

## CAPITULO I-9

## LAS SECUENCIAS SEDIMENTARIAS JURASICO-CRETACICAS

ESTANTEPIA CONGRESOS.

LEONARDO LEGARRETA<sup>1</sup>, CARLOS A. GULISANO<sup>2</sup> Y MIGUEL A. ULIANA<sup>1</sup><sup>1</sup> ASTRA C.A.P.S.A.<sup>2</sup> Petrolera San Jorge S.A.

## INTRODUCCION

Los depósitos sedimentarios del Jurásico y Cretácico mendocino cubren un área superior a los 75.000 Km<sup>2</sup>, con espesores locales que oscilan entre unas pocas decenas de metros y potencias cercanas a los 5 Km. El nivel de conocimiento estratigráfico sobre esta importante masa de sedimentos es por distintas causas dispar. Las series marinas y continentales cercanas a Malargüe en el extremo sur de la provincia, son sin duda las más intensamente reconocidas en razón de su importancia como portadoras de recursos minerales. La existencia de las sucesiones de alta Cordillera que se encuentra en el ambiente del río Tunuyán y del cerro Aconcagua, es conocida desde el siglo pasado, sin embargo el detalle fino de su estratigrafía permanece largamente ignorado debido a su ubicación remota y poco accesible. Por último, la presencia de estratos jurásico-cretácicos en varias de las cuencas extrandinas sólo fue reconocida en las últimas décadas. Hallándose casi exclusivamente confinadas al dominio de subsuelo, estas acumulaciones han sido muy poco estudiadas.

Atendiendo a los fines del presente relatorio, nuestra contribución intenta proporcionar una visión de conjunto que puntualice los cambios mayores en los sistemas deposicionales dominantes, e ilustre la dinámica de relleno sedimentario a escala regional. A los efectos de

este tipo de abordaje, y allí donde resulta posible con la información a mano, se utilizó un armazón estratigráfico formulado según los principios de la Estratigrafía Secuencial. Sin embargo, en varias de las figuras se ha señalado la correspondencia aproximada con las unidades convencionales de mapeo, con el objeto de vincular los esquemas que aquí se presentan con la información contenida en trabajos previos realizados bajo distinto marco conceptual.

Como consecuencia de la disparidad en el conocimiento arriba señalada, se estimó conveniente realizar un tratamiento separado. La primera y más voluminosa parte del escrito fue dedicada a la consideración de los depósitos del área cordillerana y su adyacencia inmediata. En la segunda y última se analiza en forma resumida la índole de las acumulaciones contenidas en las cuencas del sector extrandino de la provincia (Cuencas Cuyana, Alvear, Los Tordillos y Beazley).

## JURASICO Y CRETACICO DE LA CUENCA ANDINA

## Antecedentes

Aunque los estudios que tratan la estratigrafía del Jurásico-Cretácico mendocinos son realmente numerosos, sólo mencionaremos aquí un numero limitado de trabajos que ejemplifican las principales direcciones y



cronología del avance conducente al estado actual del conocimiento.

El esfuerzo inicial de reconocimiento regional fue realizado principalmente por geólogos alemanes, a partir de fines del siglo XIX. Se destacan los trabajos de Bodenbender (1892), Burckhardt (1900a), Schiller (1912), Groeber (1918 a, 1929), Gerth (1914, 1925a, 1931), Jaworski (1926), Lahee (1927) y Weaver (1931). El frecuente hallazgo de faunas de amonites y la posibilidad de compararlas con las de Europa permitió, en la década posterior a la Primera Guerra Mundial, formular ensayos de reconstrucción paleogeográfica (Groeber, 1918 a; Gerth, 1925a; Weaver, 1931) que ya reflejan adecuadamente el estilo sedimentario y la dinámica de la cubeta mesozoica de los Andes.

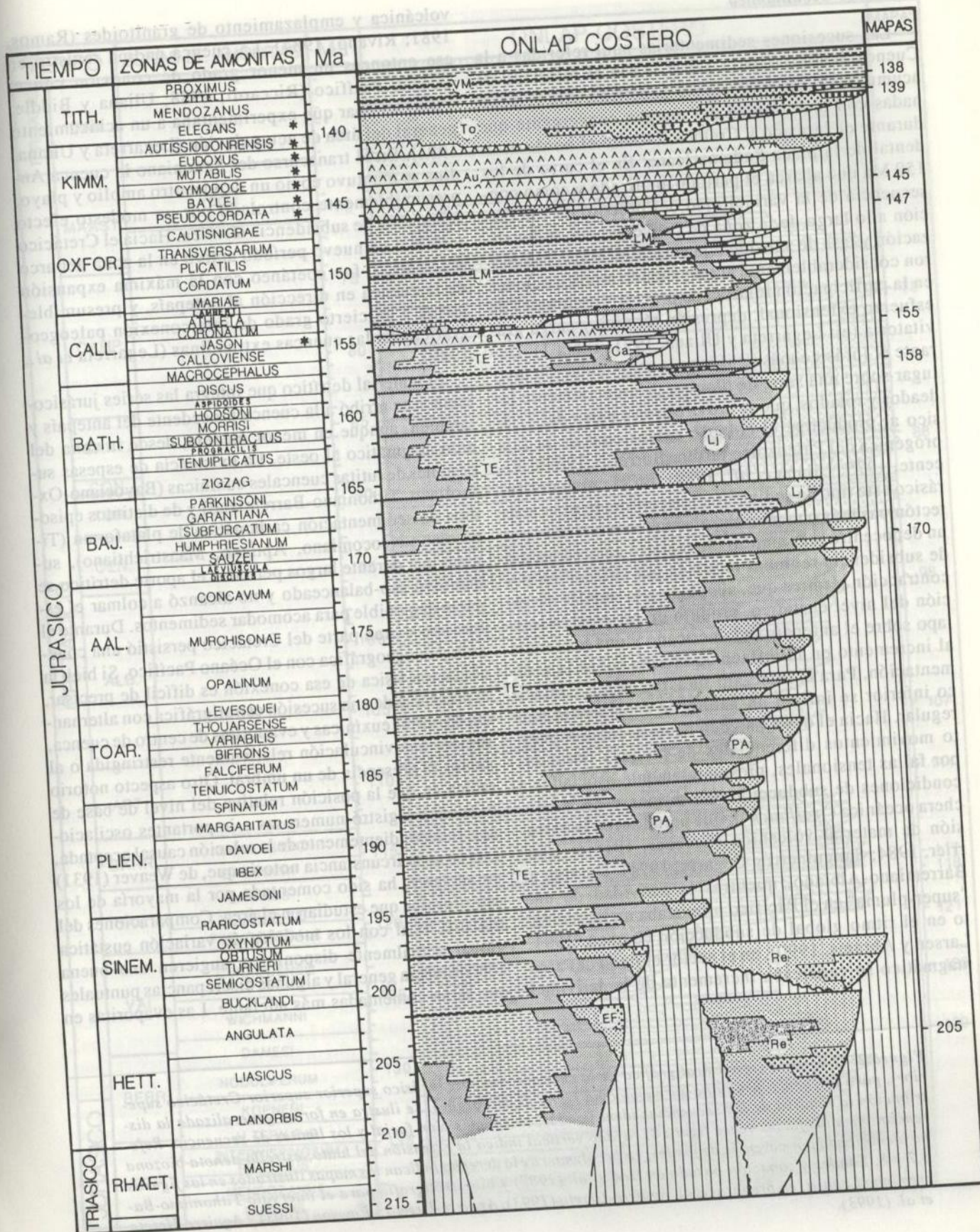
Debido a la influencia de geólogos formados en la escuela europea, se desarrolló tempranamente una tendencia a analizar la sucesión local utilizando un enfoque cronoestratigráfico. El enfoque litoestratigráfico, introducido más tarde por geólogos estadounidenses (Lahee, 1927; Weaver, 1931), también fue utilizado pero nunca alcanzó a ser enteramente dominante como en otras áreas de Argentina. Hacia fines de la Segunda Guerra Mundial, los ensayos iniciales de síntesis fueron perfeccionados hasta lograr un esquema de zonación y subdivisión estratigráfica sorprendentemente detallado y consistente (Groeber, 1946; 1947 a y b), magistralmente expuesto en la síntesis sobre el Mesozoico producida por Groeber *et al.* (1953b), esta obra en su esencia aunque no en ciertos detalles, mantiene vigencia hasta la actualidad. La aproximación de Groeber se apoyó en el reconocimiento de paquetes de rocas limitados por discontinuidades estratigráficas, cuya antigüedad fue calibrada mediante amonites. Estas unidades fueron utilizadas para señalar la existencia de ciclos de sedimentación, no siempre coincidente con las subdivisiones clásicas (ej.: Mendociano o Riograndico), a los que postuló como patrón de referencia para interpretar otros tramos de la Cadena de los Andes. Muchas de las ideas de Groeber fueron ulteriormente desarrolladas por sus alumnos y discípulos. Leanza (1945) produjo un esquema refinado para la zonación de faunas del Malm y Neocomiano. Borrello (Auboin y Borrello, 1966) e Yrigoyen (1972, 1979) formularon agrupamientos estratigráficos alternativos aptos para analizar la evolución tectosedimentaria de los Andes, especialmente en el con-

texto de la teoría tectónica de los geosinclinales. Numerosos trabajos de Stipanovic jalonan un sostenido y exitoso esfuerzo por documentar y refinar el modelo original (Stipanovic, 1969 a). En la obra de este autor resulta especialmente destacable el esfuerzo sistemático por detectar y valorar cronológicamente las discontinuidades del registro sedimentario y por cotejarlas con las reconocidas en otras partes del mundo (Stipanovic y Rodrigo, 1970 b). Los trabajos de síntesis de Rolleri y Criado Roque (1970) e Yrigoyen (1972) ilustran el estado del conocimiento predominante en la industria del petróleo hacia medianos de la década de los '60, y constituyen un punto de referencia para medir la explosión lograda en el conocimiento del subsuelo que se produjo luego del esfuerzo masivo de perforación de los años '70 y '80. El procesamiento de esa información y de aquella obtenida con la intensificación de los trabajos de campaña en las dos últimas décadas, fue complementado con el trabajo de revalúo de las faunas de amonites (Leanza, 1981a; Riccardi, 1984), la incorporación de estudios sedimentológicos sistemáticos (Leanza *et al.*, 1978) y el análisis de facies mediante modelos deposicionales (Uliana *et al.*, 1977). Ensayos más recientes se apoyan en la consideración del efecto de los cambios eustáticos globales en la generación de discontinuidades estratigráficas (Legarreta y Kozłowski, 1984), y en la posibilidades de construir detalladamente la dinámica de acumulación que hoy permite el uso de la sismoestratigrafía y la estratigrafía secuencial (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta, 1991; Legarreta y Uliana, 1991).

En años recientes, las comparativamente menos conocidas sucesiones de la alta cordillera centro y norte mendocinas (González Bonorino, 1950; Groeber, 1951; Polanski, 1964 b, 1972) han vuelto a ser estudiadas principalmente por V.A. Ramos y sus colaboradores (Cegarra y Lo Forte, 1991; Lo Forte, 1990; Lo Forte y Pérez, 1991; Pereyra y Cegarra, 1987; Ramos 1985a-b; Ramos *et al.*, 1990 a y b y 1991b; Sanguinetti, 1987b; 1990; Sanguinetti y Cegarra, 1991). Entre los estudios de data reciente resta destacar a un conjunto de trabajos que muestran al Jurásico y Cretácico mendocinos en el contexto de la evolución del extremo meridional de América del Sur. Estos modernos ensayos de síntesis se deben a Riccardi (1983, 1988), Malumíán *et al.*, (1983), Zambrano (1987) y Uliana y Biddle (1988).

**Figura 1:** Diagrama cronoestratigráfico de la sucesión andina (Triásico superior-Jurásico superior), para la cuenca neuquina-surmendocina (zona de Malargüe). Se ilustra en forma generalizada la distribución relativa de las secuencias identificadas, su composición facial y los límites de secuencia. Referencia: para las facies véase figura 8; rayado vertical indica extensión del hiato; estrella denota una biozona no identificada por carencia de fósiles; en la columna de la derecha se indican los mapas ilustrados en las figuras 4 y 5. Edades y zonación basado en Haq *et al.* (1987).







### Marco Geodinámico

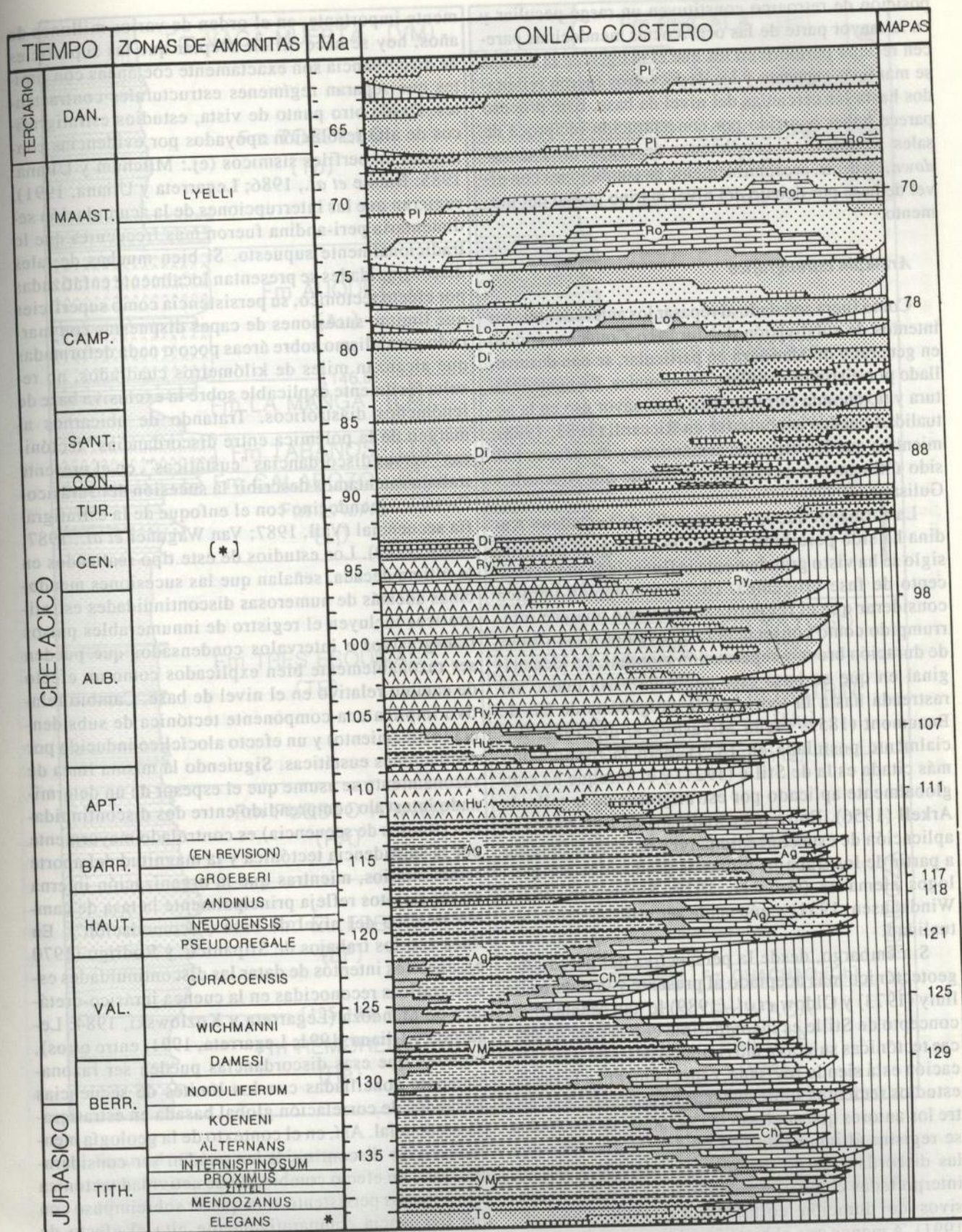
Las sucesiones sedimentarias aquí referidas a la Cuenca Andina (figura 1,2 y 3) son el resultado de acumulación en depresiones genéticamente relacionadas con la actividad del margen convergente que durante el Jurásico y Cretácico limitó el borde occidental de la placa Sudamericana. En el curso de los 150 Ma que abarca el período analizado y como consecuencia de la variabilidad del proceso de interacción a lo largo de la zona de convergencia, la localización y tasa de subsidencia sinsedimentaria cambiaron considerablemente acompañando modificaciones en la participación relativa de procesos regionales de esfuerzo extensional, depresión térmica y carga gravitatoria (ej: Legarreta y Uliana, 1991, Tabla 1). Durante el Jurásico más temprano la sedimentación tuvo lugar sobre una serie de bloques diferencialmente laudados y rotados, que se movilizaron a partir del Triásico al producirse el colapso extensional de la faja orogénica del Paleozoico tardío (Borrello, 1969b; Vicente, 1975; Uliana *et al.*, 1989). En el curso del Jurásico este tipo de sedimentación confinado a cuencas tectónicas más o menos aisladas fue reemplazado por un depocentro más amplio. Se registró un predominio de subsidencia regional regulada por enfriamiento y contracción térmica que, acoplado a la secular elevación del nivel eustático, produjo un progresivo traslapo sobre el antepaís sudamericano y una tendencia al incremento en la influencia marina sobre la sedimentación. Para el intervalo Jurásico medio-Cretácico inferior se infiere un hábito de subsidencia más regular. Hacia el oeste parecen haberse sobreimpuesto movimientos diferenciales de bloques limitados por fallas tensionales, presumiblemente asociados a condiciones de subducción con retroceso de la trinchera oceánica ("rollback"), que permitieron la extrusión de material volcánico (Groeber, 1918 a; Charrier, 1984; Sanguinetti y Cegarra, 1991). Durante el Barremiano-Albiano, mientras la actividad de una "super-pluma" en el Pacífico provocaba un incremento en el ritmo global de subducción (Larsen, 1991; Larsen y Abrams, 1990), en el sector chileno del arco magmático se verificaba incremento de la actividad

volcánica y emplazamiento de granitoides (Ramos, 1981; Rivano, 1984). La cuenca andina registró en ese entonces un menor grado de conexión con el Océano Pacífico (Riccardi, 1988; Uliana y Biddle, 1988) a la par que experimentaba a un achicamiento general del área de acumulación (Legarreta y Uliana, 1991). En el transcurso del Senoniano la cuenca Andina se mantuvo como un depocentro amplio y playo, presumiblemente controlado por un modesto efecto remanente de subsidencia térmica. Hacia el Cretácico terminal un nuevo período activo en la zona del arco magmático, fue coetáneo con la máxima expansión de la cuenca en dirección al antepaís, y presumiblemente a un cierto grado de interconexión paleogeográfica con las cuencas extrandinas (Legarreta *et al.*, 1989).

