G. Johnson y J.A. Talent, 1969, Early Devonian brachiopod zoogeography. *Geological Society of America Special Paper 199*, p.1-113, Boulder.
- Braccini, I.O. 1970, Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista, XXV (2)*, p. 257-282, Buenos Aires.
- Busson, G., 1983, Sur la signification paleocimatologique de roches salines. *Institut Géologique Bassin d'Aquitaine, Bordeaux N° 34*, p. 59-85.
- Cagnolatti, J.M., R. Martins y H.J. Villar, 1996, La Formación Lemaire como probable generadora de hidrocarburos en el Area Angostura, Prov. de Tierra del Fuego, Argentina. *Treceavo Congreso Geológico Argentino, Actas I*, p. 123-140, Buenos Aires.

- Castaños, A., R. Pinedo y J.A. Salfity, 1975, Nuevas consideraciones sobre la Formación Yacoraite del Cretácico superior del norte argentino. Cuarta Convención Nacional de Geólogos, Anales I, en Revista Técnica Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Publicación Especial IV (3), p. 31-59, La Paz.
- Cecioni, G., 1955, Edad y facies del Grupo Springhill en Tierra del Fuego. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Pub.Nº 6, p. 242-259, Santiago.
- Cecioni, G. y R. Charrier, 1974, Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el Canal de Mozambique. Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista, XI (1), p. 1-38, Buenos Aires.
- Cerdán, J.J., J.S. Galeazzi, J.D. Enrique, A.I. Jougard, C.J. Perrot y M.A. Uliana, 1990, Sísmica de detalle-interpretación integrada: claves para el hallazgo de nuevas reservas en áreas maduras. Memorias Tercer Congreso Andino de la Industria del Petróleo, I, p. 27-67.
- Charrier, R. y V. Covacevich, 1980, Paleogeografía y biostratigrafía del Jurásico Superior y Neocomiano en el sector austral de los Andes Meridionales Chilenos (42°-56° latitud Sur). II Congreso Argentino de Paleontología y Biostratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas, V, 5, p. 153-175, Buenos Aires.
- Chebli, G., I.L. Labayen, G. Laffitte y M.R. Rosso, 1984, Materia orgánica, ambiente deposicional y evaluación oleogenética de la Cuenca Cuyana. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas VII, p. 65-88, Buenos Aires.
- Cherroni Mendieta, C., 1977, El sistema Cretácico en la parte boliviana de la cuenca Cretácica Andina. Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Revista Técnica, VI (1), p. 5-46, La Paz.
- Chiarenza, D.G. y E. Ponzoni, 1989, Contribución al conocimiento geológico de la cuenca cretácica en el ámbito oriental de la subcuenca de Olmedo, Pcia. De Salta, República Argentina. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Actas, p. 209-228, Buenos Aires.
- Cione, A.L., 1977, Algunas consideraciones sobre Pycnodontiformes (Pisces, Holostei) procedentes de la Formación Yacoraite, Cretácico tardío de la Provincia de Salta, Argentina. Ameghiniana, V.14, p. 315-316, Buenos Aires.
- Cione, A.L. y S.M. Pereyra, 1987, Los peces del Jurásico de Argentina. El Jurásico anterior a los movimientos intraméricos, en W.Volkheimer (ed.), Biostratigrafía de los Sistemas Regionales de América del Sur, 1, p. 15-32, Buenos Aires.
- Clavijo, R., 1986, Estratigrafía del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca del Golfo San Jorge. Boletín de Informaciones Petroleras (YPF), 3 (9), p. 15-32, Buenos Aires.
- Codignotto, J., F. Nullo, J. Panza y C. Proserpio, 1979, Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, Prov. del Chubut, Argentina. Séptimo Congreso Geológico Argentino, Actas 1, p. 471-480, Buenos Aires.
- Comínguez, A.H. y V.A. Ramos, 1990, Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. XIº Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas II, p. 311-314, San Juan.
- Cooper, P., 1977, Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famenian mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology V. 21, p. 165-207.
- Cortés, J.M., 1990, Estratigrafía de las sucesiones volcánico-sedimentarias jurásicas del Chubut central, entre Paso de Indios y El Sombrero. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLV (1-2), p. 69-84, Buenos Aires.

- Cortiñas, J., 1984, Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y Cerro Colorado. Su relación con los depósitos coetáneos del Chubut central. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 283-299, Buenos Aires.
- Cortiñas, J., 1996, La cuenca de Somuncurá-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 147-164, Buenos Aires.
- Covellone, G., M. Cagnolatti y R. Marinelli, 1989, Litofacies estuarinas y mareales de la zona sur de San Sebastián -Tierra del Fuego-, Argentina. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 147-150, Buenos Aires.
- Cox, K.G., 1992, Karoo igneous activity, and the early stages of the breakup of Gondwanaland, en B.C.Storey, T. Alabaster y R.J. Pankhurst (eds.), Magmatism and the causes of continental breakup. Geological Society Special Publications 68, p. 137-148, London.
- Criado Roque, P., C. Momburu y V.A. Ramos, 1981, Estructura e interpretación tectónica, en M.R. Yrigoyen (ed.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. VIIIº Congreso Geológico Argentino, Relatorio, p. 155-192, Buenos Aires.
- Cruz C.E., E. Kozlowski y H.J. Villar, 1998, Agrio (Neocomian) petroleum systems: main target in the Neuquén basin thrust belt. American Association of Petroleum Geologists, International Conference and Exhibition, Ext. Abstr., p. 670-671, Río de Janeiro.
- Cruz C.E., F. Robles, C.A. Sylwan y H.J. Villar, 1999, Los sistemas petroleros de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Publicado en este Congreso.
- Cruz, C.E., H.J. Villar y N. Muñoz G., 1996, Sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la Fosa de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina, Treceavo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 45-60, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., R. Varela y C. Cingolani, 1993, Sobre la Colisión de Laurentia-Sudamérica y el Orogéno Famatiniano. XII Congreso Geológico Argentino, Actas, T. II, p. 358-366, Buenos Aires.
- Dalziel, I.W.D., M.J. De Wit y K.F. Palmer, 1974, Fossil marginal basin in the southern Andes. Nature, V. 250, Jul.1974, p. 291-294.
- Dalziel, I.W.D., 1981, Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. Philosophical Transactions Royal Geological Society of London, A 300, p.319-335, London.
- Dalziel, I.W.D., B.C. Storey, S.W. Garrett, A.M. Grunow, I.D.B. Herrod y R.J. Pankhurst, 1987, Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwanaland, en M.P.Coward, J.F.Dewey, y P.L.Hancock (eds.), Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication nº 28, p. 433-441.
- Decastelli, O. y W. Arias, 1989, Niveles carbonosos de la F. Springhill como generadores de hidrocarburos. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos. Actas I, p. 279-302, Buenos Aires.
- Deferraris, C.I.C. y C.A. Montero, 1970, Los planos isoporosos obtenidos de perfiles en la evaluación y localización de trampas estratigráficas de hidrocarburos. Petrotecnia XX, p. 30-43.
- De Giusto, J.M., C.A. Dipersia y E. Pezzi, 1980, Neosocratón del Deseado, en J.C.M.Turner (ed.), Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. II, p. 1389-1430. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