El material detrítico que integra las series jurásico-cretácicas arribó a la cuenca procedente del antepaís y también, aunque en menor medida, desde la zona del arco magmático al oeste. La existencia de espesas sucesiones de lutitas cuencales euxínicas (Bayociano-Oxfordiano, Tithoniano-Barremiano) y de distintos episodios de sedimentación carbonática de plataforma (Tithoniano-Neocomiano, Aptiano, Maastrichtiano), sugiere que durante largos períodos el aporte detrítico se mantuvo sub-balanceado y no alcanzó a colmar el espacio disponible para acomodar sedimentos. Durante el Jurásico y gran parte del Cretácico persistió una conexión paleogeográfica con el Océano Pacífico. Si bien la ubicación física de esa conexión es difícil de precisar, la presencia de una sucesión estratigráfica con alternancia de lutitas euxínicas y evaporitas de centro de cuenca, sugiere una vinculación relativamente restringida o al menos la presencia de un umbral. Otro aspecto notorio radica en que la posición relativa del nivel de base de la cuenca registró numerosas e importantes oscilaciones. Independientemente de la relación causal aceptada, ésta es una circunstancia notoria que, de Weaver (1931) en adelante, ha sido comentada por la mayoría de los estratígrafos que estudiaron el área. Comparaciones del registro local con los modelos de variación eustática global actualmente disponibles, sugieren una buena concordancia general y algunas discrepancias puntuales que serán comentadas más adelante. Las evaporitas en

**Figura 2:** Diagrama cronoestratigráfico de la sucesión andina (Jurásico superior superior-Cretácico superior), para la cuenca neuquina-surmendocina (zona de Malargüe). Se ilustra en forma generalizada la distribución la relativa de las secuencias identificadas, su composición facial y los límites de secuencia. Referencia: para las facies véase figura 8; rayado vertical indica la extensión del hiato; estrella denota biozona no identificada por carencia de fósiles; en la columna de la derecha indican los mapas ilustrados en las figuras 6,7 y 8. Edades y zonación basado en Haq *et al.* (1987) y bioestratigrafía para el intervalo Tithoniano-Barremiano Leanza (en preparación), Aguirre-Urreta (1993), Aguirre-Urreta y Rawson (1993) y Aguirre-Urreta *et al.* (1993).







posición de retroarco constituyen un rasgo peculiar y en la mayor parte de las ocurrencias mendocinas parecen reflejar períodos en los que el margen de la cuenca se mantuvo expuesto y los depocentros fueron rellenados hasta las cercanías del nivel de base. Este proceso parece haber ocurrido por concentración recíproca de sales solubles, en condiciones de *evaporative-draw-down*, es decir, presumiblemente en condiciones con nivel de base por debajo del nivel marino global del momento.

### Armazón estratigráfico

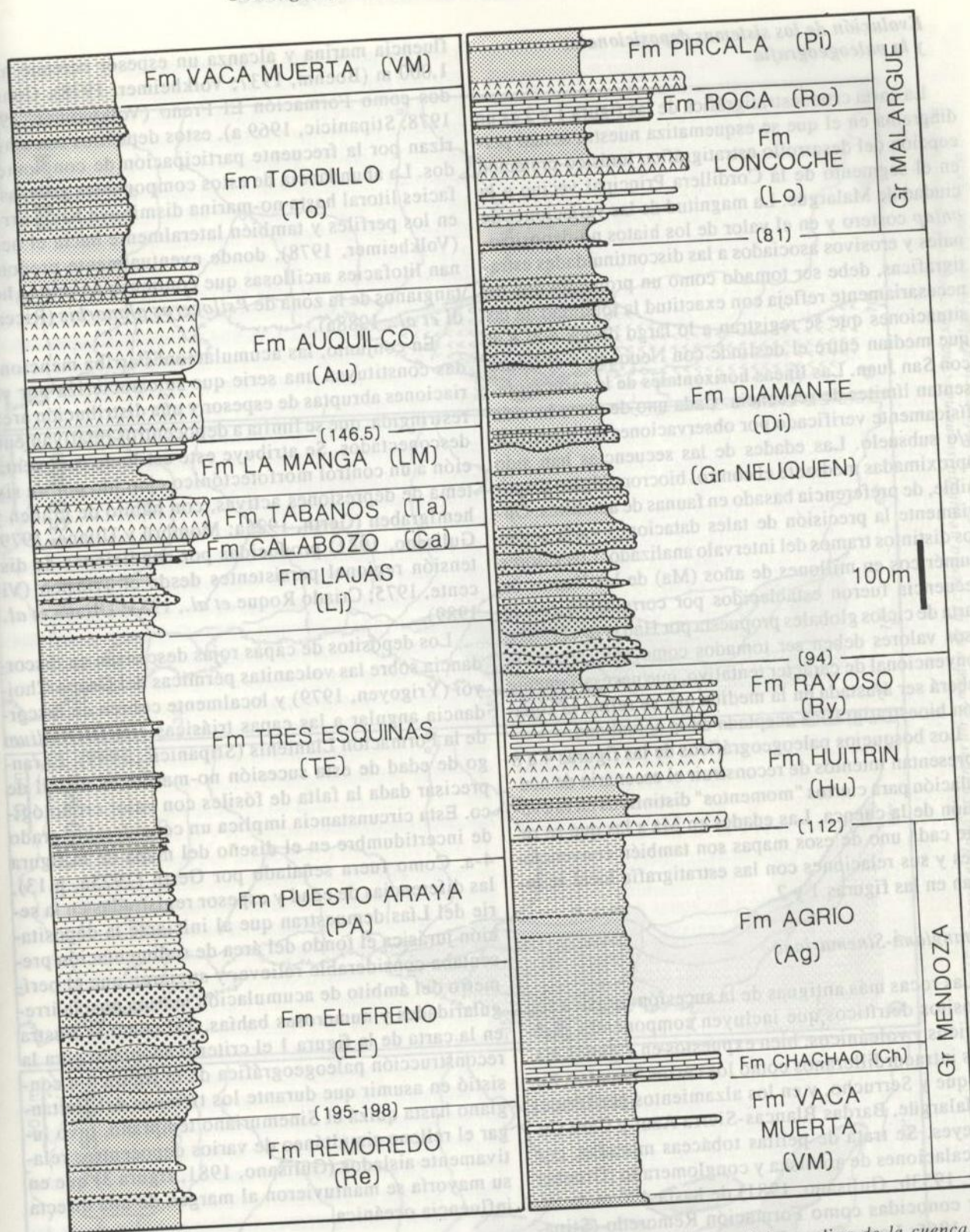
Como fuera señalado al repasar los antecedentes, los intentos de subdivisión del Jurásico-Cretácico andino en general y de Mendoza en particular, se han desarrollado por distintos carriles conceptuales. La nomenclatura y taxonomía estratigráfica con mayor uso en la actualidad pueden encontrarse en Riccardi (1983; 1988), mientras que los aspectos semánticos y de método han sido últimamente revisados en detalle por Riccardi y Gulisano (1992).

La forma en que la estratigrafía de la Cadena Andina ha sido percibida y descrita durante el presente siglo se ha visto grandemente influenciada por el concepto de fase orogénica. Dicha concepción implica considerar que el registro sedimentario aparece interrumpido como consecuencia de eventos diastróficos de duración breve y repercusión mundial. La idea original en que se basa este punto de vista puede ser rastreada hasta la teoría de la orogénesis de Eli de Beaumont (1852; según Miyashiro *et al.*, 1982, inicialmente postulada en 1829), pero la formulación más citada es la de Stille (1924) y el enfoque ha sido globalmente aplicado por estratígrafos de la talla de Arkell (1956). Entre los estudiosos de Los Andes la aplicación de este concepto parece haberse difundido a partir de los trabajos pioneros producidos por geólogos alemanes (Groeber, 1929; Steinmann, 1919; Windhausen, 1931) y aún suele ser utilizada en la actualidad.

Sin embargo, desde la perspectiva del paradigma geotectónico más aceptado al presente y tal como Gilluly (1973) y Oldow *et al.* (1989) lo han señalado, el concepto de Stille es incompatible con la idea de placas tectónicas sujetas a movimiento perenne y su aplicación está siendo revisada, especialmente a la luz de estudios recientes sobre cuencas de antepaís. Así, entre los autores que analizan la evolución de los Andes se registra últimamente una tendencia a asumir que las discordancias no debieran ser sistemáticamente interpretadas como el resultado de períodos compresivos de duración corta (Isacks, 1988; Sempere, 1991). A menos que el hiato involucrado sea relativa-

mente importante, en el orden de varios millones de años, hoy se hace difícil aceptar que las superficies de discordancia son exactamente coetáneas con límites que separan regímenes estructurales contrastantes. Desde otro punto de vista, estudios estratigráficos de alta resolución apoyados por evidencias contenidas en perfiles sísmicos (ej.: Mitchum y Uliana, 1985; Biddle *et al.*, 1986; Legarreta y Uliana, 1991), sugieren que las interrupciones de la acumulación sedimentaria peri-andina fueron más frecuentes que lo tradicionalmente supuesto. Si bien muchas de tales discontinuidades se presentan localmente enfatizadas por efecto tectónico, su persistencia como superficies que limitan sucesiones de capas dispuestas con marcado paralelismo sobre áreas poco o nada deformadas que alcanzan miles de kilómetros cuadrados, no resulta fácilmente explicable sobre la exclusiva base de fenómenos diastróficos. Tratando de ubicarnos al margen de la polémica entre discordancias "tectónicas" versus discordancias "eustáticas", en el presente trabajo intentamos describir la sucesión del Jurásico-Cretácico mendocino con el enfoque de la estratigrafía secuencial (Vail, 1987; Van Wagoner *et al.*, 1987; Bally, 1989). Los estudios de este tipo realizados en la última década, señalan que las sucesiones mendocinas además de numerosas discontinuidades estratigráficas incluyen el registro de innumerables pulsos transgresivos e intervalos condensados que pueden ser razonablemente bien explicados como un efecto de cambio relativo en el nivel de base. Cambio relativo implica una componente tectónica de subsidencia (o alzamiento) y un efecto alocíclico inducido por oscilaciones eustáticas. Siguiendo la misma línea de razonamiento se asume que el espesor de un determinado intervalo comprendido entre dos discontinuidades (límites de secuencia) es controlado mayormente por la subsidencia tectónica y la magnitud del aporte sedimentarios, mientras que la organización interna de los estratos refleja principalmente la tasa de cambio relativo del nivel de base ("acomodación"). En línea con los trabajos de Stipanovic y Rodrigo (1970 b), nuestros intentos de datar las discontinuidades estratigráficas reconocidas en la cuenca jurásico-cretácica de Mendoza (Legarreta y Kozłowski, 1984; Legarreta y Uliana, 1991; Legarreta, 1991, entre otros), sugieren que esas discordancias pueden ser razonablemente conciliadas con los límites de secuencias derivados de correlación global basada en estratigrafía secuencial. Así, en el contexto de la geología mendocina esas discontinuidades pueden ser consideradas como un efecto combinado de actividad tectónica más o menos persistente, a la que se superimpuso con una frecuencia comparativamente alta el efecto de cambio en el nivel del mar.





**Figura 3:** Columna estratigráfica de referencia para la sucesión jurásico-cretácica andina de la cuenca neuquina-surmendocina (zona de Malargüe). Se ilustra en forma idealizada la composición de las diferentes unidades estratigráficas y la nomenclatura actualmente en uso. Referencia: para las facies véase figura 8.; iniciales entre paréntesis permiten identificar las unidades formacionales en los diagramas cronoestratigráficos; números entre paréntesis indican la edad (Ma) de límites de secuencias coincidentes con países formacionales.



### Evolución de los sistemas deposicionales y la paleogeografía

La carta cronoestratigráfica de las figura 1 y 2 es un diagrama en el que se esquematiza nuestra actual percepción del desarrollo estratigráfico jurásico-cretácico en el segmento de la Cordillera Principal vecino a la ciudad de Malargüe. La magnitud de las variaciones de *onlap* costero y en el valor de los hiatos no-deposicionales y erosivos asociados a las discontinuidades estratigráficas, debe ser tomado como un promedio que no necesariamente refleja con exactitud la totalidad de las situaciones que se registran a lo largo de los 600 Km que median entre el deslinde con Neuquén y el límite con San Juan. Las líneas horizontales de la carta representan límites de secuencia. Cada uno de éstos ha sido físicamente verificado por observaciones de superficie y/o subsuelo. Las edades de las secuencias han sido aproximadas mediante el control biocronológico disponible, de preferencia basado en faunas de amonites. Obviamente la precisión de tales dataciones varía según los distintos tramos del intervalo analizado. Los valores numéricos en millones de años (Ma) de los límites de secuencia fueron establecidos por correlación con la carta de ciclos globales propuesta por Haq *et al.*, (1987). Esos valores deben ser tomados como una referencia convencional de carácter tentativo, que necesariamente deberá ser ajustada en la medida que se refine la zonación bioestratigráfica aceptada en la actualidad.

Los bosquejos paleogeográficos de las figuras 4 a 8 representan intentos de reconstruir el escenario de acumulación para ciertos "momentos" distintivos en la evolución de la cuenca. Las edades en Ma a las que se refiere cada uno de esos mapas son también convencionales y sus relaciones con las estratigrafía local se indican en las figuras 1 y 2.

#### Hettangiano-Sinemuriano

Las rocas más antiguas de la sucesión jurásica son depósitos detríticos que incluyen componentes piroclásticos y volcánicos, bien expuestos en algunos macizos intracordilleranos como los cerros Tricolor, Puchenque y Serrucho, y en los alzamientos periféricos de Malargüe, Bardas Blancas-Sierra Azul y Cara Cura-Reyes. Se trata de pelitas tobáceas moradas, con intercalaciones de arenisca y conglomerado (Groeber *et al.*, 1953b; Gulisano, 1981) de hasta 450 m de espesor conocidas como Formación Remoredo (Stipanovic, 1966; Legarreta y Gulisano, 1989). Sus características reflejan sedimentación a partir de ríos y abanicos aluviales conectados a zonas de barreal y medios lacustres. En el dominio cordillerano al norte del río Atuel la sucesión del Lías inferior registra in-

fluencia marina y alcanza un espesor cercano a los 1.000 m (Boehm, 1937; Volkheimer, 1978). Conocidos como Formación El Freno (Volkheimer, 1970; 1978; Stipanovic, 1969 a), estos depósitos se caracterizan por la frecuente participación de conglomerados. La abundancia de estos componentes gruesos de facies litoral hasta no-marina disminuye hacia arriba en los perfiles y también lateralmente hacia el oeste (Volkheimer, 1978), donde eventualmente predominan litofacies arcillosas que contienen amonites hettangianos de la zona de *Psiloceras planorbis* (Riccardi *et al.*, 1988a).