- Dellape, D. y A. Hegedus, 1996, Structural Inversion and Oil Occurrence in the Cuyo Basin of Argentina, en A.J. Tankard, R. Suárez Soruco y H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologist, *Memoir 62*, p. 359-367.
- Del Vo, S.G. y G.A. Pando, 1987, Generación de hidrocarburos, historia térmica y posibilidades de entrapamiento en la faja plegada de Neuquén, Argentina. *Décimo Congreso Geológico Argentino*, Actas II, p. 277-280, Tucumán.
- Demaison G. y Huizinga, 1991, Genetic classification of petroleum systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin 75*, p. 1626-1643, Tulsa.
- Demaison, G.J. y Moore, G.T., 1980, Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin 64*, p. 1179-1209, Tulsa.
- Dewey, J.F., 1988, Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7 (6), p. 1123-1139.
- De Wit, M.J. y Ch.R. Stern, 1981, Variations in the degree of crustal extension during formation of a back-arc basin. *Tectonophysics*, V.72, p. 229-260.
- Digregorio, J.H., 1972, Neuquén, en A.F. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, p. 439-505, Córdoba.
- Di Lena, J.F. H. Marchese y R.F. Blocki, 1989, Evaluación de rocas generadoras en la Cuenca Neuquina. *Primer Congreso Nacional Exploración Hidrocarburos*, I, p. 311-343, Buenos Aires.
- Di Persia, O.E., R.J. Carle y H. Belotti, 1991, Geología petrolera en la subcuenca de Lomas de Olmedo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Epoca - Año VIII (25), p. 14-29, Buenos Aires.
- Disalvo A. y H.J. Villar, 1998, The Petroleum system of Post-Devonian reservoirs in the Eastern Tarija Basin, Chaco Plain, Argentina, en *Sixth Latinamerican Congress on Organic Geochemistry*, Margarita, Venezuela, Oct. 1998, CD-ROM, 5p.
- Disalvo, A. y H.J. Villar, 1999, Los sistemas petrolíferos del área oriental de la Cuenca Paleozoica, Noroeste, Argentina. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*. Publicado en este Congreso
- Dott, R.H., R.D. Winn y C.H.L. Smith, 1982, Relationship of Late Mesozoic and Early Cenozoic sedimentation to the tectonic evolution of the southernmost Andes and Scotia Arc, en C. Craddock (ed.), *Antarctic Geoscience*, p. 193-203, University of Wisconsin Press, Madison.
- Dunn, J.F., K.G. Hartshorn y P.W. Hartshorn, 1995, Structural Styles and Hydrocarbon Potential of the Sub-Andean Thrust Belt of Southern Bolivia, en A.J. Tankard, R. Suárez S., y H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists *Memoir 62*, p. 523-543, Tulsa.
- Emery, K.O. y E. Uchupi, 1984, *The Geology of the Atlantic Ocean*. Springer Verlag, p.1050, Berlin.
- Eugster, H.P. y L.A. Hardie, 1975, Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak member of the Green River formation of Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, V.86, p. 319-334.
- Fernández, J., 1975, Hallazgo de peces pulmonados fósiles en la Puna Jujeña. *Anales Sociedad Científica Argentina CCI (VI-Ent. 1)*, p. 13-16, Buenos Aires.
- Fernández Garrasino, C.A., 1977, Contribución a la estratigrafía de la zona comprendida entre Estancia Ferrarotti, Cerro Colorado y Cerrito Negro, Depto. Tehuelches, Prov. del Chubut, Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XXXII (2), p. 130-144, Buenos Aires.

- Fernández Seveso, F., G.A. Laffitte y D.F. Figueroa, 1996, Nuevos plays jurásicos en el Engolfamiento Neuquino. Décimotercer Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I, 281 p., Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949, Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, V.1, 334 p., Buenos Aires.
- Figari, E.G. y S.F. Courtade, 1993, Evolución tectonosedimentaria de la cuenca de Canadón Asfalto, Chubut, Argentina. Doceavo Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas I, p. 66-77, Buenos Aires.
- Figari, E.G., S.F. Courtade y L.A. Constantini, 1994, Estratigrafía y Tectónica de los bajos de Gastre y Gan Gan. Boletín de Informaciones Petroleras. Tercera Epoca - Año X N° 40, p. 75-82, Buenos Aires.
- Figari E.G., E. Strelkov, G. Laffitte, M.S. Cid De La Paz, S.F. Courtade, J. Celaya, A. Vottero, P. Lafourcade, R. Martínez y H.J. Villar, 1999, Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. Publicado en este Congreso.
- Figueroa, D.E. y G.A. Chebli, 1987, Migración y entrapamiento de hidrocarburos en la Cuenca Cuyana, Argentina. X° Congreso Geológico Argentino. Actas II, p. 285-288.
- Fitzgerald, M.G., R.M. Mitchum Jr., M.A. Uliana y K.T. Biddle, 1990, Evolution of the San Jorge basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74 (6), p. 879-920, Tulsa.
- Fletcher, C.J.N. y M. Litherland, 1981, The Geology and Tectonic Setting of the Velasco Alkaline Province, Eastern Bolivia. Journal Geological Society, V.138 (5), p. 541-548, London.
- Flores, M.A., N. Malumian, V. Masiuk y J.C. Riggi, 1973, Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXVIII (4), p. 407-437, Buenos Aires.
- Forsythe, R.D., J. Davidson, C. Mpodozis y C. Jesinkey, 1993, Lower Paleozoic relative motion in the Arequipa Block and Gondwana: Paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of Northern Chile. Tectonics, 12 (1), p. 219-236.
- Fossa-Mancini, E., 1938, Nomenclatura estratigráfica para las zonas estudiadas por YPF en las Provincias de Salta y Jujuy, en una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, XV (171), p. 65-73, Buenos Aires.
- Foucault, J.E., L.C. Vaillard y R.F. Niñez, 1987, Estratigrafía de las unidades aflorantes a lo largo del curso inferior del río limay, provincias de Neuquén y Río Negro. Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 139-142.
- Frakes, L.A., J.E. Francis y J.L. Syktus, 1992, Climate Modes of the Phanerozoic. Cambridge University Press, 274 p., New York.
- Francheteau, J. y X. Le Pichon, 1972, Marginal fracture zones as structural framework of continental margins in South Atlantic Ocean. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 56, p. 991-1007, Tulsa.
- Franchi, M. y R. Page, 1991, El arco magmático jurásico-cretácico de la precordillera del Chubut en el curso superior del arroyo Genoa. Decimoprimer Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 19-22, San Juan.
- Frenguelli, J., 1930, Geosinclinalli Continentali, Bollettin Societa Geologica Italiana, 49, p. 1-24, Roma.
- Frenguelli, J., 1948, Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, Anales VIII, p. 159-309, Buenos Aires.

- Fuenzalida, R. y V. C. Ovacevich, 1988, Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. Quinto Congreso Geológico Chileno, Actas, T.III, p. H159-H183, Santiago.
- Galeazzi, J.S., 1994, Stratigraphic and structural evolution of the Western Malvinas and Southeastern Magallanes Basins. M.S.Thesis, 149 p., Rice University, Houston.
- Galeazzi, J.S., 1996, Cuenca de Malvinas, en V.A. Ramos y M.A. Turic (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Treceavo Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, p. 273-309, Buenos Aires.
- Galeazzi, J.S., 1999, Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin v.82 (4), p. 596-636, Tulsa.
- Gayet, M., L.G. Marshall y T. Sempere, 1991, The Mesozoic and Paleocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: A Review, en R. Suárez-Soruco (ed.), Fósiles y facies de Bolivia - Vol. I Vertebrados. Revista Técnica de YPF, 12 (3-4), p. 393-433, Santa Cruz.
- Gerth, E., 1931, La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas X (2), p. 125-172, Córdoba.
- Gómez Omil, R., 1987, Cuenca Cretácica del Noroeste, en B.A.Felder (Coord.) Evaluación de Formaciones en Argentina Schlumberger, p.1-9 - 1-15, Buenos Aires.
- Gómez Omil, R. y L.M. Albariño, 1996, Análisis geológico petrolero del bloque Olleros Sistema de Santa Bárbara, Prov. de Salta. Treceavo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 27-44, Buenos Aires.
- Gómez Omil R. y A. Boll, 1999, Sistema petrolero de la Cuenca Cretácica del Noroeste argentino. Publicado en este congreso.
- Gómez Omil, R.J., A. Boll y R.M. Hernández, 1989, Cuenca Cretácico-Terciaria del Noroeste Argentino (Grupo Salta), en G.Chebli y L.Spalletti (eds.), Cuenca sedimentarias argentinas. Universidad de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6, p. 43-64, Tucumán.
- González, E., 1965, La cuenca petrolífera de Magallanes. Revista "Minerales" XX (91), p. 1-15, Santiago.
- González-Bonorino, G. y E. Llambias, 1996, Geologic and Paleogeographic Development of Southern Southamerica (Excluding Brazil) in the Late Proterozoic and Early Paleozoic.
- González Diaz, E.F., 1966, El hallazgo del infra? - Mesotriásico Continental en el sur del área pedemontana mendocina. Acta Geológica Lilloana VII, p. 101-134, San Miguel de Tucumán.
- Groeber, P., 1918, Estratigrafía del Dogger en la República Argentina. Estudio sintético comparativo. Dirección General Minería Geología e Hidrogeología, Boletín 18, p. 1-81, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946, Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. I. Hoja Chos Malal. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, I (2), p. 177-208, Buenos Aires.
- Groeber, P., P.N. Stipanovic y A. Mingramm, 1953, Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad de Estudios Geográficos, GAEA 2, p. 1-541, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., 1981, El Ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas 3, p. 572-5592.