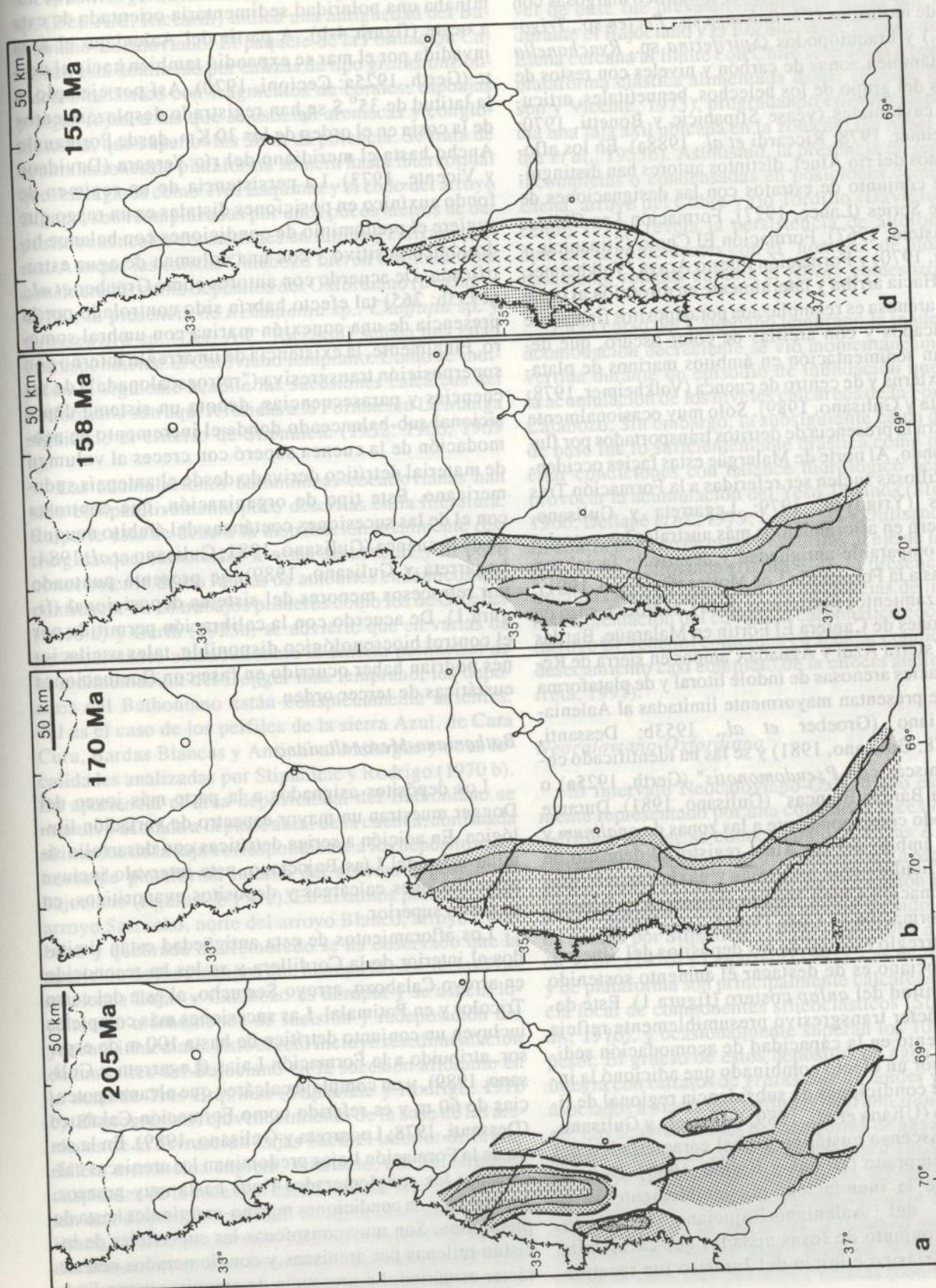
En conjunto, las acumulaciones arriba mencionadas constituyen una serie que se caracteriza por variaciones abruptas de espesor y una distribución areal restringida, que se limita a depocentros relativamente desconectados. Se atribuye este estilo de sedimentación a un control morfotectónico ejercido por un sistema de depresiones activas, con hábito de graben y hemigraben (Gerth, 1925a; Mombrú y Uliana, 1979; Gulisano, 1981) producidas por condiciones de distensión regional persistentes desde el Triásico (Vicente, 1975; Criado Roque *et al.*, 1981; Uliana *et al.*, 1989).

Los depósitos de capas rojas descansan en discordancia sobre las volcanitas pérmicas del Grupo Choyoi (Yrigoyen, 1979) y localmente cubren en discordancia angular a las capas triásicas con *Dicroidium* de la Formación Llantenis (Stipanovic, 1949). El rango de edad de esta sucesión no-marina es difícil de precisar dada la falta de fósiles con valor cronológico. Esta circunstancia implica un considerable grado de incertidumbre en el diseño del mapa de la figura 4-a. Como fuera señalado por Gerth (1925a, p.13), las diferencias de edad y espesor registradas en la serie del Lías demuestran que al iniciarse la deposición jurásica el fondo del área de sedimentación presentaba considerable relieve, y sugieren que el perímetro del ámbito de acumulación marina poseía irregularidades y numerosas bahías. Tal como se ilustra en la carta de la figura 1 el criterio adoptado para la reconstrucción paleogeográfica de la figura 4-a consistió en asumir que durante los tiempos del Hettangiano hasta quizá el Sinemuriano temprano, tuvo lugar el relleno simultáneo de varios depocentros relativamente aislados (Gulisano, 1981, figura 3) que en su mayoría se mantuvieron al margen de una directa influencia oceánica.

#### Sinemuriano-Bajociano

Las rocas de este intervalo denotan un patrón sedimentario relativamente simple y extendido en el que se destaca una facies oriental arenosa con depósitos mari-





**Figura 4:** Reconstrucciones paleogeográficas para el Jurásico inferior y medio de la cuenca neuquina-surandocina, sin corrección palinspástica. La edad (en Ma) es una asignación convencional según el diagrama cronoestratigráfico de la figura 1. Referencia de las facies véase figura 8.



no marginales de playa hasta "shoreface" inferior. Estas capas incluyen intercalaciones limolíticas margosas con fauna de moluscos (*Pholadomya* sp., *Pecten* sp., *Trigonia* sp.) y braquiópodos (*Spiriferina* sp., *Rynchonella* sp.) y también zonas de carbón y niveles con restos de plantas del grupo de los helechos, bennetitales, articulata y caytoniales (véase Stipanovic y Bonetti, 1970; Volkheimer, 1978; Riccardi et al., 1988a). En los afloramientos del río Atuel, distintos autores han distinguido este conjunto de estratos con las designaciones de Matilde Series (Lahee, 1927), Formación Las Chilcas (Reijenstein, 1967), Formación El Cholo (Stipanovic y Bonetti, 1970) y Formación Puesto Araya (Volkheimer, 1978). Hacia arriba y lateralmente en dirección al oeste la serie arenosa es reemplazada por depósitos finamente estratificados y con arcillas de color oscuro, que demuestran sedimentación en ámbitos marinos de plataforma externa y de centro de cuenca (Volkheimer, 1978; Legarreta y Gulisano, 1989). Sólo muy ocasionalmente se registra la presencia de detritos transportados por flujos de fondo. Al norte de Malargüe estas facies occidentales arcillosas suelen ser referidas a la Formación Tres Esquinas (Yrigoyen, 1979; Legarreta y Gulisano, 1989), pero en afloramientos más australes las sucesiones de comparable antigüedad y desarrollo facial son atribuidas a la Formación Los Molles (Gulisano, 1981). En los alzamientos periféricos de la Cordillera, caso de las secciones de Cantera El Fortín en Malargüe, Bardas Blancas, sierra Azul y Aguada Campos en sierra de Reyes, las facies arenosas de índole litoral y de plataforma interna se presentan mayormente limitadas al Aaleniano-Bajociano (Groeber et al., 1953b; Dessanti, 1973, 1978; Gulisano, 1981) y se las ha identificado como "Areniscas con *Pseudomonotis*" (Gerth, 1925a) o "Arenisca Bardas Blancas" (Gulisano, 1981). Durante este período correspondiente a las zonas de *opalinum* y *sauzei* el ámbito del río Atuel registró el depósito de facies particularmente arcillosas y euxínicas referidas como Formación China Muerta (Stipanovic y Bonetti, 1970) o Formación El Codo (Volkheimer, 1978).

En el arreglo estratal de los depósitos del Sinemuriano-Bajociano es de destacar el aumento sostenido en la magnitud del *onlap* costero (figura 1). Este definido carácter transgresivo presumiblemente refleja un incremento en la capacidad de acomodación sedimentaria por un efecto combinado que adicionó la inyección de condiciones de subsidencia regional de tipo térmico (Uliana et al., 1989; Legarreta y Gulisano, 1989), al ascenso eustático global característico del Jurásico temprano (Uliana y Biddle, 1988). Durante el acmé de la inundación, presumiblemente en el transcurso del Aaleniano-Bajociano (Yrigoyen, 1979), el conjunto de fosas aisladas que caracterizó al fin del Triásico e inicio del Jurásico fue reempla-

zado por una cubeta sedimentaria única, en la que dominaba una polaridad sedimentaria orientada de este a oeste (figura 4-b). A partir del Aaleniano el área invadida por el mar se expandió también hacia el oeste (Gerth, 1925a; Cecioni, 1970). Así por ejemplo, a la latitud de 35° S se han registrado desplazamientos de la costa en el orden de los 30 Km, desde Portezuelo Ancho hasta el meridiano del río Vergara (Davidson y Vicente, 1973). La persistencia de un régimen de fondo euxínico en posiciones distales es un rasgo que sugiere el predominio de condiciones con balance hidrológico positivo y con una columna de agua estratificada. De acuerdo con autores como Groeber et al., (1953b: 265) tal efecto habría sido controlado por la presencia de una conexión marina con umbral somero. Finalmente, la existencia de un arreglo interno con superposición transgresiva ("retroescalonada") de secuencias y parasecuencias, denota un sistema deposicional sub-balanceado donde el incremento de acomodación de la cuenca superó con creces al volumen de material detrítico derivado desde el antepaís sudamericano. Este tipo de organización, que contrasta con el de las sucesiones coetáneas del ámbito neuquino de la cuenca (Gulisano, 1981; Gulisano et al., 1984; Legarreta y Gulisano, 1989), se presenta puntuado por retrocesos menores del sistema deposicional (figura 1). De acuerdo con la calibración permitida por el control biocronológico disponible, tales oscilaciones podrían haber ocurrido en fase con fluctuaciones eustáticas de tercer orden.

#### Bathoniano-Mesocalloviano

Los depósitos asignados a la parte más joven del Dogger muestran un mayor espectro de variación litológica. En adición a series detríticas con desarrollo similar a las del Lías-Bajociano, este intervalo incluye acumulaciones calcáreas y depósitos evaporíticos, en su tramo superior.

Los afloramientos de esta antigüedad están limitados al interior de la Cordillera y se los ha reconocido en arroyo Calabozo, arroyo Serrucho, al este del cerro Tricolor y en Potimalal. Las sucesiones más completas incluyen un conjunto detrítico de hasta 100 m de espesor, atribuido a la Formación Lajas (Legarreta y Gulisano, 1989), y un complejo calcáreo que alcanza potencias de 60 m y es referido como Formación Calabozo (Dessanti, 1978; Legarreta y Gulisano, 1989). En la serie de la Formación Lajas predominan las areniscas calcáreas y los conglomerados finos hasta muy gruesos, acumulados en condiciones marino-marginales hasta de plataforma. Son muy conspicuas las superficies de incisión rellenas por areniscas y conglomerados con carácter estuárico. La presencia de amonites como *Steh-*



*nocephalites gerthi*, *Xenoccephalites* sp., *Neuquenicerias* sp. (Det. A.C. Riccardi) indica una antigüedad del Bathoniano-Eocaloviano. El paquete de la Formación Calabozo está dominado por calizas de tipo *grainstone* oolítico-bioclástico con fragmentos de corales, esponjas y algas rojas, a las que se asocian areniscas y conglomerados, que superan los 50 m de potencia. Se trata de acumulaciones de plataforma somera hasta intercotidal que, en lugares como Tres Esquinas y el codo del arroyo Blanco, son reemplazadas por unos pocos metros de depósitos cuencales consistentes en lutitas y calizas oscuras. Aunque las calizas Calabozo fueron originalmente consideradas como depósitos del Oxfordiano (Dessanti, 1978), la presencia de *Rehmannia* sp., *Choffatia* sp. y *Grossouvira* sp. (Det. A.C. Riccardi) señala una edad correspondiente al Caloviano temprano. Como se indica en el siguiente acápite las sucesiones calcáreas del Oxfordiano son aquí referidas a la Formación La Manga siguiendo el criterio de Stipanovic (1952; 1966; 1969 a).

Las acumulaciones bathonianas-eocallovianas han sido comparativamente poco descritas en la literatura. En parte esto se debe a la distribución arealmente restringida que caracteriza a estas secuencias y al poco conocimiento de las faunas de amonites endémicos que contienen. Ya en trabajos pioneros como los de Groeber (1918 a) y Gerth (1925a) se advierte que en varias de las localidades ubicadas sobre el ámbito perimetral de la sedimentación del Dogger más temprano, los depósitos del Bathoniano están conspicuamente ausentes. Tal es el caso de los perfiles de la sierra Azul, de Cara Cura, Bardas Blancas y Anticlinal Malargüe y otras localidades analizadas por Stipanovic y Rodrigo (1970 b). En apariencia el área deposicional del Bathoniano se mantuvo acotada a la parte axial de la cuenca, confinada al interior de la faja correspondiente a los depósitos arenosos de plataforma interna del sistema deposicional bajociano (figura 4-b y 4-c). En distintos perfiles como arroyo Serrucho, norte del arroyo Blanco, arroyo Calabozo y quebrada de Remoredo se ha observado que la aparición de los clásticos que marcan la base de las Formaciones Lajas y Calabozo es abrupta y se asocia localmente a fenómenos de incisión y redeposición del yacente inmediato. Este efecto incluye resedimentación de amonites del Bajociano en la sucesión aflorante en la zona de Tres Esquinas (Stipanovic y Rodrigo, 1970 b). El progresivo rejuvenecimiento de la base de las areniscas de la Formación Lajas hacia el interior de la cordillera mendocina sugiere, asimismo, que los términos cuspidales de la sucesión del Caloviano temprano adoptan una disposición estratal en *offlap* (Legarreta y Gulisano, 1989). Un arreglo estratal comparable ha sido documentado en el subsuelo de la provincia del Neuquén para intervalos de similar antigüedad (Orchuela et

al., 1987). Esta situación de relativo descenso en el nivel de base fue presumiblemente la causa por la que, durante el Bajociano y el Eocaloviano, la zona de Santa Elena cercana al límite con Chile se mantuvo como una plataforma clástica alimentada desde el oeste (Davidson y Vicente, 1973), progradando episódicamente hacia una faja axil ubicada en la zona del río Atuel (Groeber et al., 1953b). Asimismo, la presencia de secciones incompletas o condensadas en posiciones como Santa Elena, arroyo del Cobre y río Tordillo (Davidson y Vicente, 1973), revela la persistencia de altofondos en apariencia coincidentes con el "hombro" de bloques de basamento rotados durante el *rifting* eomesozoico (figura 4-c).

En el curso del Caloviano temprano la tendencia de acomodación decreciente se vió momentáneamente revertida durante un episodio de inundación que indujo la acumulación de los niveles calcáreos de la Formación Calabozo. Sin embargo, la subsiguiente caída del nivel de base fue lo suficientemente drástica como para suscitar condiciones con balance hidrológico negativo y provocar la acumulación del Yeso Tábanos (Stipanovic, 1966; Dellapé et al., 1979; Legarreta y Gulisano, 1989). El confinamiento de estas evaporitas al eje de la cuenca bathoniana-calloviana (figura 4-d), la presencia de estructuras *tee-pee*, así como las evidencias de incisión y resedimentación del complejo carbonático eocaloviano (arroyo El Veneno) coinciden en señalar condiciones de desecamiento casi completo de la cubeta andina (Legarreta, 1991).

#### Neocaloviano-Oxfordiano

El intervalo Neocaloviano-Oxfordiano está típicamente representado por una conspicua sucesión rica en calizas a las que se conoce como "Calizas Azules con *Gryphaea*" (Groeber, 1929), Formación La Manga (Yrigoyen, 1972; 1979) o localmente Formación Barda Negra (Digregorio, 1967). Esta unidad ha sido analizada en detalle por Stipanovic (1952; 1966; 1969 a), Stipanovic et al., (1976) y Legarreta (1991). Las facies costeras y de plataforma son principalmente calcáreas, con mezcla local de componentes silicoclásticos (Stipanovic et al., 1976), y ocasionalmente superan los 100 m de espesor. El grueso de estos depósitos de agua somera se integra con estratos de *grainstone* de ooides y rodoides, asociados a masas discontinuas de *framestone* coralígeno. Las acumulaciones de plataforma de aguas más profundas y del talud están dominadas por capas de caliza micrítico-esqueléticas que incluyen abultamientos calcáreos de la asociación coral-esponja-alga (Legarreta, 1991). En el eje de la cuenca la columna sedimentaria está integrada por un tramo basal de 50-100 m de potencia de areniscas fluviales y eólicas (codo del arroyo



Blanco y arroyo La Manga), a veces ausente, seguida por una delgada capa areno-conglomerádica que lleva *Rehmannidae*; un tramo intermedio de lutitas y limolitas con abundantes amonites; y un miembro superior compuesto por margas y calizas micríticas con pocas amonites (Stipanovic *et al.*, 1976). Los espesores de la facies cuencal (lutitas y calcáreos micríticos) oscilan en el rango de 15 a 30 m. El análisis de sistemas deposicionales realizado por Legarreta (1991) indica que durante el Caloviano tardío y el Oxfordiano más temprano (zona de *coronatum*) un sistema clástico y luego carbonático generó una serie de unidades delgadas con geometría de rampa (Read, 1985), dispuestas con apilamiento retroescalonado. Más tarde durante el Oxfordiano temprano el volumen de detrito carbonático fue suficiente como para equilibrar la tasa de acomodación sedimentaria. De allí en más la faja de plataforma comenzó a progradar hacia la cuenca dando lugar a un talud algo más empinado y eventualmente a geometrías de tipo *toplap*. En el curso del Oxfordiano tardío el proceso de generación carbonática concluyó en forma abrupta, como resultado de condiciones que provocaron exposición de la plataforma, seguida por desecación total de la cuenca. El control biocronológico mediante amonites sugiere que las mencionadas variaciones del sistema deposicional estuvieron estrechamente relacionadas con cambios de acomodación influidos por la componente secular (de segundo orden) de variación del nivel del mar. Tal como en otros lugares del mundo, el ascenso eustático global del Neocaloviano-Eoxfordiano indujo marcado déficit sedimentario y condensación estratigráfica hacia la parte distal de la cuenca ("hiato Divesiano", Stipanovic, 1966; Legarreta, 1991) y también considerable incremento en el *onlap* costero (figura 2 y 5-a). Este último efecto es más ostensible en el sector que va desde el Aconcagua hasta al sur del río de los Patos en San Juan, donde las capas del Neocaloviano-Oxfordiano se expanden al este para apoyar directamente sobre el zócalo pre-mesozoico (Gerth, 1925a; Ramos 1985, a-b).

#### Oxfordiano-Kimmeridgiano

Las sucesiones de esta antigüedad constituyen uno de los miembros más conspicuos de la Cordillera Principal mendocina. En particular las masas evaporíticas blanquecinas del denominado Yeso Principal (Schiller, 1912) o Formación Auquilco (Weaver, 1931; Yrigoyen, 1979) han jugado un papel crítico durante la orogénesis andina, actuando como horizonte maestro de desarraigo estructural. Por encima de las evaporitas se dispone un conjunto detrítico de color rojo hasta verdoso que localmente incluye flujos volcánicos y es denominado Formación Tordillo (Groeber, 1946).

Por muchos años el Yeso Principal (figura 5-b) fue considerado como un intervalo litológicamente uniforme (ej. Gerth, 1925a). Estudios más modernos registran un considerable grado de variación litológica, y dejan entrever un ordenamiento definido, algo más complejo que lo inicialmente supuesto. Las facies anhidríticas incluyen tres variedades texturales como mínimo (Legarreta y Gulisano, 1989). "Varves" evaporíticos o conjuntos laminado-estratificados con alternancia de láminas de sulfato y de carbonato micrítico de índole algal; depósitos estratificado-nodulares; y zonas con hábito mosaico-nodular en las que fue importante el crecimiento desplazativo intrasedimentario. Facies calcáreas son localmente prominentes en la base del Yeso Principal, donde consisten en *boundstone* criptoalgal con estructuras intraplegadas y *tee-pees* que sugieren formación en un medio marino mesohalino sometido a reiterada exposición subaérea (Legarreta y Gulisano, 1989). En la parte media del paquete de evaporitas suelen presentarse facies carbonáticas indicadoras de salinidad más próxima a la marina normal. Se trata de un conjunto de *grainstones* y *packstones* ooidales-peloidales-esqueléticos y *boundstones* algales. Zonas de colapso y *rauhwacke* en la parte occidental de la cuenca son interpretadas como testigo de la presencia original de sales solubles, presumiblemente halita (Legarreta y Kozłowski, 1984). Hacia los términos cuspidales del Yeso Principal, particularmente en posiciones cercanas al borde de la cuenca como los perfiles de Malargüe y sierra de Reyes se detecta la participación de material detrítico, especialmente bajo la forma de niveles delgados de pelitas rojas.

Los términos detríticos de la Formación Tordillo se integran con una sección inferior rojiza con estratos tabulares de arenisca maciza hasta entrecruzada y con frecuentes laminaciones ondulíticas de corriente acompañadas por fangolitas con marcas de lluvia y grietas de desecación. La sección superior o verde está compuesta por limoarcilitas y areniscas de tipo *wacke*. Regionalmente se aprecia un gradiente granulométrico que culmina en facies conglomerádicas, provenientes del este y de un área sobreelevada coincidente con el extremo sur de la actual Cordillera Frontal (figura 5-c). Las características sedimentológicas sugieren un escenario deposicional con cursos fluviales y abanicos aluviales conectados a depresiones de tipo *playa-lake* (Legarreta, 1976; Legarreta y Gulisano, 1989). Una característica peculiar en la sucesiones de la Formación Tordillo es la presencia de material volcánico y volcanoclástico (Tordillolicense, ? Groeber *et al.*, 1953b). Estudios recientes en la región de Puente del Inca (Sanguinetti, 1990), demuestran la presencia de coladas de fenobasalto olivínico asociadas a tobas fenorolíticas, y brechas volcánicas andesíticas. Estas rocas son interpretadas como



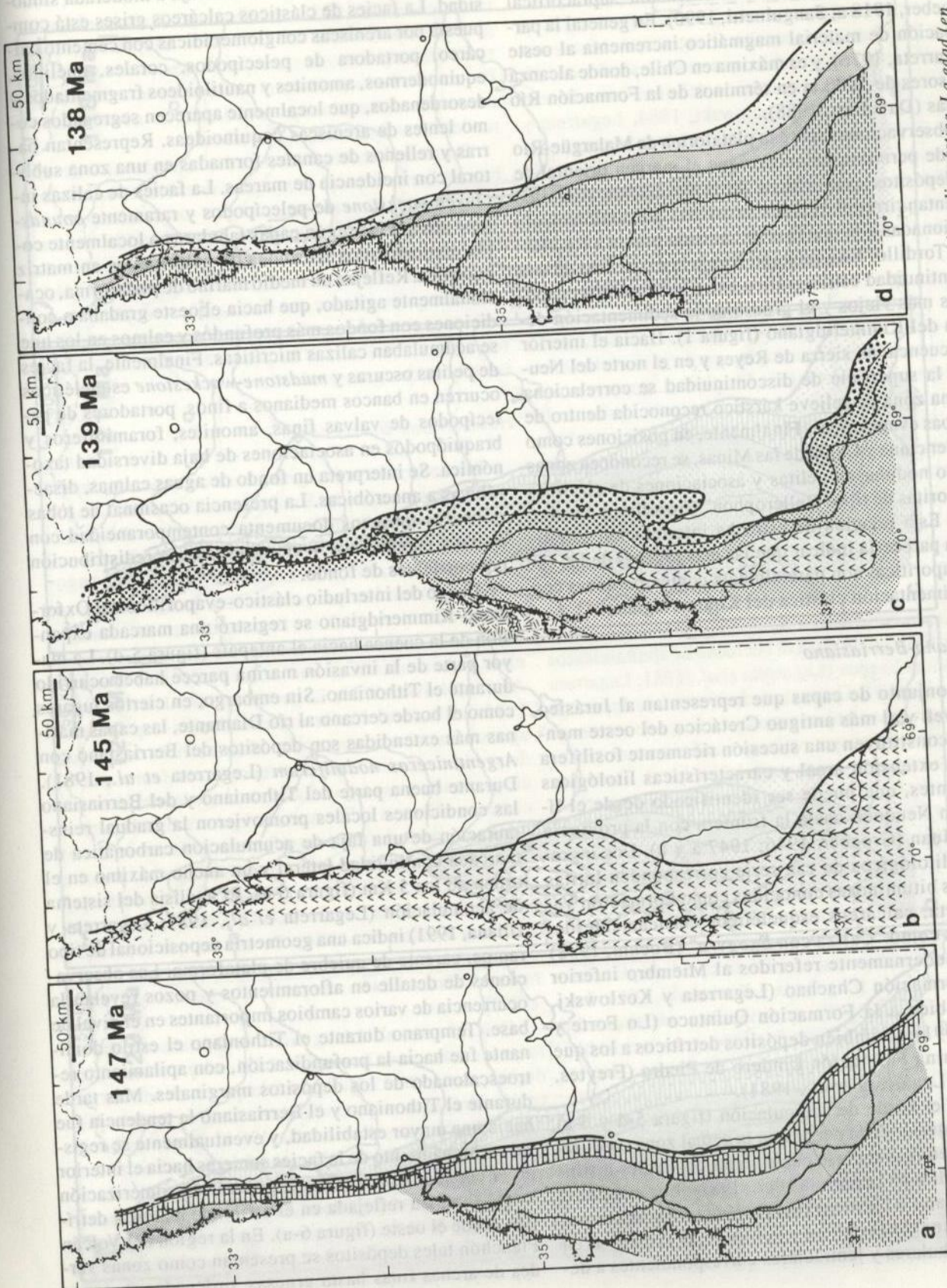


Figura 5: Reconstrucciones paleogeográficas para el Jurásico superior de la cuenca neuquina-surandocina, sin corrección palinopástica. La edad (en Ma) es una asignación convencional según el diagrama cronoestratigráfico de la figura 1. Referencia de las facies véase figura 8.



paleovolcanes exhumados que reflejarían condiciones de subducción vinculadas a extensión supracortical (Groeber, 1918 a; Sanguinetti, 1990). En general la participación de material magmático incrementa al oeste (Legarreta, 1976), y es máxima en Chile, donde alcanza espesores de 5000 m en términos de la Formación Río Damas (Davidson, 1988).

Observaciones sobre la plataforma de Malargüe-Río Grande permiten reconocer que el margen oriental de los depósitos evaporíticos de la Formación Auquillo presentan irregularidades erosivas, presumiblemente relacionadas con una fase de incisión previa a los clásticos Tordillo. Esta relación revela la existencia de una discontinuidad estratigráfica entre los términos evaporíticos más viejos y el grueso de la sedimentación detrítica del Kimmeridgiano (figura 1). Hacia el interior de la cuenca, en sierra de Reyes y en el norte del Neuquén, la superficie de discontinuidad se correlaciona con una zona de relieve kárstico reconocida dentro de las capas evaporíticas. Finalmente, en posiciones como La Valenciana y Cajón de las Minas, se reconocen zonas de yeso nodular en pelitas y asociaciones de clásticos y evaporitas de tipo "Bellerophon" (Bosellini y Hardie, 1973). Esta relación de estrecha interrelación estratigráfica parecería indicar que las más jóvenes de las capas evaporíticas son parcialmente contemporáneas con las sedimentación clástica del Kimmeridgiano.

### Tithoniano-Berriasiano

El conjunto de capas que representan al Jurásico más joven y al más antiguo Cretácico del oeste mendocino constituyen una sucesión ricamente fosilífera de gran extensión areal y características litológicas persistentes, que puede ser identificado desde el límite con Neuquén hasta la frontera con la provincia de San Juan (Groeber, 1946; 1947 a y b). Los ingredientes litológicos de esa serie corresponden lutitas y margas bituminosas conocidas como Formación Vaca Muerta; calcáreos esqueléticos clásicamente designados como "Caliza con *Exogyra*" (Boehm, 1938) y más modernamente referidos al Miembro inferior de la Formación Chachao (Legarreta y Kozlowski, 1981) o bien a la Formación Quintuco (Lo Forte y Pérez, 1991); y también depósitos detríticos a los que se denomina Formación Lindero de Piedra (Freytes, 1975, en Legarreta et al., 1981).

Desde el borde de acumulación (figura 5-d y 6-a) hacia el interior de la cuenca en la actual zona cordillerana pueden reconocerse cuatro fajas con facies distintivas (detalles en Legarreta et al., 1981). Los miembros más orientales o clásticos rojos están representados por areniscas conglomerádicas y pelitas rojas dispuestas en estratos tabulares y lenticulares correspondientes a de-

pósitos fluviales vinculados de baja a moderada sinuosidad. La facies de clásticos calcáreos grises está compuesta por areniscas conglomerádicas con cemento calcáreo, portadora de pelecípodos, corales, anélidos, equinodermos, amonites y nautiloideos fragmentados y desordenados, que localmente aparecen segregados como lentes de areniscas coquinoideas. Representan barras y rellenos de canales formados en una zona subltoral con incidencia de mareas. La facies de calizas incluyen *packstone* de pelecípodos y raramente *boundstone* arreglados según capas tabulares o localmente como abultamientos lensoides de pelecípodos en matriz micrítica. Reflejan un medio marino de plataforma, ocasionalmente agitado, que hacia el oeste gradaba a condiciones con fondos más profundos y calmos en los que se acumulaban calizas micríticas. Finalmente, la facies de pelitas oscuras y *mudstone-wackestone* esqueléticos ocurren en bancos medianos a finos, portadores de pelecípodos de valvas finas, amonites, foraminíferos y braquiópodos en asociaciones de baja diversidad taxonómica. Se interpreta un fondo de aguas calmas, disaeróbicas a anaeróbicas. La presencia ocasional de tobas o *wackes* tobáceos documenta contemporaneidad con eventos magmáticos y cierto efecto de redistribución por corrientes de fondo.