- Gulisano, C.A., A.R. Gutiérrez Pleimling y R.E. Digregorio, 1984-a, Analisis estratigráfico del intervalo Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la Provincia del Neuquén. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 221-235.
- Gulisano, C.A., A.R. Gutiérrez Pleimling y R.E. Digregorio, 1984-b, Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 236-259.
- Gulisano, C.A., S.A. Minniti, G.C. Rossi y H.J. Villar, 1996, Hydrocarbons related to Early Cretaceous source rocks, reservoir and seals, trapped in the northwestern Neuquen Basin, Argentina. Second International Congress and Exhibition of the American Association of Petroleum Geologists and Sociedad Venezolana de Geología, Abstract A48. Caracas, Venezuela.
- Gulisano, C.A y G. Pando, 1981, Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó, Departamento Cullón Curá, provincia del Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino, Actas 3, p. 553-577.
- Hagerman, T., 1933, Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del departamento de Santa Bárbara en la Provincia de Jujuy. Boletín de Informaciones Petroleras, X-107, p. 3-35, Buenos Aires.
- Hallam, A., 1987, Mesozoic marine organic-rich shales, en J. Brooks y A.J. Fleet (eds.), Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication N° 26, p. 251-261, London.
- Hallam, A., 1988, An evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve, en C.K. Wilgus et al. (eds.), Sea-level Changes. An integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 181-193.
- Haller, M.J., O.R. Lapido, A. Lizuain y R.F.N. Page, 1981, El mar Tithono-Neocomiano en la evolución de la Cordillera Norpatagónica, en Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Comité Suramericano del Jurásico y Cretácico, V.1, p. 221-237, Buenos Aires.
- Haq, B.U., J. Hardenbol y P. Vail, 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, p. 1156-1165.
- Hechem, J.J., E.G. Figari y J.F. Homovc, 1994, Secuencias deposicionales en el Neocomiano del Lago Fontana, Chubut, Argentina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca, Año X, N° 39, p. 59-64, Buenos Aires.
- Hechem, J.J., E.G. Figari y E.A. Musacchio, 1987, Cuenca del Golfo de San Jorge. El Hallazgo de la Formación D129 en Superficie: Información Estratigráfica y Paleontológica. Petrotecnia 28 (11), p. 13-15, Buenos Aires.
- Hechem, J.J. y J.F. Homovc, 1987, Jurásico Superior y Cretácico del Nesocratón del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas 3, p. 135-138, Tucumán.
- Hemmer, A., 1935, Geología de los terrenos petrolíferos de Magallanes y las exploraciones realizadas. Boletín Minería 139-149, p. 181-197, Santiago.
- Herbin, J.P., R. Malmaison, F. Magniez-Jannin y C. Muller, 1986, Mesozoic organic rich sediments in the South Atlantic: Distribution in Time and Space. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, Heft 60, p. 71-97, Hamburg.
- Herbin, J.P., C. Muller, P.C. de Graciansky, T. Jacquin, F. Magniez-Jannin y P. Unternehr. 1987, Cretaceous Anoxic Events in the South Atlantic. Revista Brasileira de Geociencias. V.17 (2), p. 92-99, Sao Paulo.

- Herbst, R., 1970, Estudio palinológico de Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión (Triásico), Provincias de San Juan – La Rioja. I. Introducción. II. Monoaperturados. *Ameghiniana* VII (3-4), p. 83-97, Buenos Aires.
- Hillebrandt, A.V., 1979, Paleogeografía de los amonites del Lias de la Argentina y áreas vecinas. *Ameghiniana* 16(3-4), p. 239-246.
- Hillebrandt, A.V., P. Smith, G.E.G. Westermann y J.H. Callomon, 1992, Ammonite zones of the circum Pacific region, en G.E.G. Westermann (ed.), *The Jurassic of the circum Pacific*. 4. Biochronology. Cambridge University Press, p. 247-272.
- Hinterwimmer, G.A., V.E. Meissinger y L.A. Soave, 1984, Análisis de facies, porosidad y diagénesis de una secuencia de playa -Formación Springhill- en el sondeo Puesto Barros, Provincia de Santa Cruz. Octavo Congreso Geológico Argentino, Actas V, p. 136-145, Buenos Aires.
- Irwin, M.L., 1965, General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, V.49, p.445-459, Tulsa.
- Isaackson, P.E. y E. Diaz Martinez, 1995, Evidence for Middle-Late Paleozoic Foreland Basin and significant Paleolatitudinal shift, Central Andes. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62, p. 501-509.
- Jalfin, G.A. y E.S. Bellosi, 1986, Arquitectura de los cuerpos conglomerádicos de la Formación Rio Mendoza, Cerro Manantial (Mendoza) Cuenca Triásica mendocina - sanjuanina. Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos, p. 165-168, La Plata.
- Jordan, T. y A. Ortiz, 1987, Tiempo de generación del petróleo en Mendoza Norte. X° Congreso Geológico Argentino (Tucumán), Actas II, p. 271-276, San Miguel de Tucumán.
- Katz, H.R., 1963, Revision of Cretaceous Stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V.47(3), p. 506-524, Tulsa.
- Kay Mahllburg, S., 1993, Late Paleozoic tectonic in Southern South America: A global perspective. 12th Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifere Permian, 1, p. 109-122.
- Kelly, J.G., 1978, Yacimientos de hidrocarburos. Sépt. Congreso Geológico Argentino, Relatorio, p. 265-288.
- Kelts, K., 1988, Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks- An introduction, en A.J. Fleet, K. Kelts y M.R. Talbot (eds.), *Lacustrine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication 40, p. 3-26.
- Kielbowicz de Stach, A. y G. Angelozzi, 1984, Microfósiles calcáreos de la Formación Yacoraite en la subcuenca Lomas de Olmedo, Prov. de Salta. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas IV, p. 508-522, Buenos Aires.
- Klemme, H.D. y G.F. Ulmishek, 1991, Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 75 (12), p. 1809-1851, Tulsa.
- Kokogian, D.A. y D.A. Boggetti, 1986, Estratigrafía y ambientes de sedimentación de los depósitos triásicos de la localidad de Potrerillos, Mendoza. Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos, p.161-164, La Plata.
- Kokogian, D.A., D.A. Boggetti y G.A. Rebay, 1989, Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. 1er. Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata) 2, p. 649-674, Buenos Aires.

- Kokogian, D.A., F. Fernandez Seveso y A. Mosquera, 1993, Las secuencias sedimentarias triásicas, en V.A. Ramos (ed.), Relatorio, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). Geología y Recursos Naturales de Mendoza I (7), p. 65-78.
- Kokogian, D.A. y O.H. Mancilla, 1989, Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana, en G. Chebli y L. Spallietti (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6, p. 169-201, San Miguel de Tucumán.
- Labayen, I., y C. Nakayama, 1982, Comprobación de capacidad oleogénica en sedimentitas "Pre-Mendocianas" del sur de Mendoza. Dpto. Malargüe. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Exploración, Trabajos Técnicos, p. 161-170.
- Laffitte, G.A., 1987, Anomalías en los valores de reflectancia de la vitrinita en la Cuenca Cuyana. Séptimo Simposio Argentino Paleobotánica y Palinología, Actas, p. 167-170, Buenos Aires.
- Laffitte, G.A., W.E. Arias y R.V. Marinelli, 1986, Caracterización térmica de la F. Springhil, Cuenca Austral. Relación con el entrapamiento de los hidrocarburos. ARPEL, LX Reunión Anual de Expertos, 15 p., Buenos Aires.
- Laffitte G.A., S. Del Vó, E. Aguilera, V. Goitía, G. Rebay y D. Lanussol, 1998, The Petroleum Systems of the Boomerang Area, Bolivia. American Association of Petroleum Geologists, International Conference and Exhibition, Ext. Abstr., p. 450-451, Rio de Janeiro.
- Laffitte, G.A. y H.J. Villar, 1982, Poder reflector de la vitrinita y madurez térmica: aplicación en el sector NO de la Cuenca del Golfo San Jorge. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, p.171-182, Buenos Aires.
- Lawver, L.A., J.Y. Royer, D.T. Sandwell y C.R. Scotese, 1991, Evolution of the Atlantic Continental Margins, en M.R.A.Thompson, J.A.Crane y J.W.Thompson (eds.), Geological evolution of the Antarctica. Cambridge University Press, p. 533-539, Cambridge.
- Leanza, H., 1973, Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú. Provincia del Neuquén, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXVIII (2), p. 97-132.
- Leanza, H., 1981, The Jurassic-Cretaceous boundary beds in west-central Argentina and their ammonite zones. Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh 161, p. 62-92.
- Legarreta, L. 1985, Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina.
- Legarreta, L. 1991, Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. Sedimentary Geology 70, p. 209-240.
- Legarreta, L. y E. Kozlowski, 1981, Estratigrafía y sedimentología de la F. Chachao. Provincia de Mendoza. VIII° Congreso Geológico Argentino Actas II, p. 521-534, Buenos Aires.
- Legarreta, L., E. Kozlowski y A. Boll, 1981, Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito surmendocino de la Cuenca Neuquina. VIII° Congreso Geológico Argentino Actas III, p. 389-409, Buenos Aires.