Luego del interludio clástico-evaporítico del Oxfordiano-Kimmeridgiano se registró una marcada expansión de la cuenca hacia el antepaís (figura 5-d). La mayor parte de la invasión marina parece haber ocurrido durante el Tithoniano. Sin embargo, en ciertos lugares como el borde cercano al río Diamante, las capas marinas más extendidas son depósitos del Berriasiano con *Argentiniceras noduliferum* (Legarreta et al., 1981). Durante buena parte del Tithoniano y del Berriasiano las condiciones locales promovieron la gradual reinstauración de una faja de acumulación carbonática de marcada continuidad lateral y un ancho máximo en el orden de los 5 Km (figura 6-a). El análisis del sistema de acumulación (Legarreta et al., 1981; Legarreta y Uliana, 1991) indica una geometría deposicional de tipo rampa, carente de quiebre de plataforma. Las observaciones de detalle en afloramientos y pozos revelan la ocurrencia de varios cambios importantes en el nivel de base. Temprano durante el Tithoniano el estilo dominante fue hacia la profundización, con apilamiento retroescalonado de los depósitos marginales. Más tarde durante el Tithoniano y el Berriasiano la tendencia fue hacia una mayor estabilidad, y eventualmente se registró escalonamiento de la facies someras hacia el interior de la cuenca. Esta tendencia general de somerización se vio también reflejada en el arribo de material detrítico desde el oeste (figura 6-a). En la región del Volcán Planchón tales depósitos se presentan como zonas verdes de arenas finas hasta gruesas, ordenadas en capas



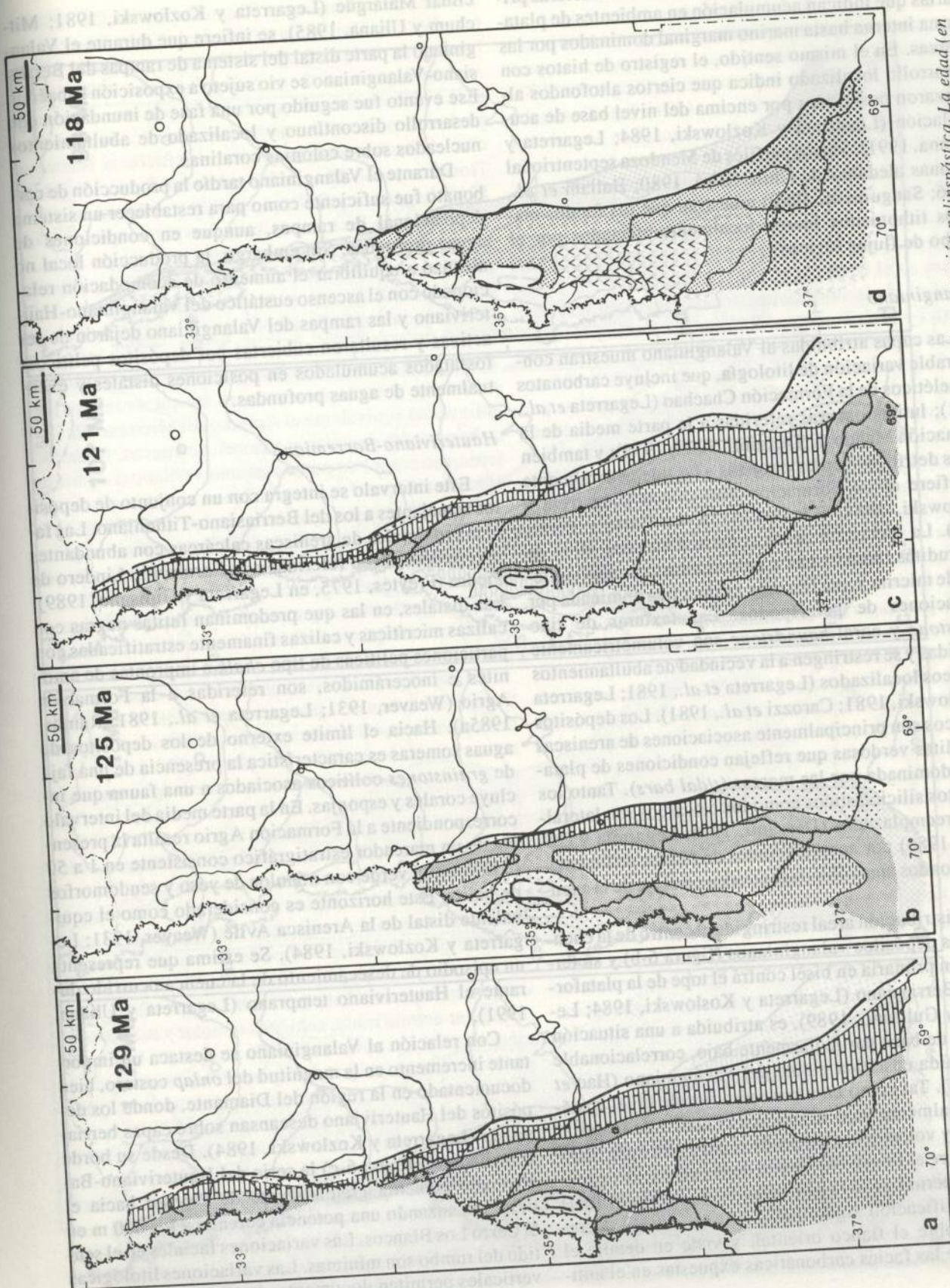


Figura 6: Reconstrucciones paleogeográficas para el Cretácico inferior de la cuenca neuquino-surmiocina, sin corrección palinspástica. La edad (en Ma) es una asignación convencional según el diagrama cronoestratigráfico de la figura 2. Referencia de las facies véase figura 8.



gruesas con arreglo estratocreciente con estructuras primarias que indican acumulación en ambientes de plataforma interna hasta marino marginal dominados por las mareas. En el mismo sentido, el registro de hiatos con desarrollo localizado indica que ciertos altofondos alcanzaron posiciones por encima del nivel base de acumulación (Legarreta y Kozlowski, 1984; Legarreta y Uliana, 1991). Varios perfiles de Mendoza septentrional y zonas aledañas de Chile (Biró, 1980; Hallam *et al.*, 1986; Sanguinetti, 1990) muestran que los fondos marinos tithonianos fueron localmente afectados por el arribo de flujos lávicos.

### Valanginiano

Las capas atribuidas al Valanginiano muestran considerable variación de litología, que incluye carbonatos esqueléticos de la Formación Chachao (Legarreta *et al.*, 1981); lutitas oscuras referidas a la parte media de la Formación Mendoza (Dessanti, 1973; 1978); y también series detríticas verdes o rojizas a las que generalmente se refiere como Formación Mulichinco (Legarreta y Kozlowski, 1984; Ramos, 1985a; Lo Forte y Pérez, 1991). La facies calcáreas consisten en unos 40 m de calciruditas bioclásticas y calcarenitas con alto contenido de micrita y una fracción esquelética dominada por asociaciones de pelecípodos. Las texturas de tipo *grainstone* y *coral-boundstone* son volumétricamente reducidas y se restringen a la vecindad de abultamientos calcáreos localizados (Legarreta *et al.*, 1981; Legarreta y Kozlowski, 1981; Carozzi *et al.*, 1981). Los depósitos detríticos son principalmente asociaciones de areniscas y limolitas verdosas que reflejan condiciones de plataforma dominada por las mareas (*tidal bars*). Tanto los depósitos siliciclásticos como los calcáreos son lateralmente reemplazados (Dessanti, 1978; Legarreta y Gulisano, 1989) por acumulaciones de pelitas sedimentadas en fondos anaeróbicos centrados en el eje de la cuenca.

La distribución areal restringida al centro de la cuenca de los depósitos valanginianos (figura 6-b) y su terminación primaria en bisel contra el tope de la plataforma del Berriasiano (Legarreta y Kozlowski, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989), es atribuida a una situación de nivel de base particularmente bajo, correlacionable con la caída eustática global del Valanginiano (Haq *et al.*, 1987). Tal como en otros episodios de nivel eustático globalmente bajo se destaca el arribo de material detrítico y volcanoclástico desde el oeste. En Paso Montañés, sobre el flanco occidental de la cuenca, estas condiciones permitieron la acumulación de areniscas finas con estratificación sigmoidal y arreglo estrato-decreciente. Sobre el flanco oriental, y visto en detalle el arreglo de las facies carbonáticas expuestas en el anti-

clinal Malargüe (Legarreta y Kozlowski, 1981; Mitchum y Uliana, 1985), se infiere que durante el Valanginiano la parte distal del sistema de rampas del Berriasiano-Valanginiano se vio sujeto a exposición subaérea. Ese evento fue seguido por una fase de inundación con desarrollo discontinuo y localizado de abultamientos nucleados sobre colonias coralinas.

Durante el Valanginiano tardío la producción de carbonato fue suficiente como para restablecer un sistema deposicional de rampas, aunque en condiciones de aguas profundas. Sin embargo, la producción local no alcanzó a equilibrar el aumento de acomodación relacionado con el ascenso eustático del Valanginiano-Hauteriviano y las rampas del Valanginiano dejaron de ser activas y resultaron cubiertas por depósitos pelíticos-fosfatados acumulados en posiciones distales y eventualmente de aguas profundas.

### Hauteriviano-Barremiano

Este intervalo se integra con un conjunto de depósitos semejantes a los del Berriasiano-Tithoniano. Las facies proximales de areniscas calcáreas con abundantes invertebrados son referidas a la Formación Lindero de Piedra (Freytes, 1975, en Legarreta y Gulisano, 1989). Las distales, en las que predominan lutitas negras con calizas micríticas y calizas finamente estratificadas con particiones pelíticas de tipo *chalk* e improntas de amonites e inocerámidos, son referidas a la Formación Agrio (Weaver, 1931; Legarreta *et al.*, 1981; Ramos, 1985a). Hacia el límite externo de los depósitos de aguas someras es característica la presencia de una faja de *grainstones* oolíticos asociados a una fauna que incluye corales y esponjas. En la parte media del intervalo correspondiente a la Formación Agrio resalta la presencia de un marcador estratigráfico consistente en 1 a 50 m de arcilita verde con nódulos de yeso y pseudomorfo de halita. Este horizonte es considerado como el equivalente distal de la Arenisca Avilé (Weaver, 1931; Legarreta y Kozlowski, 1984). Se estima que representa un episodio de desecamiento de la cuenca ocurrido durante el Hauteriviano temprano (Legarreta y Uliana, 1991).

Con relación al Valanginiano se destaca un importante incremento en la magnitud del *onlap* costero, bien documentado en la región del Diamante, donde los depósitos del Hauteriviano descansan sobre capas berriasianas (Legarreta y Kozlowski, 1984). Desde su borde deposicional (figura 6-c) la serie del Hauteriviano-Barremiano aumenta gradualmente de espesor hacia el oeste, alcanzando una potencia cercana a los 600 m en el Cerro Los Blancos. Las variaciones faciales en el sentido del rumbo son mínimas. Las variaciones litológicas verticales permiten documentar la presencia de dos pi-



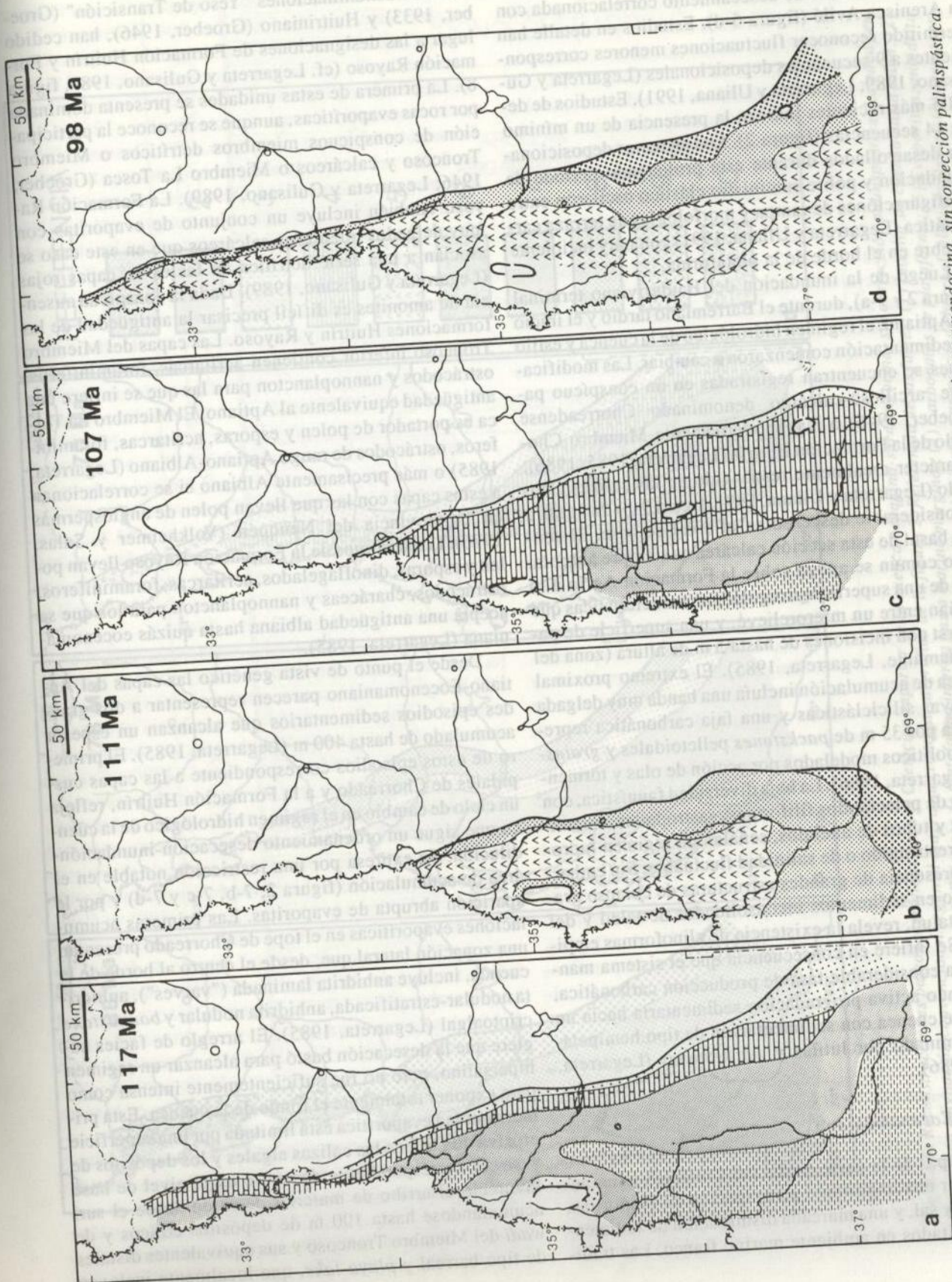


Figura 7: Reconstrucciones paleogeográficas para la parte alta del Cretácico inferior de la cuenca neuquina-surandocina, sin corrección palinspástica. La edad (en Ma) es una asignación convencional según el diagrama cronoestratigráfico de la figura 2. Referencia de las facies véase figura 8.



cos de máxima inundación hacia el fin del Valanginiano y luego de la fase de desecamiento correlacionada con la Arenisca Avilé (figura 6-d). Estudios en detalle han permitido reconocer fluctuaciones menores correspondientes a 9 secuencias deposicionales (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991). Estudios de detalle más recientes indican la presencia de un mínimo de 14 secuencias (figura 2). Los sistemas deposicionales desarrollados durante este prolongado período de inundación y pobre suministro clástico oscilaron entre configuraciones de rampa y morfologías de terraza carbonática (Legarreta y Uliana, 1991) con muy incipiente quiebre en el borde de la plataforma.

Luego de la inundación del Hauteriviano terminal (figura 2 y 7-a), durante el Barremiano tardío y el inicio del Aptiano, el régimen hidrológico de la cuenca y estilo de sedimentación comenzaron a cambiar. Las modificaciones se encuentran registradas en un conspicuo paquete arcilloso-calcáreo denominado Chorreadense (Groeber, 1946) o más modernamente Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Legarreta, 1985; 1986). El carácter arealmente restringido de las calizas Chorreado (Legarreta y Uliana, 1991, figura 9-b) demuestra un considerable descenso en el nivel de base. El contacto basal de esta sección calcárea es siempre abrupta. Por lo común se apoya sobre la Formación Agrio a lo largo de una superficie irregular con características que fluctúan entre un microrelieve, y una superficie de paleokarst con incisiones de hasta 5 m de altura (zona del río Diamante, Legarreta, 1985). El extremo proximal del área de acumulación incluía una banda muy delgada de playas siliciclásticas y una faja carbonática representada por 35 m de *packstones* pelletoidales y *grainstones* oolíticos modelados por acción de olas y tormentas (Legarreta, 1986). La baja diversidad faunística, con formas de pelecípodos filiformes, gastrópodos, foraminíferos y tubos de anélidos, señalan un régimen hidrológico restringido o de salinidad fluctuante. Sin embargo, la presencia de grandes estructuras de colapso gravitatorio en sedimentos inconsolidados de talud y del pie del talud, revela la existencia de clinoformas empinadas. Se infiere en consecuencia que el sistema mantuvo una considerable tasa de producción carbonática, induciendo activa progradación sedimentaria hacia un centro de cuenca con sedimentación de tipo hemipelágico dominado por lutitas y *wackestones* (Legarreta, 1985; 1986).