- Legarreta, L. y D.A. Kokogian, 1986, Carácter regional e interregional de las discontinuidades intratriásicas. Cuencas de Ischigualasto – Villa Unión, Las Salinas y Cuyana. Secuencias deposicionales. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), Buenos Aires.
- Legarreta, L. y C.A. Gulisano, 1989, Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina. (Triásico superior-Terciario Inferior). Argentina. X° Congreso Geológico Argentino, Simposio Cuencas Sedimentarias Argentinas, p. 221-243, Tucumán.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana, 1991, Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill. Central Argentine Andes, en McDonald, D.I.M. (ed.), Sea level changes at active plate margins. International Association of Sedimentology, Special Publication 12, p. 429-450.
- Legarreta, L., D.A. Kokogian y D.A. Dellape. 1992, Estructuración terciaria de la Cuenca Cuyana: Cuánto de inversión tectónica?: Asociación Geológica Argentina, Revista, XLVII (1), p. 83-86, Buenos Aires.
- Legarreta, L., C.A. Gulisano y M.A. Uliana, 1993, Las Secuencias Sedimentarias Jurásico-cretácicas, en: V.A. Ramos (ed.), Relatorio del XII° Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Geología y Recursos Naturales de Mendoza, p. 87-114.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana, 1996-a, The Jurassic Succession in West-central Argentina: Stratal Patterns, Sequences and Paleogeographic Evolution. Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology 120, p. 303-330.
- Legarreta, L. y M.A. Uliana, 1996-b, La sucesión jurásica en el centro-oeste de Argentina: arreglo estratigráfico, secuencias y evolución paleogeográfica. Boletín Informaciones Petroleras, Tercera Epoca, Marzo - Año 12, 45, p. 66-78, YPF, Buenos Aires.
- Legarreta, L., C.A. Gulisano, I. Orchueta y S.A. Minniti, 1996, Petroleum System Characterization and Timing in the Neuquén Basin (Triassic-Tertiary), West-central Andes. Argentina. Second International Congress and Exhibition of the American Association of Petroleum Geologists and Sociedad Venezolana de Geología, Abstract A46, Caracas, Venezuela.
- Lesta, P.J. y R. Ferello, 1972, Región extraandina del Chubut y norte de Santa Cruz, en A.F. Leanza (ed.), Geología Regional Argentina, p. 601-653, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P.J., R. Ferello y G. Chebli, 1980, Chubut extraandino, en J.C.M. Turner (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, II, p. 1307-1387, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Llambias, E.J. y A.M. Sato, 1990, El Batolito de Colanguil (29- 31° S) Cordillera Frontal de Argentina: Estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17 (1), p. 99-108, Santiago.
- Lluch, J.J., 1978, Sedimentología del Triásico en el área de Papagayos – Divisadero Largo, Provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Argentina de Minería, Petrología y Sedimentología, 2 (3-4), p. 93-116, Buenos Aires.
- Lopez Gamundi, O.R. y R.A. Astini, 1992, Caracterización de facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar-Agua de los Pajaritos, Provincia de San Juan, Argentina. IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas III, p. 97-104, La Plata.
- Lopez Pugliesi, M. y M. Suarez Riglos, 1983, Paleobatimetría de las zonas de: Proboscidina, Scaphio-coelia y Rensselaria. Revista Técnica de YPF, V. IX (1-4), p. 12-25.

- Loutit, T.S., J. HardenboL y P. Vail, 1988, Condensed sections: the key to age determinations and correlations of continental margins sequences, en S. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St C. Kendall, H.W. Posamentier, CA. Ross y J.C. van Wagoner (eds.), Sea level changes: An integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 183-213.
- Ludwig, W.J. y Shipboard Scientific Party, 1983, Site 511. Deep Sea Drilling Projects, Initial Reports, Leg 71, p. 21-51.
- Macellari, C.E., 1987, Tendencias regionales y ciclos deposicionales en el Cretácico del oeste de Sudamérica. Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas III, p. 163-166, Tucumán.
- Macellari, C.E., 1988, Cretaceous paleogeography and depositional cycles of Western South America. Journal of South American Earth Sciences V.I (4), p. 373-418.
- Macellari, C.E. y T.J. de Vries, 1987, Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology, 59, p. 279-292.
- Malizia, D.C., A. Mosquera, A. Fernie, L. Gagnon y S. Valente, 1986, Controles estructurales sobre la sedimentación de *rif*t en la formación Yacoraite, subcuenca Lomas de Olmedo, Cuenca Noroeste. Boletín de Informaciones Petroleras, Año XII, N°46, p. 86-96. Bs As.
- Malumian, N., 1979, Aspectos paleoecológicos de los foraminíferos del Cretácico de la Cuenca Austral. Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista, XV (1-2), p. 149-160, Buenos Aires.
- Malumian, N. y V. Masiuk, 1973, Asociaciones foraminíferológicas de la República Argentina Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas V, p. 433-453, Buenos Aires.
- Marchese, H., 1971, Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXVI (3), p. 343-410, Buenos Aires.
- Marinelli, R.V., 1982, Distribución de los campos productores de hidrocarburos en el área de plataforma de Cuenca Austral: Su relación con antiguas líneas de costa. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Exploración, p. 209-216, Buenos Aires.
- Marquillas, R.A., 1986, Ambiente de depósito de la Formación Yacoraite (Grupo Salta, Cretácico-Eocénico), Norte Argentino. PICG - Proyecto 242 Cretácico de America Latina, 1er Simposio, p. 157-173, La Paz.
- Marquillas, R.A. y J.A. Salfity, 1988, Tectonic framework and correlations of the Cretaceous-Eocene Salta Group, Argentina, en Bahlburg, H., Ch. Breitreutz y P. Giese (eds.), The Southern Central Andes, Lecture notes in Earth Sciences 17, p. 119-136, Springer-Verlag, Berlin.
- Marquillas, R.A. y C. Del Papa, 1993, Las calizas estromatolíticas del Cretácico-Terciario del norte argentino. Doceavo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 263-273, Buenos Aires.
- Masiuk, V. y F.J. Viña, 1979, Bioestratigrafía del subsuelo en el área sudoccidental de Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras, Año VI, N° 18: 70-113, Buenos Aires.
- Matthews, R.K., 1974, Dynamic Stratigraphy. Prentice-Hall Inc., 370 p., New Jersey.
- Mazzoni, M., L. Spalletti, A.M. Iñíguez Rodríguez y M. Teruggi, 1981, El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián, pcia de Santa Cruz. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas III, p. 485-507, Buenos Aires.

- Mendez, I. y M.C. Viviers, 1973, Estudio micropaleontológico de sedimentitas de la Formación Yacoraite (provincias de Salta y Jujuy) Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas III, p. 467-470, Buenos Aires.
- Miller, M., D. LanussoL y R.V. Marinelli, 1982, Paleoambiente de depositación de la Formación Springhill en el yacimiento Canadón Salto - Cuenca Austral - Provincia de Santa Cruz. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Exploración, p. 231-245, Buenos Aires.
- Mingramm, A.R.G., A. Russo, A. Pozzo y L.B. Cazau, 1979, Sierras Subandinas, en J.C.M. Turner (ed.), Segundo simposio de Geología Regional Argentina, V.I, p. 95-137, Córdoba.
- Mitchum, R.M. y M.A. Uliana, 1982, Estratigrafía sísmica de las formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. Actas del Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Petróleo y Gas, Conferencias, p. 439-484.
- Mitchum R.M. y M.A. Uliana, 1988, Regional seismic analysis of Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate depositional sequences, Neuquén Basin-Argentina, en A.W. Bally (ed.), Atlas of seismic stratigraphy, American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 2, p. 206-211.
- Mohriak, W.U, M.R. Mello, J.F. Dewey y J.R. Maxwell, 1990, Petroleum Geology of the Campos Basin, offshore Brazil, en J. Brooks (ed.), Classic Petroleum Provinces. Geological Society Special Publication N° 50, p. 119-141, London.
- Moneta, A., J. Baraldo, M. Lanzilotta y H. Cisneros, 1993, Los basaltos del borde oriental de la Cuenca de Ischigualasto y su posición estratigráfica. Décimosegundo Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 71-177, Buenos Aires.
- Moreno, J.A., 1970, Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXV (1), p. 9-44, Buenos Aires.
- Moretti, I., 1997, Maturation and migration of hydrocarbons: South and central Sub Andean Zone of Bolivia. Oil and Gas Exploration and Production in Fold and Thrust belts, American Association of Petroleum Geologists, Research Symposium, p. 1-5, Veracruz.
- Moretti I., E. Díaz Martínez, G. Montemurro, E. Aguilera y M. Pérez, 1994, Las rocas madre de Bolivia y su potencial petrolífero: Subandino-Madre de Dios-Chaco. Revista Técnica de YPF, 15 (3-4), p. 293-317, Cochabamba.
- Moretti, I., P. Baby, E. Mendez y D. Zubieta, 1997, Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean Zone from 18 to 22° S, Bolivia. Petroleum Geoscience 2, p.17-28.
- Moroni, A.M., 1982, Correlación palinológica en las formaciones Olmedo y Yacoraite, Cuenca del Noroeste Argentino. Tercer Congreso Geológico Chileno, Actas III, p. 339-349, Concepción.
- Mpodozis, C. y V. Ramos, 1989, The Andes of Chile and Argentina, en G.E. Eriksen, M.T. Canas Pinochet, y J.A. Rienemund (eds.), Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Series, V. II, p. 59-89, Houston.
- Mpodozis, C. y S.M. Kay, 1990, Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28-31° S. Revista Geológica de Chile 17 (2), p. 153-180, Santiago.