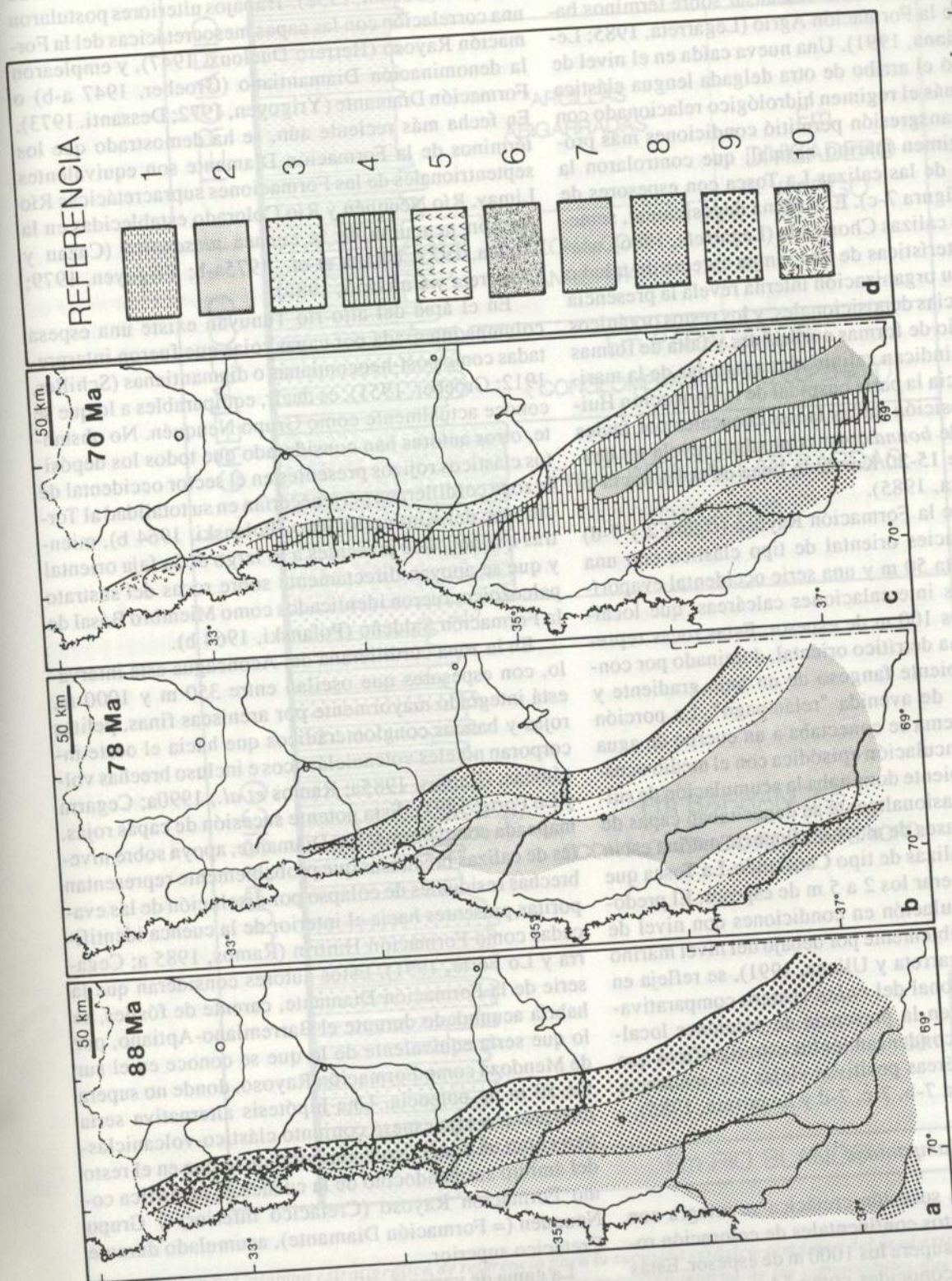
#### *Aptiano-Eocenomaniano*

Las capas de la parte media del Cretácico se caracterizan por una importante participación de evaporitas, anhidrita y sal, y una marcada disminución de sedimentos depositados en ambiente marino franco. Las tradi-

cionales denominaciones "Yeso de Transición" (Groeber, 1933) y Huitriniano (Groeber, 1946), han cedido lugar a las designaciones de Formación Huitrín y Formación Rayoso (cf. Legarreta y Gulisano, 1989, figura 8). La primera de estas unidades se presenta dominada por rocas evaporíticas, aunque se reconoce la participación de conspicuos miembros detríticos o Miembro Troncoso y calcáreos o Miembro La Tosca (Groeber, 1946; Legarreta y Gulisano, 1989). La Formación Rayoso también incluye un conjunto de evaporitas con muy delgados miembros calcáreos que en este caso se asocian a una serie detrítica en facies de capas rojas (Legarreta y Gulisano, 1989). Dada la conspicua ausencia de amonites es difícil precisar la antigüedad de las formaciones Huitrín y Rayoso. Las capas del Miembro Troncoso inferior contienen acritarcas, foraminíferos, ostrácodos y nannoplancton para las que se infiere una antigüedad equivalente al Aptiano. El Miembro La Tosca es portador de polen y esporas, acritarcas, foraminíferos, ostrácodos de rango Aptiano-Albiano (Legarreta, 1985) o más precisamente Albiano si se correlacionan a estas capas con las que llevan polen de angiospermas en la provincia del Neuquén (Volkheimer y Salas, 1976). Los términos de la Formación Rayoso llevan polen y esporas, dinoflagelados, acritarcas, foraminíferos, ostrácodos, charáceas y nannoplancton para los que se acepta una antigüedad albiana hasta quizás eocenomaniana (Legarreta, 1985).

Desde el punto de vista genético las capas del Aptiano-Eocenomaniano parecen representar a dos grandes episodios sedimentarios que alcanzan un espesor acumulado de hasta 400 m (Legarreta, 1985). El primero de estos episodios correspondiente a las capas cuspidales de Chorreado y a la Formación Huitrín, refleja un ciclo de cambio en el régimen hidrológico de la cuenca que sigue un ordenamiento desecación-inundación-dilución. Se expresa por una restricción notable en el área de acumulación (figura 2, 7-b, 7-c y 7-d) y por la aparición abrupta de evaporitas. Las primeras acumulaciones evaporíticas en el tope de Chorreado presentan una zonación lateral que, desde el centro al borde de la cuenca, incluye anhidrita laminada ("varves"), anhidrita nodular-estratificada, anhidrita nodular y *boundstone* criptoalgal (Legarreta, 1985). El arreglo de facies sugiere que la desecación bastó para alcanzar un régimen hipersalino, pero no fue suficientemente intensa como para exponer totalmente el fondo de la cuenca. Esta primera unidad evaporítica está limitada por una superficie erosiva que trunca las calizas algales y los depósitos de yeso. El correspondiente descenso en el nivel de base favoreció el arribo de material detrítico desde el sur, acumulándose hasta 100 m de depósitos eólicos y de *wadi* del Miembro Troncoso y sus equivalentes distales de tipo barreal y *playa-lake*, que localmente incluyen





**Figura 8:** Reconstrucciones paleogeográficas para el Cretácico superior de la cuenca neuquina-surmerocina, sin corrección palinspástica. La edad (en Ma) es una asignación convencional según el diagrama cronostratigráfico de la figura 2. Referencia de las facies: (1) Interior de cuenca hasta talud; (2) Clásticos de talud hasta costa afuera; (3) Clásticos de plataforma interna hasta marino marginal; (4) Carbonatos de plataforma; (5) Evaporitas, anhidrita y/o halita, marino hipersalino y/o continentales; (6) clásticos y calizas lacustres; (7) Pelitas dominantes y areniscas de barral, aluvial y fluvial; (8) Areniscas, con participación de pelitas y conglomerados; (9) Conglomerados y areniscas fluviales; (10) Depósitos volcánicos lávicos.



capas de halita (figura 7-b). La siguiente fase de desecación permitió la acumulación de cloruros de potasio, pero con el tiempo las facies de sulfatos se expandieron sobre la plataforma hasta descansar sobre términos barrerianos de la Formación Agrio (Legarreta, 1985; Legarreta y Uliana, 1991). Una nueva caída en el nivel de base provocó el arribo de otra delgada lengua clástica y de allí en más el régimen hidrológico relacionado con una nueva transgresión permitió condiciones más próximas al régimen marino normal, que controlaron la acumulación de las calizas La Tosca con espesores de hasta 35 m (figura 7-c). El sistema deposicional, semejante al de las calizas Chorreado (Legarreta, 1986), asumió las características de una rampa carente de talud o clinoforma. Su organización interna revela la presencia de dos secuencias deposicionales, y los restos orgánicos con predominio de formas eurihelinas y falta de formas estenohelinas indican salinidades apartadas de la marina normal. Hacia la parte cuspidal de la Formación Huitrín la superposición de las facies cuencales por facies pericótidas de *boundstone* criptoalgal revela un desplazamiento de 15-20 Km de la línea de costa hacia el oeste (Legarreta, 1985).

Las capas de la Formación Rayoso (figura 2 y 7-d) incluyen una facies oriental de tipo clástico con una potencia de hasta 50 m y una serie occidental evaporítica con escasas intercalaciones calcáreas, que localmente supera los 100 m de espesor. Estas rocas representan un sistema detrítico oriental, dominado por condiciones de ambiente fangoso de un bajo gradiente y sujeto episodios de avenida "relámpago". La porción distal de ese sistema se conectaba a un cuerpo de agua hipersalina de vinculación episódica con el medio oceánico. En este ambiente dominaba la acumulación de sulfato nodular y ocasionalmente se depositaban capas de sal de roca. Las fases de mayor influencia marina están expresadas por calizas de tipo Chorreado-La Tosca que no alcanzan a superar los 2 a 5 m de espesor. El predominio de la acumulación en condiciones con nivel de base bajo, presumiblemente por debajo del nivel marino del momento (Legarreta y Uliana, 1991), se refleja en una magnitud regional del *onlap* costero comparativamente reducido y en la presencia de secciones localmente truncadas y condensamientos estratigráficos que se reiteran sobre aéreas positivas viejas con tendencia de altofondo (figura 7-b, 7-c, 7-d y Legarreta, 1985).

#### *Neocenomaniano-Campaniano*

Este tramo de la sucesión cretácica se integra con un conjunto de estratos continentales de coloración rojiza, que localmente supera los 1000 m de espesor. Estas capas, inicialmente conocidas como "Areniscas Coloradas" (Gerth, 1925a) o Piso del Ranquil (Groeber,

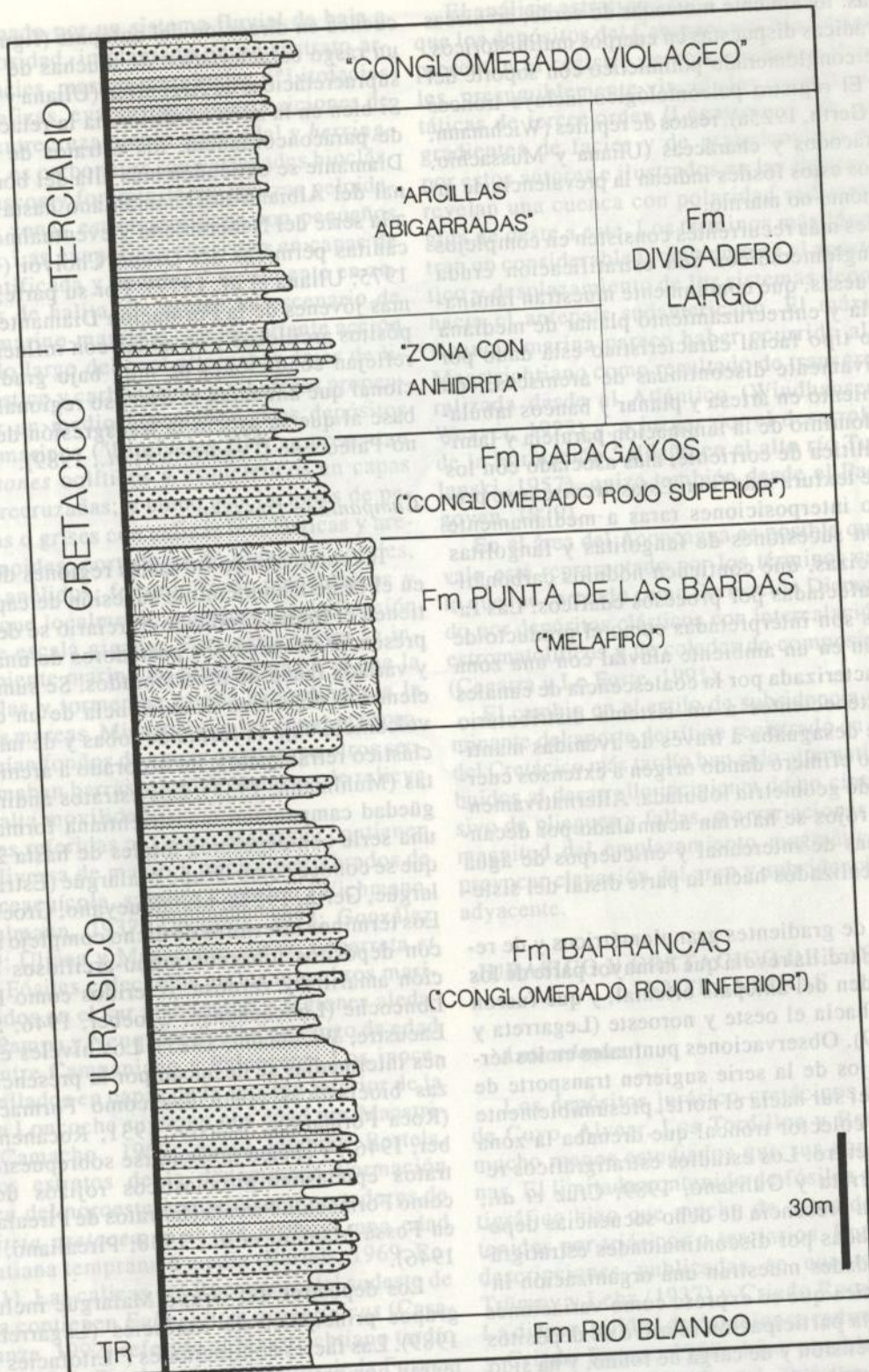
1933), fueron tempranamente equiparadas con la serie supracretácica de los "Estratos con Dinosaurios" de Neuquén (Boehm, 1938). Trabajos ulteriores postularon una correlación con las capas mesocretácicas de la Formación Rayoso (Herrero Ducloux, 1947), y emplearon la denominación Diamantino (Groeber, 1947 a-b) o Formación Diamante (Yrigoyen, 1972; Dessanti, 1973). En fecha más reciente aún, se ha demostrado que los términos de la Formación Diamante son equivalentes septentrionales de las Formaciones supracretácicas Río Limay, Río Neuquén y Río Colorado establecidas en la porción neuquina de la cuenca mesozoica (Cazau y Uliana, 1973; Uliana *et al.*, 1975a-b; Yrigoyen, 1979; Legarreta y Gulisano, 1989).

En el área del alto río Tunuyán existe una espesa columna integrada por capas rojas que fueron interpretadas como post-neocomianas o diamantinas (Schiller, 1912; Groeber, 1951), es decir, equiparables a lo que se conoce actualmente como Grupo Neuquén. No obstante, otros autores han considerado que todos los depósitos clásticos rojizos presentes en el sector occidental de la zona cordillerana pertenecerían en su totalidad al Tordillense del Kimmeridgiano (Polanski, 1964 b), mientras que aquellos presentes a lo largo de la faja oriental y que se apoyan directamente sobre rocas del sustrato paleozoico, fueron identificados como Miembro Basal de la Formación Saldeño (Polanski, 1964 b).

En la zona cordillerana del Aconcagua este intervalo, con espesores que oscilan entre 350 m y 1000 m, está integrado mayormente por areniscas finas, pelitas rojas y bancos conglomerádicos que hacia el oeste incorporan niveles volcanoclásticos e incluso brechas volcánicas (Ramos, 1985a; Ramos *et al.*, 1990a; Cegarra y Lo Forte, 1991). Esta potente sucesión de capas rojas, mapeada como Formación Diamante, apoya sobre niveles de calizas brechosas que probablemente representan brechas residuales de colapso por disolución de las evaporitas presentes hacia el interior de la cuenca identificadas como Formación Huitrín (Ramos, 1985 a; Cegarra y Lo Forte, 1991). Estos autores consideran que la serie de la Formación Diamante, carente de fósiles, se habría acumulado durante el Barremiano-Aptiano, por lo que sería equivalente de lo que se conoce en el sur de Mendoza como Formación Rayoso, donde no supera los 50 m de potencia. Una hipótesis alternativa sería interpretar a este espeso conjunto clástico-volcanoclástico como un equivalente temporal de lo que en el resto del ámbito surmendocino de la cuenca se identifica como Formación Rayoso (Cretácico inferior) y Grupo Neuquén (= Formación Diamante), acumulado durante Cretácico superior.