- Murris, R.J., 1980, Hydrocarbon Habitat of the Middle East, en A.D.Miall (ed.), Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 765-800, Alberta.
- Musacchio, E.A., 1972, Charophytas de la Formación Yacoraita en Tres Cruces y Yavi Chico, Jujuy, Argentina. Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista, IX (3), p. 223-237, Buenos Aires.
- Musacchio, E.A., 1981, South America Jurassic and Cretaceous Foraminifera, Ostracoda and Charophyta of Andean and Subandean regions, en W. Volkheimer y E.A. Musacchio (eds.), Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Com. Sudam. Jurásico-Cretácico, II, p. 461-498.
- Musacchio, E., 1989, Biostratigraphy of the Non-Marine Cretaceous of Argentina based on calcareous microfossils, en J.Wiedmann (ed.), Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd. International Cretaceous Symposium, Tubingen 1987, p. 811-850, E. Schweizerbartasche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Musacchio, E., y G.A. Chebli, 1975, Ostrácodos no marinos y carófitas del Cretácico Inferior en las provincias de Chubut y Neuquén, Argentina, Ameghiniana, v.12, p. 70-96.
- Mutti, E., C.A. Gulisano y L. Legarreta, 1994, Anomalous Systems Tracts Stacking Pattern within Third-Order Depositional Sequences (Jurassic-Cretaceous Back-arc Neuquén Basin Argentine Andes). Second High-Resolution Sequence Stratigraphy Conference, p. 137-143, Tremp, Cataluña, España.
- Natland, M.L., E. Gonzalez, A. Canon y M. Ernst, 1974, A System of stages for Correlation of Magallanes Basin Sediments. Geological Society of America, Memoir 139, 117 p., Boulder.
- Nevistic A., J. Cerdan, G. Laffitte, D. Crivaro, C. Haring y S. Del Vó, 1998, Oil potential in the Malvinas foreland basin. American Association of Petroleum Geologists International Conf. and Exhib., Ext. Abstr., p. 478-479, Río de Janeiro.
- Nullo, E.F., 1983, Descripción geológica de la hoja 45c "Pampa de Agnia", Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 199, 94 p., Buenos Aires.
- Nullo, E.F.y C. Proserpio, 1975, La Formación Taquetrén del Zaino y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, Rep. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXX (2), p. 133-150, Buenos Aires.
- Nurnberg, D. y R.D. Muller, 1991, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. Tectonophysics, V.191, p. 27-53.
- O'connel, S. y W. Wise, 1990, Development of Mesozoic Organic-Rich Sedimentary facies across Southwestern Gondwanaland Margins and Basins. Abstracts American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V.74 (5), p. 732, Tulsa.
- Olsen, P.E., 1986, A 40 Ma lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing. Science v.234, p. 842-848.
- Orchuela, I. y Ploszkiewicz, J.V., 1984, La Cuenca Neuquina, en V.A. Ramos (ed.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro, Noveno Congreso Geológico Argentino, Relatorio, p.163-188.
- Ottone, E.G. y G.B. Garcia, 1991, A Lower Triassic miospore assemblage from the Puesto Viejo Formation, Argentina. Review of Palaeobotany and Palynology 68, p. 217-232, Amsterdam.

- Padula, E.L., E.O. Rolleri, A.R.G. Mingramm, P. Criado Roque, M.A. Flores y B.A. Baldis, 1967, Devonian of Argentina. International Symp. on the Devonian System, Proceedings V.II, p. 165-199, Calgary.
- Page, R. y S. Page, 1991, La asimetría magmática del *rift* atlántico. Decimoprimer Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 339-341, San Juan.
- Palma, M.A., 1991, La evolución tectónica durante el ciclo Famatiniano, en el segmento andino ubicado entre los 24° y 28° de latitud Sur. Decimo Primer Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 343-346, San Juan.
- Palma, R.M., 1984, Interpretación ambiental de las formaciones del límite Cretácico-Terciario en el perfil Esquina Blanca, (Depto. Humahuaca, Prov. de Jujuy). IX^a Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 420-436.
- Pando, G.A., G. Del Vo., G.A. Laffitte y M. Arguijo, 1984, Posibilidades oleogénicas, migración y entrapamiento en las sedimentitas jurásicas (Lías-Dogger) de la región centro-meridional de la Cuenca Neuquina. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas VII, p. 52-67, Buenos Aires.
- Panza, J.L., M.V. Irigoyen y A. Genini, 1994-a, Hoja Geológica 4969-IV, Puerto San Julián. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 211 (Nueva Serie), 77 p., Buenos Aires.
- Panza, J.L., M. Arquez y M. Godeas, 1994-b, Hoja Geológica 4966-I y II, Bahía Laura. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 214, 83 p., Buenos Aires.
- Peroni, G.O., A.G. Hegedus, J. Cerdan, G. Laffitte, L. Legarreta y M.A. Uliana, 1995, Hydrocarbon Accumulation in an Inverted Segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. American Association Petroleum Geologists Memoir 62, p. 403-419, Tulsa.
- Piatnitzky, A., 1937, Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua (Patagonia central). Boletín de Informaciones Petroleras, XIII (259), p.173-185, Buenos Aires.
- Pittion, J .L. y J. Gouadain, 1991, Source-rocks and oil generation in the Austral Basin. Thirteenth World Petroleum Congress. Topic 2, Source-Rock Geology, p. 1-8, John Wiley & Sons Ltd.
- Ploszkiewicz, J.V. y V.A. Ramos, 1977, Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Payaniyeu (Provincia de Chubut). Asociación Geológica Argentina, Revista, XXXII (3), p. 209-226, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J.V., I.A. Orchuela, J.C. Vaillard y R.F. Vignes, 1984, Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul, estructuras asociadas, provincia del Neuquén. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 163-169, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1992, Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca IX (31), p. 2-9, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1993, Interpretación tectónica, en V.A. Ramos (ed.), Relatorio, XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993). Geología y Recursos Naturales de Mendoza, I (19), p. 257-266.
- Ramos, V.A. y M.A. Palma, 1983, Las lutitas pizarreñas fosilíferas del cerro Dedo y su evolución tectónica. Lago La Plata, Prov. del Chubut. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXXVIII (2), p. 148-161, Buenos Aires.
- Rapela, C.W., 1990, El magmatismo gondwánico y la megafractura de Gastre. Onceavo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 113-116, San Juan.
- Rapela, C.W, B. Coira, A. Toselli y J. Saavedra, 1992, El Magmatismo del Paleozoico Inferior en el Su-

- doeste de Gondwana, en J.Gutierrez Marco et al. (eds.), Paleozoico Inferior de Ibero América. Universidad de Extremadura, p. 21-68.
- Regairaz, A.C., 1970, Contribución al conocimiento de las discordancias en el área de las Huayquerías, Mendoza, Argentina. IV° Jornadas Geológicas Argentina (Mendoza 1969), Actas II, 243-254, Buenos Aires.
- Regairaz, A.C. y J.R. Videla, 1967, Nueva concepción acerca de la irregular distribución del petróleo en sedimentos del Víctor Claro, Vacas Muertas y Punto de las Bardas, Mendoza. II° Jornadas Geológicas Argentinas (Salta, 1963), Actas III, p. 285-303, San Miguel de Tucumán.
- Reyes, F.C. y J.A. Salfity, 1973, Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Sub-grupo Pirgua) del noroeste argentino. Quinto Congreso Geológico Argentino, Actas III, p. 355-385, Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., 1976-a, Invertebrate fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia. Neues Jahrb.Geologie Paläont. Abh, 155(2), p. 216-252, Stuttgart.
- Riccardi, A.C., 1976-b, Paleontología y Edad de la Formación Springhill. Primer Congreso Geológico Chileno, Actas 1, p. C41-C56, Santiago.
- Riccardi, A.C., 1977, Berriasian Invertebrate Fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia. Neues Jahrb.Geologie Paläont. Abh., Stuttgart, 155 (2), p. 216-252.
- Riccardi, A.C., 1983, The Jurassic of Argentina and Chile, en M.Moullade y A.E.M.Nairn (eds.), The Phanerozoic Geology of the World II, the Mesozoic, B, p. 201-263, Elsevier, Amsterdam.
- Riccardi, A.C., 1988, The Cretaceous System of Southern South America. Geological Society of America, Memoir 168, 161 p., Boulder.
- Riccardi, A.C, 1991, Significación estratigráfica de la diversidad de los amonites en el Jurásico de la Argentina. Sexto Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Ampliados, p. 149-152.
- Riccardi, A.C, 1992, Estado del conocimiento de la zonación de amonites jurásicos de América del Sur. Correlation of Jurassic Events in South America, First Field Conference, Boletín 1, p. 31-36.
- Riccardi, A.C. y E.O. Roller. 1980, Cordillera Patagónica Austral, en J.C.M. Turner (ed.), Geología Regional Argentina, VII, p. 1173-1305, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Riccardi, A.C., S.E., Damborenea, M.O. Manceñido y S.C. Ballent, 1988, Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. Quinto Congreso Geológico Chileno, Actas II, p. 359-374.
- Riccardi, A.C. y C.A. Gulisano, 1992, Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLV (3-4), p. 346-364.
- Riccardi, A.C., S.E. Damborenea, M.O. Manceñido, R. Scasso, S. Lanes y M.P. Iglesias, 1997, Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista, LII (2), p. 228-234.
- Richards, P.C., R.W. Gatliff, M.F. Quinn, J.P. Williamson y N.G.T. Fannin, 1996, The geological evolution of the Falkland Islands continental shelf, en B.C. Storey, E.C. King, y R.A. Livermore (eds.), Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up. Geological Society Sp. Pub. 108, p. 105-128, London.
- Riggi, J.C., 1969, Rasgos sedimentológicos, paleogeográficos y paleoclimáticos de la sección inferior de la Cuenca Austral, en la zona comprendida entre los pozos SC-1, SC.EM-1 y SC.CB.1 (Santa Cruz). Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, Actas I, p. 509-517, Buenos Aires.

- Riggi, J.C., 1977, La Formación Springhill en el subsuelo de Tierra del Fuego. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXXII (3), p. 176-189, Buenos Aires.
- Robles, D.E., 1982, El desarrollo de la Formación Springhill en la Cuenca de Magallanes. Primer Congreso Nacional de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, Exploración, p. 293-312, Buenos Aires.
- Robles, D.E., 1984, Los depocentros de la Formación Springhill en el norte de Tierra del Fuego. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 449-457, Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. y P. Criado Roque, 1968, La cuenca triásica del norte de Mendoza. III° Jornadas Geológicas Argentina (Comodoro Rivadavia, 1966), Actas I, p. 1-79, Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. y C. Fernández Garrasino, 1979, Comarca septentrional de Mendoza, en J.C.M. Turner (ed.), Segundo Simposio Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias I, p. 771-809, Córdoba.
- Romer, A.S., 1960, Vertebrate-bearing continental triassic strata in Mendoza region, Argentina. Geological Society America Bulletin 71, p. 1279-1294, Boulder.
- Ronchi, D. y G. Angelozzi, 1994, Bioestratigrafía del Cretácico-Terciario en dos pozos ubicados al oeste de la Cuenca Austral. Boletín de Informaciones Petroleras. Junio 1994, p. 65-76, Buenos Aires.
- Ross, C. y J. Ross, 1988, Late Paleozoic transgressive-regressive cycles, en C.K. Wilgus, B. Hastings, H. Posamentier, C. Ross y C. Kendall (eds.), Sea-Level Changes - an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 227-247, Tulsa.
- Rossenfeld, A.V. y W. Volkheimer, 1980, Turbidites and other rhythmic sediments in the Lower Jurassic of the Neuquén Basin (Argentina). Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh., 159(3), p. 379-421.
- Rosso, M.R., I.L. Labayen, G. Laffitte y M. Argüjio, 1987, La generación de hidrocarburos en la Cuenca Cuyana, Argentina. Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas II, p. 267-270, Tucumán.
- Russo, A. y L. Rodrigo, 1965, Estratigrafía y Paleogeografía del Grupo Puca en Bolivia. Instituto Boliviano del Petróleo, Boletín 5, p. 3-4, La Paz.
- Russo, A., R. Ferello y G. Chebli, 1979, Llanura Chaco Pampeana, en J.C.M. Turner (ed.), Geología Regional Argentina, V.I, p. 139-183, Córdoba.
- Russo, A., M.A. Flores y H. Di Benedetto, 1980, Patagonia Austral extra-andina, en J.C.M. Turner (ed.), Geología Regional Argentina, V.II, p. 1431-1462, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Salfity, J.A. y R.A. Marquillas, 1981, Las unidades estratigráficas cretácicas del norte de la Argentina. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico. Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. V.1, p. 303-317, Buenos Aires.
- Scasso, R.A., 1989, La cuenca sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la región sudoccidental del Chubut, en G.A. Chebli y L.B. Spalletti (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, p. 395-417.
- Schaffer, W., 1972, Ecology and Paleoecology of Marine Environments. Univer. Chicago Press, 568 p., Chicago.
- Schiuma, M.A., 1989, Intrusiones del Valle del Río Grande, provincia de Mendoza, su importancia como productores de hidrocarburos. Universidad de La Plata, Tesis Doctoral.
- Sempere, T., 1995, Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, en A.J. Tankard, R. Suárez S., y H.J. Welsink (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 207-230, Tulsa.

- Shaw, A.B., 1964, *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill Book Co., 365 p., New York.
- Siesser, W.G., 1978, Leg 40 results in relation to continental shelf and onshore geology, en H.M.Bolli y W.B.F.Ryan (eds.), *Initial Reports DSDP, V.40*, p. 965-979, U.S. Govt. Printing Office, Washington.
- Sigal, J., N. Grekoff, N.P. Singh, A. Canon y M. Ernst, 1970, Sur l'âge et les affinités "gondwaniennes" des microfaunes (Foraminifères et Ostracodes) malgaches, indiennes et chiliennes au sommet du Jurassique et á la base du Crétacé. *Comptes Rendus Academie Science Paris. - Serie D*, t.271, p. 24-27, Paris.
- Skarmeta, J., 1976, Evolución tectónica y paleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aisén (Chile) durante el Neocomiano. *Primer Congreso Geológico Chileno, Actas I*, p. B1-B15, Santiago.
- Soreghan, M.J. y A.S. Cohen, 1996, Textural and compositional variability across littoral segments of Lake Tanganyika: The effect of asymmetric basin structure on sedimentation in large *rift* lakes. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 80, p. 382-409, Tulsa.
- Spalletti, L.A., A.M. Iñiguez Rodríguez y M. Mazzoni, 1982, Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XXXVII (4), p. 483-485, Buenos Aires.
- Speziale, M.H. y J.L. Ivorra Orts, 1978, Estudio geoquímico orgánico de las formaciones Agrio y Mulichinco (Cretácico Inferior) en muestras de superficie obtenidas en el oeste de la Cuenca Neuquina. *Séptimo Congreso Geológico Argentino, Actas II*, p.177-186.
- Sruoga, P. y M.A. Palma, 1984, La Formación Chon-Aike en su área clásica de afloramientos. *Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas III*, p. 171-184, Buenos Aires.
- Sruoga, P. y M.V. Yrigoyen, 1987, Geología y descripción de los depósitos ignimbríticos jurásicos en el gran bajo de San Julián, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Décimo Congreso Geológico Argentino, Actas II*, p. 51-54, Tucumán.
- Starck, D., 1995, Silurian-Jurassic Stratigraphy and Basin Evolution of Northwestern Argentina, en A.J.Tankard, R.Suárez S., y H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62*, p. 207-230, Tulsa.
- Starck, D., E. Gallardo y A. Schultz, 1992-a, La Cuenca de Tarija: Estratigrafía de la porción argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca*, v.29, p. 2-11, Buenos Aires.
- Starck, D., E. Gallardo y A. Schultz, 1992-b, La discordancia precarbónica en la porción argentina de la cuenca de Tarija. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Marzo 1992, p. 2-11, Buenos Aires.
- Starck, D., E. Gallardo y A. Shultz, 1993, The pre-Carboniferous unconformity in the Argentine portion of the Tarija basin. *XII International Congress on Carboniferous-Permian, Comptes Rendus*, v.2, p. 373-384, Buenos Aires.
- Stipanivic, P.N., 1949, La Serie de Llantenis en Mendoza Sur, su edad y sus niveles plantíferos. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, IV (3), p. 218-234.
- Stipanivic, P.N., 1969, Las sucesiones triásicas argentinas, en la estratigrafía del Gondwana. *Coloquio de la U.I.C.G. (Mar del Plata, 1967)*, UNESCO, p. 1121-1149, París.
- Stipanivic, P.N., 1979, El Triásico del Valle del Río de Los Patos (San Juan), en J.M.C. Turner (ed.), *II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias I*, p. 695-744, Córdoba.