La gama de variación litológica de la serie supracretácica abarca: areniscas con entrecruzamiento, laminación ondulítica y lineación de corriente; limolitas y fan-





**Figura 9:** Columna estratigráfica de referencia para la sucesión jurásico-cretácica del área extrandina (Cuenca Cuyana). Se ilustra en forma simplificada la organización interna de los componentes que integran a las diferentes unidades estratigráficas (clásticos, evaporitas y rocas volcánicas) y la nomenclatura actualmente en uso.



golitas rojas, localmente moteadas de verde; areniscas conglomerádicas dispuestas en cuerpos mulihistóricos, y lentes de conglomerado polimítico con soporte del esqueleto. El registro paleontológico incluye troncos alóctonos (Gerth, 1925a), restos de reptiles (Wichmann, 1927), ostrácodos y charáceas (Uliana y Mussachio, 1979). Todos estos fósiles indican la prevalencia de un medio ambiente no marino.

Las facies más recurrentes consisten en complejos arenoso-conglomerádicos con estratificación cruda en capas gruesas, que comúnmente muestran laminación paralela y entrecruzamiento planar de mediana escala. Otro tipo facial característico está dado por capas relativamente discontinuas de areniscas, con entrecruzamiento en artesa y planar y bancos tabulares con predominio de la laminación paralela y laminación ondulítica de corriente, más asociado con los miembros de textura más fina. Estas areniscas se presentan como interposiciones raras a medianamente frecuentes en sucesiones de fangolitas y fangolitas arenosas macizas, que contienen nódulos carbonáticos y zonas afectadas por procesos edáficos. Las facies arenosas son interpretadas como el producto de sedimentación en un ambiente aluvial con una zona de borde caracterizada por la coalescencia de canales fluviales pertenecientes a un sistema distributario múltiple, que desagaba a través de avenidas mantiformes de tipo efímero dando origen a extensos cuerpos arenosos de geometría lobulada. Alternativamente los fangos rojos se habrían acumulado por decantación en zonas de intercanal y en cuerpos de agua temporaria localizados hacia la parte distal del sistema.

El examen de gradientes granulométricos y de relaciones arena/arcilla revela que la mayor parte de los detritos proceden del antepaís oriental, y que fueron transportados hacia el oeste y noroeste (Legarreta y Gulisano, 1989). Observaciones puntuales en los términos más viejos de la serie sugieren transporte de rodados desde el sur hacia el norte, presumiblemente a través de un colector troncal que drenaba la zona axial del depocentro. Los estudios estratigráficos regionales (Legarreta y Gulisano, 1989; Cruz *et al.*, 1989) señalan la presencia de ocho secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades estratigráficas. Estas unidades muestran una organización interna característica que se expresa como variaciones sistemáticas en la participación relativa de depósitos de carga en suspensión y de carga de fondo, y ha sido tentativamente atribuida a fluctuaciones en el nivel de base regional (Uliana y Dellapé, 1981; Legarreta y Gulisano, 1989).

Las capas de la Formación Diamante (=Grupo Neuquén) registran una marcada expansión de la

cuenca en dirección del antepaís (figura 8-a), que es un rasgo característico de muchas de las sucesiones supracretácicas de Argentina (Uliana y Biddle, 1988). Si bien en la zona cordillerana la relación de base es de paraconcordancia, los estratos de la Formación Diamante se extienden más allá del borde deposicional del Albiano-Eocenomaniano hasta sobreponerse a la serie del Neocomiano y eventualmente a las volcanitas pérmicas del Grupo Choiyoi (Uliana *et al.*, 1975; Uliana *et al.*, 1977). Por su parte, los términos más jóvenes de la Formación Diamante, ricos en depósitos arcillosos y en zonas con influencia lacustre, reflejan condiciones de muy bajo gradiente deposicional que anuncian el ascenso regional del nivel de base al que se asoció la transgresión del Campaniano-Paleoceno (Legarreta *et al.*, 1989).

#### Campaniano-Daniano

Tal como ocurre en vastas regiones de Argentina, en el oeste mendocino la sucesión de capas que contienen el límite Cretácico-Terciario se destaca por la presencia de calcáreos portadores de una abundante y variada fauna de invertebrados. Se suma allí como elemento distintivo la existencia de un componente volcánico, bajo la forma de tobas y de material piroclástico retrabajado e incorporado a areniscas y pelitas (Muhlmann, 1937). Los estratos andinos de antigüedad campaniano-maastrichtiana forman parte de una serie con espesores totales de hasta 200 m, a la que se conoce como Grupo Malargüe (Estratos de Malargüe, Gerth, 1925a; Malalhueyano, Groeber, 1946). Los términos inferiores de dicho complejo se integran con depósitos tobáceos areno-arcillosos de coloración amarilla y verdosa, referidos como Formación Loncoche (Loncochense, Groeber, 1946; Senoniano Lacustre, Wichmann, 1927). Los niveles en posiciones intermedias se destacan por la presencia de calizas bioclásticas conocidas como Formación Roca (Roca Formation, Weaver, 1931; Rocanense, Groeber, 1946), y suelen presentarse sobrepuestos por estratos epiclástico-piroclásticos rojizos designados como Formación Pircala (Estratos de Pircala, Boehm, en Fossa Mancini *et al.*, 1938; Pircaliano, Groeber, 1946).

Los depósitos del Grupo Malargüe incluyen tres grupos principales de litofacies (Legarreta *et al.*, 1989). Las facies continentales ("Litofacies I") se integran con areniscas, algunos conglomerados, y con pelitas rojas o verdes. Se presentan organizadas en paquetes que alternan hábito granodecreciente y organización grano-estratocreciente, y que contienen polen, esporas, ostrácodos y charáceas. Se las interpreta como resultado de sedimentación en un medio



no marino, drenado por un sistema fluvial de baja a moderada sinuosidad, implantado en un sustrato arcilloso. Las facies marino-marginales ("Litofacies II") incluyen calizas, evaporitas e interposiciones de areniscas con entrecruzamiento sigmoidal y *herringbone* y pelita. Los carbonatos son variedades bioclásticas con moluscos y foraminíferos, calizas peloidales-oolíticas y zonas estromatolíticas con pequeños abultamientos. Las evaporitas consisten en capas de anhidrita estratificada y nodular y localmente en zonas con cubos de halita. Se asume un escenario de acumulación marino-marginal con importante acción de mareas, a lo largo del cual alternaban fajas de litoral silicoclástico y carbonático, y albúferas propensas a generar un medio hipersalino. Los depósitos francamente marinos ("Litofacies III") se presentan como *grainstones* oolíticos y esqueléticos en capas tabulares entrecruzadas; y como asociaciones de pelitas amarillas o grises con calizas bioclásticas y areniscas coquinoides, portadores de bivalvos, corales, briozoarios, anélidos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, que localmente muestran estratificación sigmoidal de escala gigante. Para estas facies se infiere un ambiente marino de plataforma en el que la acción de olas y tormentas estaba subordinada a la acción de las mareas. Mientras que las zonas más profundas incluían fondos de aguas quietas, en otros sectores se formaban barras y bajos arenosos de relieve irregular y alta movilidad.

Las capas referidas al Grupo Malargüe contienen una fauna diversa de macro y microinvertebrados de habitat dulceacuícola, salobre y marino (Wichmann, 1927; Muhlmann, 1937; Dessanti, 1973; González Díaz, 1979; Uliana y Musacchio, 1979; Legarreta *et al.*, 1989). Fósiles colectados en los miembros marinos conocidos en el sur mendocino y regiones aledañas de La Pampa y Neuquén, avalan un rango de edad variable entre Campaniano y Paleoceno. Los inocerámidos hallados en capas de la sección inferior de la Formación Loncoche sugieren una edad pre-Maastrichtiano (Camacho, 1969; véase también Bertels, 1970). Los estratos de la denominada Formación Huantraico del noroeste neuquino son portadores de *Guembelitra cretacea*, y se les atribuye una edad maastrichtiana temprana a media (Bertels, 1969; Ramos, 1981). Las calizas del Rocanense del sudeste de La Pampa contienen *Eubaculites argentinicus* (Casadío y Leanza, 1992) referido al Maastrichtiano tardío (Riccardi, 1984). Finalmente, depósitos de la Formación Roca de afloramientos y subsuelo del ambiente de Los Volcanes registran la presencia de microfósiles del Daniano como *Globoconusa daubjerjensis* (González Díaz, 1979; C. Viviers, en Legarreta *et al.*, 1989).

El análisis estratigráfico a escala regional sugiere que los depósitos del Campaniano-Maastrichtiano representan el registro de seis episodios deposicionales, presumiblemente vinculados a oscilaciones eustáticas de tercer orden (Legarreta *et al.*, 1989). Los gradientes de facies y de granulometría reportados por estos autores e ilustrados en las figuras 8-b y 8-c, revelan una cuenca con polaridad sedimentaria dirigida de oeste a este. Los términos más jóvenes muestran un considerable incremento en el aporte piroclástico y desplazamiento de los sistemas deposicionales hacia el antepaís sudamericano. El máximo de influencia marina parece haber ocurrido al inicio del Maastrichtiano como resultado de transgresión generalizada desde el Atlántico (Windhausen, 1918 b; Weaver, 1927) y, a juzgar por el desarrollo calcáreo de la Formación Saldeño en el alto río Tunuyán (Polanski, 1957), quizá también desde el Pacífico (Yrigoyen, 1979).

En el área del Aconcagua es posible que este intervalo esté representado por los términos cuspidales de lo que fue cartado como Formación Diamante, integrado por depósitos clásticos con intercalación de niveles estromatolíticos y de coladas de composición basáltica (Cegarra y Lo Forte, 1991).

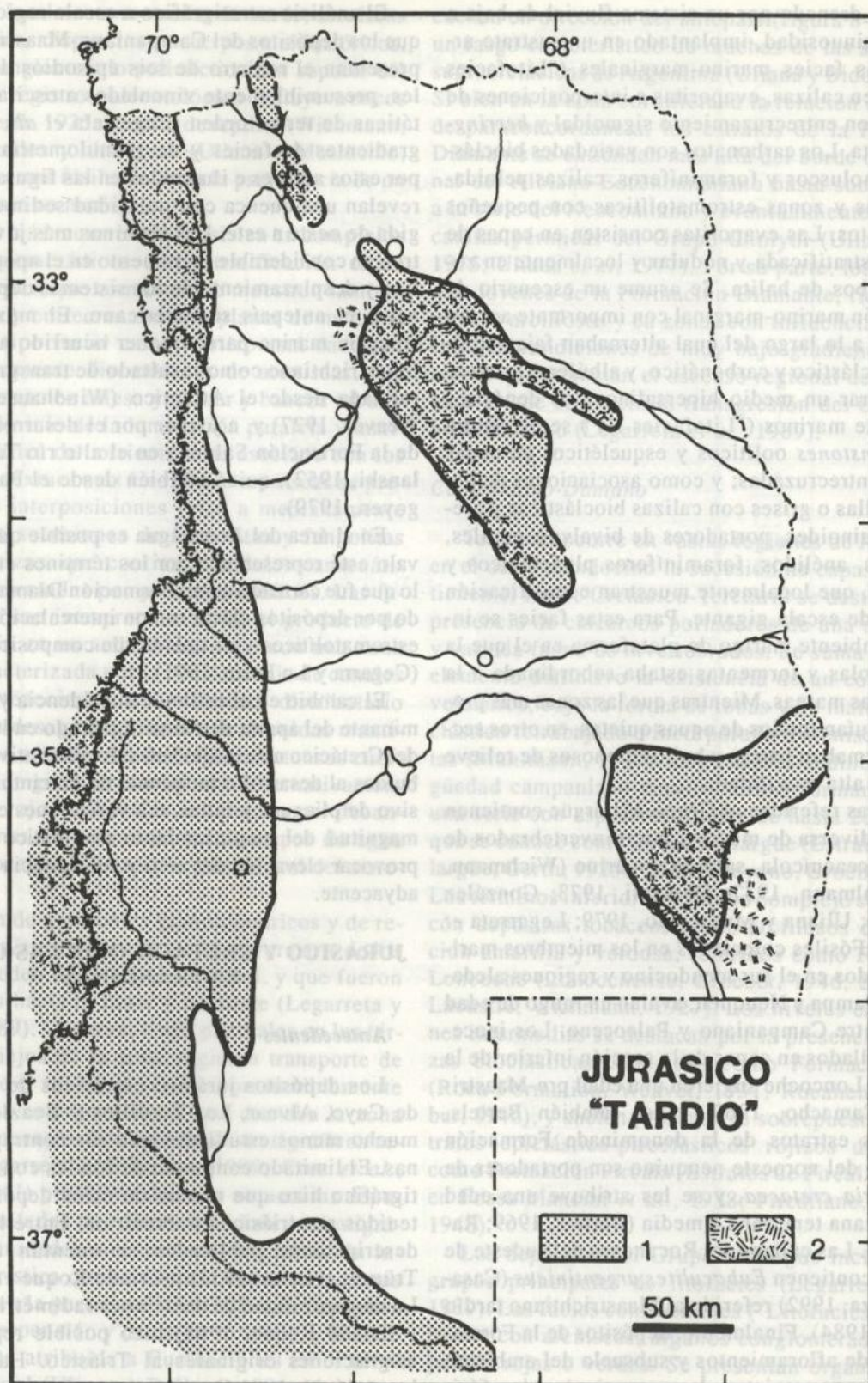
El cambio en el estilo de subsidencia y sentido dominante del aporte detrítico registrado en los depósitos del Cretácico más tardío han sido alternativamente atribuidos al desarrollo incipiente de un cinturón comprensivo de pliegues y fallas, o a variaciones en el ritmo y magnitud del emplazamiento magmático capaces de provocar elevación del arco y subsidencia del trasarco adyacente.

## JURASICO Y CRETACICO DE LAS CUENCAS EXTRANDINAS

### Antecedentes

Los depósitos jurásico-cretácicos de las cuencas de Cuyo, Alvear, Los Tordillos y Beazley han sido mucho menos estudiados que sus contrapartes andinas. El limitado contenido de fósiles con valor estratigráfico hizo que mucho de estos depósitos fueran tenidos por triásicos o terciarios. Entre las primeras descripciones publicadas se cuentan con las de Trümpy y Lehz (1937) y Criado Roque *et al.* (1959). La disponibilidad de dataciones radimétricas (Rolleri y Criado Roque, 1968) hizo posible replantear las asignaciones originales al Triásico. Hallazgos paleontológicos en áreas vecinas (Bonaparte, 1970a; Yrigoyen y Stover, 1970) y nuevas dataciones en el subsuelo de Alvear permitieron una revaluación a escala regional (Yrigoyen, 1975; Criado Roque, 1979;





**Figura 10:** Reconstrucción paleogeográfica para el "Jurásico tardío" de las áreas andina (Cuenca Mesozoica) y extrandina (cuencas Cuyana, Tordillos y Alvear) sin corrección palinspástica. Referencia: (1) Área de acumulación y (2) Rocas volcánicas.



Rolleri y Criado Roque, 1979), y sugieren que la extensión areal de las formaciones jurásico-cretácicas es mucho mayor que lo sospechado. En fecha más reciente se ha concretado una serie de estudios orientados a dilucidar el estilo de sedimentación y el medio ambiente que dominó la acumulación de estos depósitos (Manoni, 1985; Arciniega y Moratello, 1990; Kress, 1990; Kokogian y Mancilla, 1989).

### Marco geodinámico

La distribución y el rango estratigráfico atribuibles a las unidades jurásico-cretácicas de las cuencas extrandinas se ilustra esquemáticamente en la figura 9, una transecta a lo ancho del centro de Argentina que muestra como referencia el desarrollo de las series que integran las cuñas sedimentarias acumuladas en los bordes de la placa Sudamericana. Los depósitos del interior continental constituyen una serie mucho más delgada por efecto de condensación estratigráfica y alto valor de hiato interno. Durante la mayor parte del Jurásico y Cretácico la sedimentación en el interior continental fue esporádica y se mantuvo arealmente confinada a depocentros relativamente aislados sujetos a un débil régimen tensional que favoreció poca subsidencia y emisiones episódicas de lavas básicas. El análisis de las líneas sísmicas y pozos para exploración petrolífera sugiere la prevalencia de acumulación aluvial centrada en depresiones estructurales poco manifiestas, genéticamente vinculadas al fallamiento de extensión acaecido más temprano durante el Mesozoico. Sólo hacia fin del Cretácico ocurrió un ciclo regional de traslapamiento y tendencia hacia mayor continuidad areal de los depocentros. Tal efecto se estima relacionado con la ocurrencia concomitante de bajo "freeboard" continental (Uliana y Biddle, 1988) y un estadio relativamente alto del nivel marino global, dominante durante el Maastrichtiano y buena parte del Paleógeno.