- Stipanivic, P.N., 1983, The Triassic of Argentina and Chile, en M. Moullade y A.E.M. Nairn (eds.), The Phanerozoic Geology of the World II The Mesozoic, B, p. 181-199, Elsevier, Amsterdam.
- Stipanivic, P.N. y O.A. Reig, 1957, El Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana, I, p. 185-230, Tucumán.
- Stipanivic, P.N., F. Rodrigo, O. Baulies y C. Martinez, 1968, Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes. Asociación Geológica Argentina, Revista, XXIII (2), p. 67-98, Buenos Aires.
- Stipanivic, P.N. y M.I.R. Bonetti, 1969, Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos, en La Estratigrafía del Gondwana. Coloquio de la U.I.C.G. UNESCO, p. 1081-1120.
- Stipanivic, P.N. y M.I.R. Bonetti, 1970, Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas (II). Ameghiniana VII (2), p. 106-116, Buenos Aires.
- Stipanivic, P.N. y J. Bonaparte, 1979, Cuenca triásica de Ischigualasto – Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan), en J.C.M. Turner (ed.), II° Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias I, p. 523-575, Córdoba.
- Storey, B.C. y T. Alabaster, 1991, Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models: evidence from proto-Pacific margin of Antarctica. Tectonics, V.10, p. 1274-1288.
- Storey, B.C., T. Alabaster, M.J. Hole, R.J. Pankhurst y H.E. Wever, 1992, Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica, en B.C.Storey, T.Alabaster, y R.J.Pankhurst (eds.), Magmatism and the causes of continental break-up, Geological Society Special Publication N° 68, p. 149-163, London.
- Stow, D.A.V., 1987, South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposition, en J.Brooks y A.J.Fleet (eds.), Marine Petroleum Source Rocks. Geological Society Special Publication N° 26, p. 287-299, London.
- Suarez, M. y T.H. Pettigrew, 1976, An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. Geological Magazine, p. 305-328.
- Suero, T., 1939, Sobre la tectónica del Jurásico Superior y del Supracretácico en los alrededores del Cerro Lotena (Gob. del Neuquén). Universidad Nacional de La Plata, tesis Doctoral.
- Suero, T., 1951, Descripción geológica de la Hoja 36c, Cerro Lotena (Neuquén). Dirección Nacional Minería, Boletín 76, Buenos Aires.
- Sylwan, C., H.J. Villar y W.G Dow, 1998, Neocomian source beds, future exploration play in the South Flank of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists International Conf. and Exhib., Ext. Abstr., p. 456-457, Río de Janeiro.
- Talbot, M.R., 1988, The origin of the lacustrine source rocks-Evidence from the lakes of tropical Africa, en A.J. Fleet, K. Kelts y M.R. Talbot (eds.), Lacustrine petroleum source rock. Geological Society Special Publication 40, p. 29-43.
- Talbot, M.R. y K. Kelts, 1989, The Phanerozoic record of lacustrine basins and their environmental signals. Paleogeography, Paleoclimatology Paleocology v.70, p. 1-304.
- Tankard, A.J., M.P.A. Jackson, K.A. Eriksson, D.K. Hobday, D.R. Hunter y W.E.L. Minter, 1982, Crustal Evolution of Southern Africa. Springer-Verlag, 502 p., Berlin.

- Tankard, A.J., M.A. Uliana, H.J. Welsink, V.A. Ramos, M. Turic, A.B. Franca, E.J. Milani, B.B. de Britoneves, N. Eyles, J. Skarmeta, H. Santa Ana, F. Wiens, M. Cibian, O. Lopez Paulsen, G.J.B. Germs, M.J. De Wit, T. Machacha y R.McG. Miller, 1995, Structural and Tectonic Controls of Basin Evolution in Southwestern Gondwana During the Phanerozoic, en A.J. Tankard, R. Suárez S., y H.J. Welsink (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 5-52, Tulsa.
- Tasch, P. y W. Volkheimer, 1970, Jurassic conchostracans from Patagonia. *Kansas University Paleontological Contributions, Paper 50*, p. 1-23, Lawrence, Kansas.
- Thomas, C.R., 1949, Geology and Petroleum Explorations in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V.33 (9), p. 1553-1578, Tulsa.
- Thompson, R.W., 1977, Mesozoic sedimentation on the eastern Falkland Plateau, en P.F. Barker, I.W.D. Dalziel et al (eds.), *Initial Reports of the DSDP*, 36, p. 877-892, US Government Printing Office, Washington.
- Tissot, B., 1979, Effects on prolific petroleum source rocks and major coal deposits caused by sea-level changes, *Nature*, V.277, p. 463-465.
- Tissot, B., G. Demaison, P. Masson, J.R. Delteil y A. Combaz, 1980- Paleoenvironment and Petroleum Potential of Middle Cretaceous Black Shales in Atlantic Basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* V.64 (11), p. 2051-2063, Tulsa.
- Turner, J.C.M. y R. Mon, 1979, Cordillera Oriental, en J.C.M. Turner (ed.), *Segundo simposio de Geología Regional Argentina*, V.I, p. 57-93, Córdoba.
- Ugarte, F.R., 1966, La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia meridional. *Universidad de la Patagonia San Juan Bosco, Ciencias Geológicas*, V.2, p. 37-68, Comodoro Rivadavia.
- Uliana, M.A., D. Dellape y G. Pando, 1977, Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico Inferior, Provincia de Neuquén y Mendoza. *Petrotecnia*, 16 (1-2), p. 31-46 y (3), p. 25-33, Buenos Aires.
- Uliana, M.A., K.T. Biddle, D. Phelps y D. Gust, 1985, Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicas en el extremo meridional de Sudamérica. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XL (3-4), p. 321-253, Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y K.T. Biddle, 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, v.18, p. 172-190, Sao Paulo.
- Uliana, M.A., K.T. Biddle y J.J. Cerdan, 1989, Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins, en A.J. Tankard y H.R. Balkwill (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margin*. *American Association Petroleum Geologists Memoir* 46, p. 599-613, Tulsa.
- Uliana, M.A. y L. Legarreta, 1993, Hydrocarbon Habitat in a Triassic-Cretaceous Sub-Andean setting, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16 (4), p. 397-420.
- Uliana, M.A., M.E. Arteaga, L. Legarreta, J.J. Cerdan, y G.O. Peroni, 1995, Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina, en J.G. Buchanan y P.G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*, *Geological Society Special Publication* 88, p. 211-234.

- Urien, C.M. y J.J. Zambrano, 1973, The geology of the basins of the Argentine continental shelf and Malvinas Plateau, en A.E.M. Nairn y F.G. Stehli (eds.), *The Ocean Basins and Margins*, v.1, The South Atlantic, p. 135-170.
- Urien, C.M. y J.J. Zambrano, 1994, Petroleum Systems in the Neuquén Basin, Argentina, en L.B. Magoon y W.G. Dow (eds.), *The Petroleum System - from source to trap*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 60, p. 513-534, Tulsa.
- Vakhrameev, V.A., 1981, Pollen Classopollis, indicator of Jurassic and Cretaceous climates. *The Paleobotanist*, V.28, p. 301-307.
- Van Nieuwenhuise, D.S. y A.R. Ormiston, 1989, A model for the origin of source-rich lacustrine facies, San Jorge Basin, Argentina. Primer Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, Tomo 2, p. 853-884.
- Veevers, J.J., 1989, Middle/Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly, *Geology*, v.17, p. 784-787.
- Veevers, J.J. y C. McA. Powell, 1994, Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts along the Panthalassan Margin of Gondwanaland. *Geological Society of America. Memoir* 184.
- Vergani, G.D., A.J. Tankard, H.J. Belotti y H.J. Welink, 1995, Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 62, p. 383-402, Tulsa.
- Vicente, J.C., 1975, Essai d'organisation paléogéographique et structurale du Paléozoïque des Andes Méridionales. *Geologische Rundschau* 64 (2), p. 343-394, Stuttgart.
- Villar H.J. y G.A. Laffitte, 1988, Composición petrográfica y generación de hidrocarburos en la Cuenca Cuyana (Triásico), Argentina. Presentación oral en: Primer Congreso Latinoamericano de Geología Orgánica, Resúmenes, p. 17, nov. 1988, Petrobrás, Río de Janeiro.
- Villar H.J. y W. Püttmann, 1990, Geochemical characteristics of crude oils from the Cuyo Basin, Argentina, en Durand B. y F. Behar (eds.), *Advances in Organic Geochemistry 1989*, *Organic Geochemistry* 16, p. 511-519, Pergamon Press.
- Villar H.J., W. Püttmann y O. López Gamundi, 1991, Characterization of kerogen from Triassic oil shales of the Calingasta Valley, Cuyo Basin, Argentina. 15th International Meeting on Organic Geochemistry sept. 16-21, p. 171-172, Manchester.
- Villar, H.J. y H.A. Arbe, 1992, Oil Generation in the Esperanza Area, Austral Basin, Argentina, en Mello M.R. y L.A.F. Trindade (eds.), *Third Latin American Congress Organic Geochemistry*, Extended abstracts, p. 150-153, Manaus.
- Villar, H.J., C. Barcat, S. Talukdar y W. Dow, 1993, Facies generadora de hidrocarburos, correlación petróleo-roca madre y sistema petrolero en el área sudoriental del Engolfamiento Neuquino. Doceavo Congreso Geológico Argentino, Actas I, p. 382-394, Buenos Aires.
- Villar H.J. y S.C. Talukdar, 1994, The Vaca Muerta-Sierras Blancas (!) petroleum system in the southeastern area of the Neuquén Embayment, Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Research Conference - Geologic Aspects of Petroleum Systems*, p. 1-6, México.
- Villar, H.J., C. Sylwan, A. Gutiérrez Pleimling, M. Miller, J.R. Castaño y W.G. Dow, 1996, Formación de petróleos pesados a partir de procesos de biodegradación y mezcla en el sistema petrolero Pozo D-129-Cañadón Seco, Flanco Sur de la Cuenca

- del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. Treceavo Congreso Geológico Argentino y Tercer Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas I, p. 223-242, Buenos Aires.
- Villar, H.J., G.A. Laffitte y L. Legarreta, 1998, The source rocks of the Mesozoic Petroleum Systems of Argentina: a comparative overview on their geochemistry, paleoenvironments and hydrocarbon generation patterns. International Congress and Exhibition of the American Association of Petroleum Geologists and The Brazilian Association of Petroleum geologists, Abstracts, p.186-187, Rio de Janeiro.
- Villar, L.M., E.I. Donnari y N.J. Page, 1991, Presencia de platinoideos en la franja máfico - ultra máfica de la Cordillera Frontal de Mendoza. Su significado. VI° Congreso Geológico Chileno, Actas I, p. 688-692, Santiago.
- Vistalli, M.C., 1989, La Cuenca Siluro Devónica del Noroeste, en G.A.Chebli y L.B.Spalletti (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, p. 19-41, Tucumán.
- Wavrek, D.A., M.E. Lara, G.A. Laffitte, S. Del Vo, J.W. Collister, J.C. Quick, R.B. Allen, D.M. Jarvie y H.E. Hollowell, 1996, Petroleum systems charged by the Vaca Muerta (Tithonian) Formation: Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists International Conference and Exhibition, Abstracts 57, Caracas, Venezuela.
- Weaver, Ch, 1931, Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west-central Argentina. Memoir University of Washington, V.I, Seattle.
- Westermann, G.E.G., 1993, Global bio-events in the mid-Jurassic ammonites controlled by seaways, en M.R. House (ed.), The Ammonoidea Environment, Ecology, and Evolutionary Change. Syst. Assoc. Spéc. Vol., 47, p. 187-236.
- Westermann, G.E.G. y A.C. Riccardi, 1985, Middle Jurassic ammonite evolution in the Andean Province and emigration to Tethys. Lecture Notes Earth Sciences, 1, p. 6-34.
- White, N. y D. MC Kenzie, 1988, Formation of the "steer's head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle. Geology, V.16, p. 250-253.
- Whitham, A.G., 1993, Facies and depositional processes in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence, Antarctica. Sedimentology, V. 40, p. 331-349.
- Wiens, F., 1995, Phanerozoic Tectonics and Sedimentation in the Chaco Basin of Paraguay, with comments on hydrocarbon potential, en A.J. Tankard, R.Suárez S., y H.J. Welsink (eds.), Petroleum Basins of South America, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 185-205, Tulsa.
- Wignall, P.B., 1991, Model for transgressive black shales?. Geology v.19, p. 167-170.
- Willner, A.P., U.S. Lottner y H. Miller, 1987, Early Paleozoic Structural Development In The NW Argentine Basement Of The Andes And Its Implications For Geodynamic Reconstructions, en G.D.McKenzie (ed.), Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophysical Union Monograph 40, p. 229-239, Washington, D.C.
- Wilson, T.J., 1983, Stratigraphic and structural evolution of the Ultima Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes, Southern Chile. Ph.D.Thesis. Columbia University, 360 p.
- Wise, S.W., P.D. Ciesielsky y D.T. Mac Kenzie, 1977, Paleontologic and paleoenvironmental synthesis for the southwest Atlantic Ocean basin based on Jurassic to Recent faunas and floras from the Falkland Plateau. 1977 Symposium on Antarctic Geology/Geophysics. Madison.

- Volkheimer, W., 1969, Paleoclimatic evolution in Argentina and relations with other regions of Gondwana. *Earth Science 2. Gondwana Stratigraphy. UGS Symposium*, p. 551-587, UNESCO, Paris.
- Volkheimer, W., 1969, Esporas y granos de polen del Jurásico del Neuquén (República Argentina). II Asociaciones microflorísticas, aspectos paleoecológicos y paleoclima. *Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista*, VI (2), p. 127-145, Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1972, Estudio palinológico de un carbón caloviano de Neuquén y consideraciones sobre los paleoclimas jurásicos de la Argentina. *Museo de La Plata, Revista (n.s.) Paleontología*, V.40, p.101-157.
- Volkheimer, W., 1978, Microfloras Fósiles. *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, Séptimo Congreso Geológico Argentino, Relatorio, p. 193-207.
- Yllañez, E.A., J.P. Di Lena y H.G. Marchese, 1989, Evaluación geoquímica de petróleos y rocas generadoras en la cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. *Primer Congreso Nacional de Exploración de hidrocarburos*. Tomo 2, p. 1127-1157, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1969, Problemas estratigráficos del Terciario de Argentina. *Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, Revista*, IV (4), p. 315-329, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1979, Cordillera Principal. En J.C.M. Turner (ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional, Academia Nacional de Ciencias I*, p. 651-694, Córdoba.
- Yrigoyen, M.R., 1989, Cuenca Malvinas, en G.A.Chebli y L.A.Spalletti (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Universidad Nacional de Tucumán. Serie *Correlación Geológica N° 6*, p. 481-491, Tucumán.
- Yrigoyen, M.R., 1991, Hydrocarbon resources of Argentina. *Petrotecnica, Año XXII, Número Especial*, Octubre 1991, 38-54, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R. y L.E. Stover, 1970, La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *IV° Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza, 1969)*, Actas II, p. 427-447, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., A. Ortiz y R. Manoni, 1989, Cuencas sedimentarias de San Luis, en G.A. Chebli y L.A. Spalletti (eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, *Correlación Geológica Serie 6*, p. 203-220, San Miguel de Tucumán.
- Zavala, C.A., 1992, Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina Suroccidental. *Correlation of Jurassic Events in South America, First Field Conference*, Boletín 1, p. 42-45.
- Zavattieri, A.M. y O.H. Papu, 1993, Microfloras Mesozoicas, en V.A. Ramos (ed.), *XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza, 1993)* *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio, II (9)*, p. 309-316.
- Zimmerman, H.B., A. Boersma y F.W. Mc Coy, 1987, Carbonaceous sediments and palaeoenvironment of the Cretaceous South Atlantic Ocean, en J.Brooks y A.J. Fleet (eds.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication n°26, p. 271-286, London.
- Zumberge, J.E., 1993, Organic geochemistry of the Estancia Vieja Oils, Rio Negro Block. *Correlation with other Neuquen Basin, Argentina, Oils*, en M.H. Engel y S.A. Macko (eds.), *Organic Geochemistry*. Plenum Press, p. 461-471, New York.