### Jurásico

La presencia de rocas jurásicas es inferida a partir de dataciones radimétricas sobre coladas basálticas referidas a la Formación Punta de las Bardas (= "Meláfiro" = "Intercalación Morada") perforadas en las cuencas de Cuyo (124,5 Ma y 131,5 Ma, Rolleri y Fernández Garrasino, 1979) y Alvear (149 hasta 171 Ma, Criado Roque, 1979), y afloramientos de la sierra de Las Quijadas (provincia de San Luis) en la cuenca de Beazley (152,7 y 161,3 Ma, González, 1971). Estas rocas ígneas se asocian con depósitos sedimentarios alcanzando espesores de hasta 200 m, y localmente se sobreponen a acumulaciones detríticas rojas de

hasta 100 m de espesor designados como "Conglomerado Rojo Inferior" o Formación Barrancas (Regairaz, 1970; Rolleri y Fernández Garrasino, 1979). Las capas de la Formación Barrancas muestran un espectro granulométrico variable entre grava y arcilla. Las gravas se encuentran confinadas a la vecindad de los ejes de máximo espesor. En las zonas con desarrollo típico (ej.: Arciniega y Moratello, 1990) se destaca una sección inferior con gradación normal, superpuesta por dos paquetes con organización estratocreciente (figura 10). Se interpretan sistemas deposicionales de abanico aluvial y cursos fluviales efímeros, conectados a zonas distales con características de barral (Arciniega y Moratello, 1990; Kress, 1990). La distribución areal de la sucesión jurásica se ilustra tentativamente en la figura 11.

### Cretácico

Los depósitos atribuibles al Cretácico (figura 11) están representados por una sucesión cuyo espesor raramente excede los 150 m y es referida como Formación Papagayos, "Conglomerado Rojo Superior", o Formación Pozo Chimango (Rolleri y Fernández Garrasino, 1979; Criado Roque, 1979; Yrigoyen, 1975). El tramo inferior de estas unidades muestra una extensión areal restringida y suele integrarse con conglomerados rojizos que localmente contienen rodados de basalto y cuarzo, presumiblemente reflejando la actividad de cursos fluviales entrelazados de lecho gravoso. Por encima de este intervalo basal se presenta una serie con areniscas, zonas de yeso nodular o en capas y arcillitas tobáceas verdosas con banquitos calcáreos que muestran estructuras algales. El análisis de facies en afloramientos (Kokogian y Mancilla, 1989) y de subsuelo (Manoni, 1985) sugiere un sistema deposicional con cursos efímeros ocasionalmente afectados por acción eólica y un medio distal lagunar-salino o de sabkha ("Zona con anhidrita", Formación Pozo Chimango, Formación Lagarcito). La extensión areal de esta sucesión clástico-evaporítica excede a la de los depósitos mesozoicos más antiguos (ej.: Vicente, 1975, figura 5), expandiéndose sobre el substrato paleozoico y aún cubriendo localmente las dorsales que separaron los principales depocentros triásicos (Manoni, 1985). La datación de los depósitos aquí referidos al Cretácico sólo puede establecerse indirectamente por correlación con las sucesiones aflorantes en San Luis. Las capas rojas son equiparadas con la sucesión del Grupo del Gigante que contiene polen neocomiano y basaltos datados en 107 Ma (Yrigoyen, 1975; Flores, 1969). Las acumulaciones asociadas a la sección con evaporitas son comparables a las capas de la Formación Lagarcito que se en-



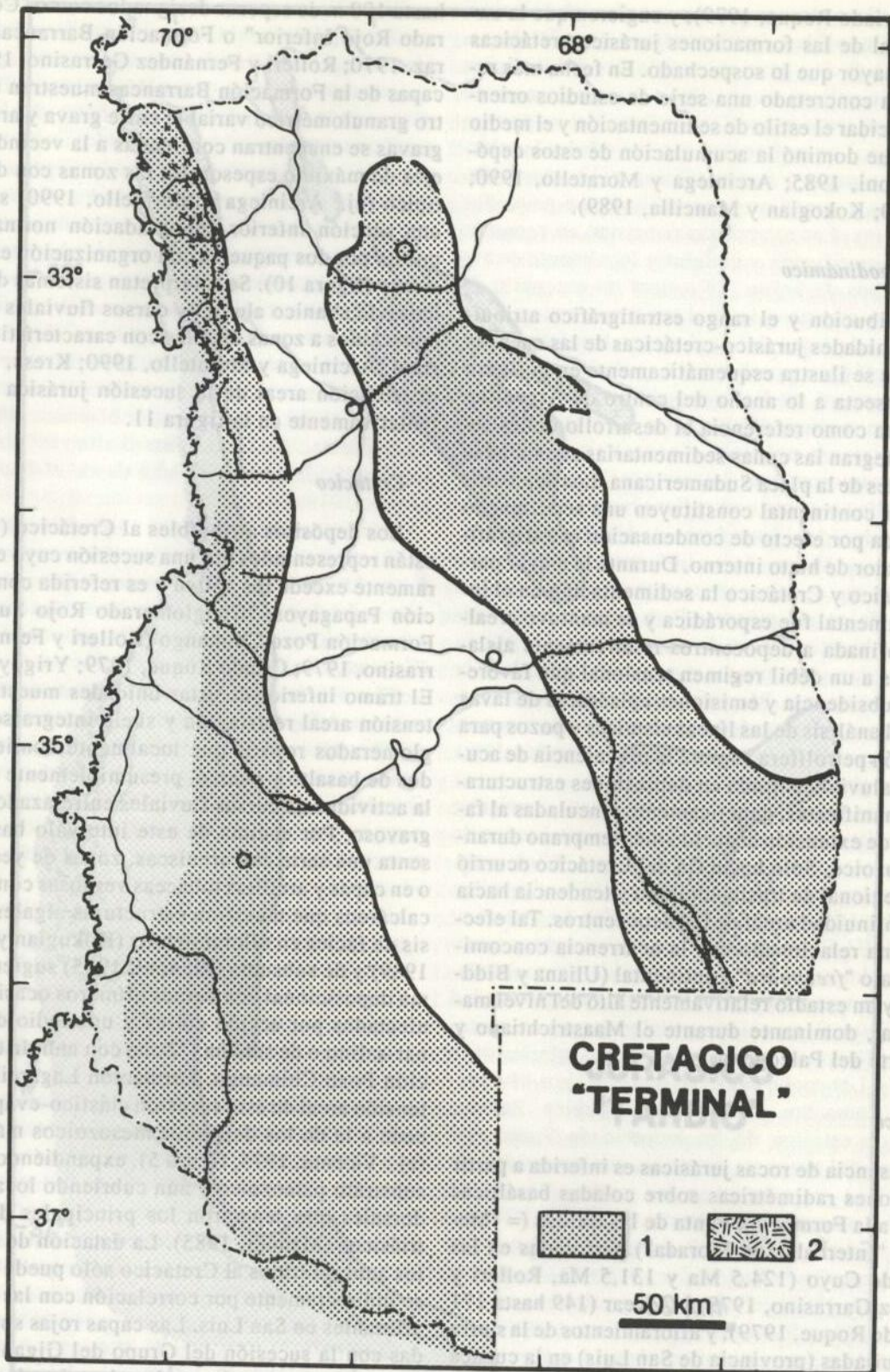
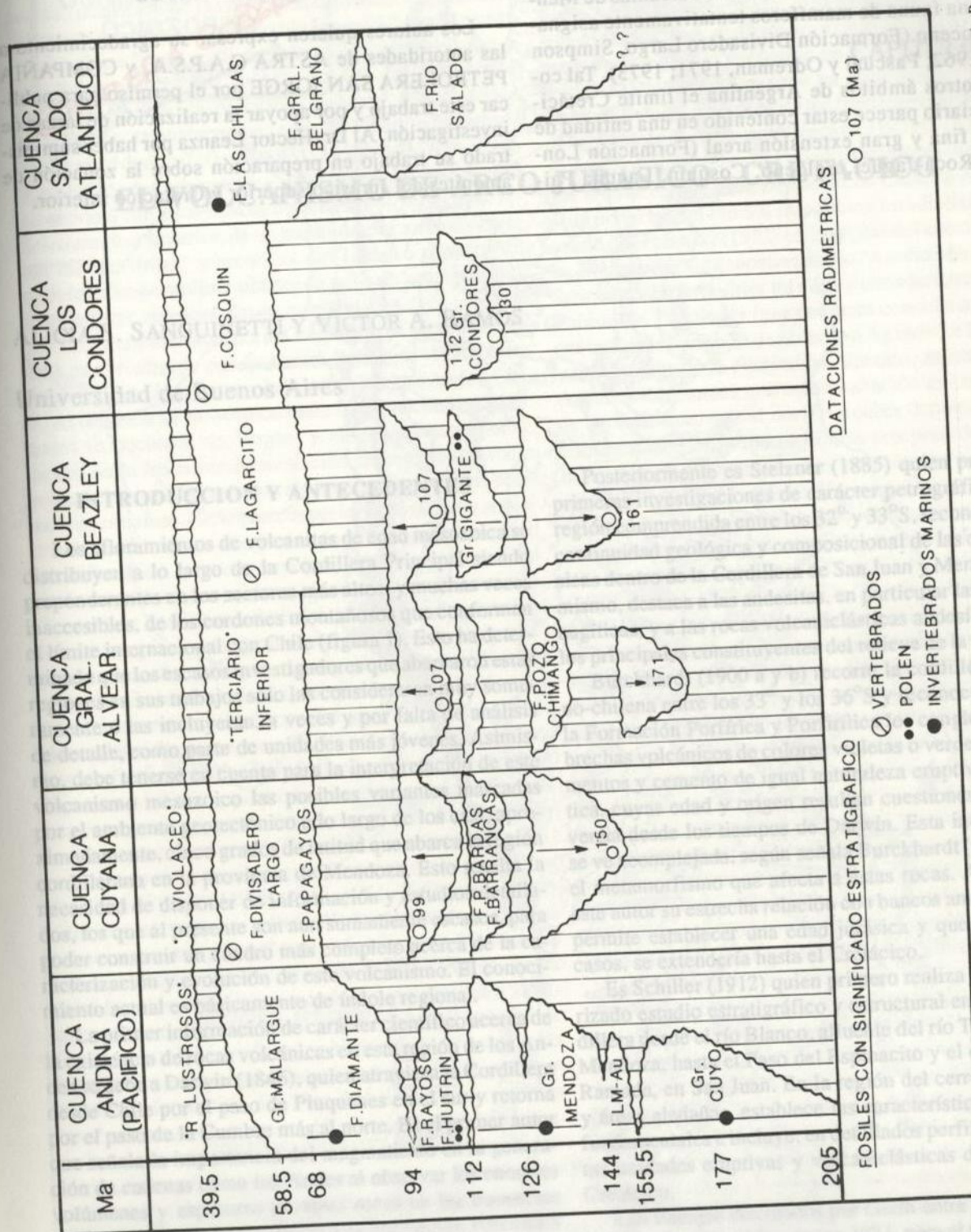


Figura 11: Reconstrucción paleogeográfica para el "Cretácico terminal" de las áreas andina (Cuenca Mesozoica) y extrandina (cuenca Cuyana, Tordillos y Alvear) sin corrección palinspática. Referencia: (1) Área de acumulación y (2) Rocas volcánicas.





**Figura 12:** Cuadro de correlación para el Jurásico y Cretácico de las cuenca andina mesozoica y las extrandinas Cuyanas y de Alvear (Mendoza), Beazley (San Luis), de los Condores (Córdoba) y Salado (Buenos Aires). Se ilustra en forma simplificada la distribución de los principales intervalos deposicionales de los hitos mayores.





cuentran por encima de los basaltos de 107 Ma y contienen restos de peces y pterosaurios (Flores, 1969) referidos al Senoniano. La parte cuspidal de este conjunto sedimentario contiene, en las cercanías de Mendoza, una fauna de mamíferos tentativamente asignada al Eoceno (Formación Divisadero Largo, Simpson *et al.*, 1962; Pascual y Odreman, 1971; 1973). Tal como en otros ámbitos de Argentina el límite Cretácico-Terciario parece estar contenido en una entidad de textura fina y gran extensión areal (Formación Loncoche, Roca-Jagüel, Saldeño, Cosquín, Laguna Pai-

va, Mariano Boedo), cuya distribución se ha bosquejado en la figura 12.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores quieren expresar su agradecimiento a las autoridades de ASTRA C.A.P.S.A. y COMPAÑIA PETROLERA SAN JORGE por el permiso para publicar este trabajo y por apoyar la realización de tareas de investigación. Al Dr. Hector Leanza por haber suministrado su trabajo en preparación sobre la zonación de amonites del Jurásico superior y Cretácico inferior.

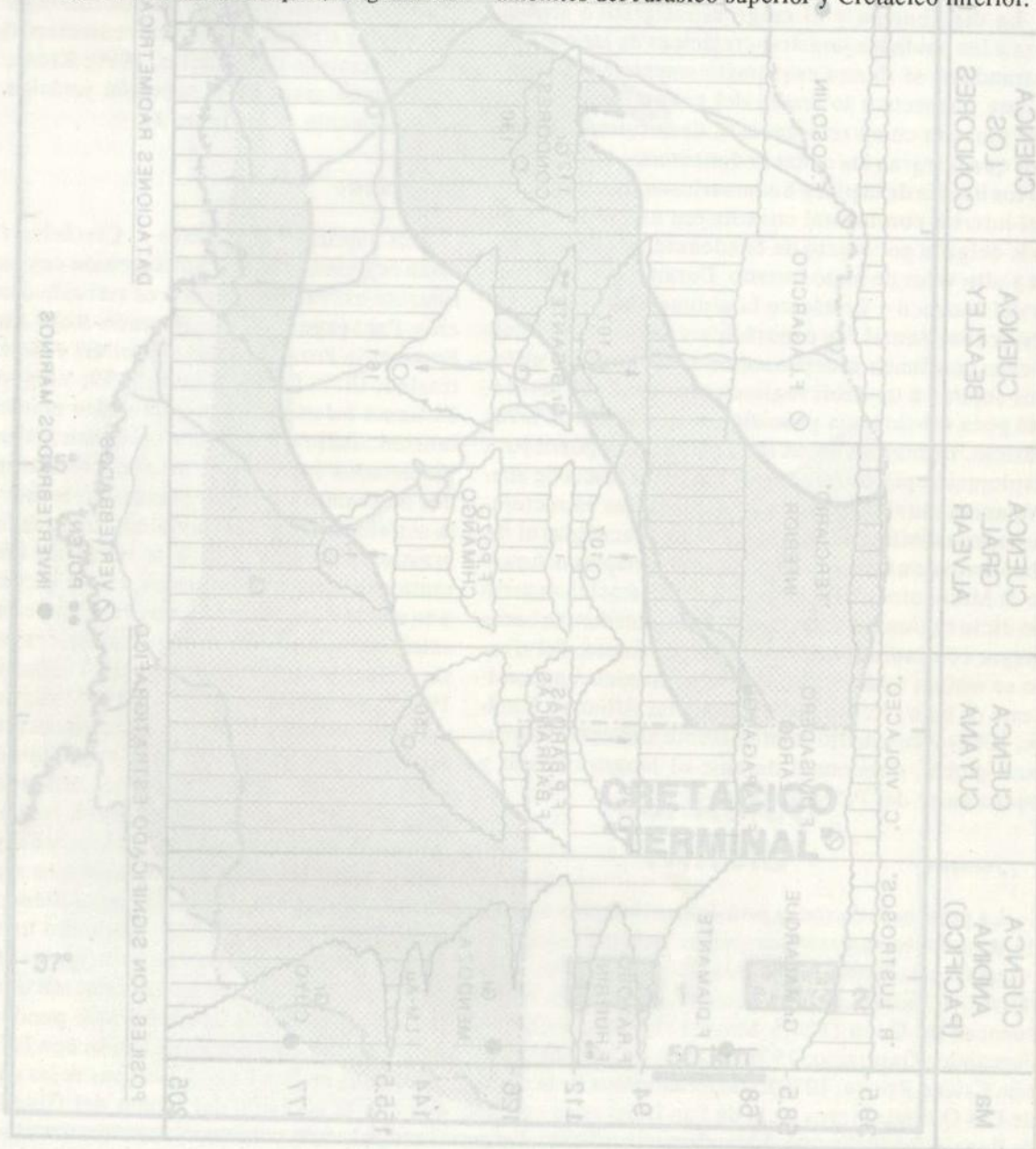


Figura 11: Reconstrucción paleogeográfica para el "Cretácico terminal" de las áreas andina (Cuenca Mendoza) y extrandina (cuencas Cayana, Tordillos y Alvear) sin corrección palinspástica. Referencia: (1) Área de acumulación y (2) Rocas volcánicas.