

# El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39°S)

Rita De la Cruz

Servicio Nacional de Geología y Minería, Avenida Santa María 0104, Santiago, Chile

Manuel Suárez

## RESUMEN

Durante el Jurásico, en el sector occidental de la cuenca de Neuquén (región de Lonquimay, Chile, entre los paralelos 38 y 39°S), se acumularon depósitos sedimentarios marinos y volcánicos marinos y subaéreos. Estos constituyen la Formación Nacientes del Biobío, en la cual se distinguen los miembros Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay. El registro de rocas jurásicas en este sector de la cuenca se inició en el Pliensbachiano superior-Toarciense inferior, con potentes secuencias de basaltos toleíticos submarinos, con características de arco de islas, que incluyen intercalaciones turbidíticas (Miembro Icalma). Más tarde, en otro sector de la cuenca, se acumuló durante el Aaleniano y el Caloviano medio, una sucesión pelítica de planicie submarina ('basin plain'; parte inferior del Miembro Lolén-Pacunto), mientras que en la plataforma se acumularon, al menos durante el Batoniano tardío y el Caloviano temprano, depósitos pelíticos y de abanico deltaico volcánico-clástico, o de canales, que eventualmente, formarían parte de un abanico deltaico, cuyo aporte provendría de un centro volcánico continental activo (Miembro Lonquimay). Posteriormente, entre el Caloviano medio tardío y el Oxfordiano, probablemente, se produjo la progradación de un abanico submarino sobre la planicie submarina (niveles superiores del Miembro Lolén-Pacunto), reflejando, probablemente, un descenso relativo del nivel base. Al mismo tiempo, en la plataforma se acumulaban depósitos carbonatados (Miembro Lonquimay). Probablemente, a inicios del Kimmeridgiano se produjo un evento erosivo que labró profundos canales submarinos, que posteriormente fueron rellenados por sedimentos clásticos (Miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay), reflejando otro descenso del nivel base relativo. Inmediatamente después, hubo intensa actividad volcánica que generó depósitos piroclásticos y lavas andesíticas, principalmente subaéreas (parte alta del Miembro Lonquimay). Durante todo este período, esta parte de la cuenca habría estado en una posición adyacente a volcanes activos y, al menos durante el Liásico, habría ocupado, probablemente, una posición de intra-arco.

*Palabras claves:* Cuenca de Neuquén, Intra-arco, Abanico submarino, Basaltos toleíticos submarinos, Plataforma carbonatada, Canales submarinos, Tectonismo/Eustatismo, Jurásico, Chile.

## ABSTRACT

### **The Jurassic of the Neuquén basin in Lonquimay, Chile: Nacientes del Biobío Formation (38-39°S).**

During Jurassic times, marine sedimentary and marine and subaerial volcanic deposits accumulated in the western part of the Neuquén Basin (Lonquimay region, Chile, between parallels 38 and 39°S). These rocks conform the Nacientes del Biobío Formation, which comprises three members: Icalma, Lolén-Pacunto and Lonquimay. The Jurassic rock record in this part of the basin started in the late Pliensbachian-early Toarcian, with thick submarine tholeiitic basalts of island arc affinities and intercalated turbidites (Icalma Member). Later, in another place of the basin, basin plain deposits accumulated during Aalenian to middle Callovian times (lower part of the Lolén-Pacunto Member), while in the shelf,

during the late Bathonian and early Callovian, pelites with, at least, deposits of a volcanoclastic fan delta or of one or more channels, eventually forming part of fan delta accumulated (Lonquimay Member). Submarine fans (upper part of the Lolén-Pacunto Member) prograded over the basin plain deposits probably during late middle Callovian and Oxfordian times, suggesting a lowering of the base level. At the same time, calcareous deposits accumulated in the shelf (Lonquimay Member). Deep paleochannels were cut and filled (Lolén-Pacunto and Lonquimay Members) into slope deposits and the calcareous shelf, probably during the Kimmeridgian, indicating another base-level lowering event. Shortly after, there was intense volcanic activity that accumulated pyroclastic deposits and lavas, mainly subaerial. During all this time the basin was adjacent to active volcanoes and, at least during the Liassic, it may have corresponded to an intra-arc basin.

*Key words: Neuquén basin, Intra-arc, Submarine fan, Submarine tholeiitic basalts, Calcareous platform, Submarine channels, Tectonism/ Eustatism, Jurassic, Lonquimay, Chile.*

## INTRODUCCION

El objetivo de este trabajo es profundizar en el conocimiento de los depósitos sedimentarios y volcánicos, acumulados durante el Jurásico en la parte occidental de la cuenca de Neuquén, en la zona de Lonquimay (38-39°S y 70°45'-71°30' W), en territo-

rio chileno (Fig. 1). El trabajo, además, permite agregar nuevos antecedentes sobre esta cuenca que, en Argentina, es una de las más conocidas geológicamente por su riqueza en hidrocarburos.

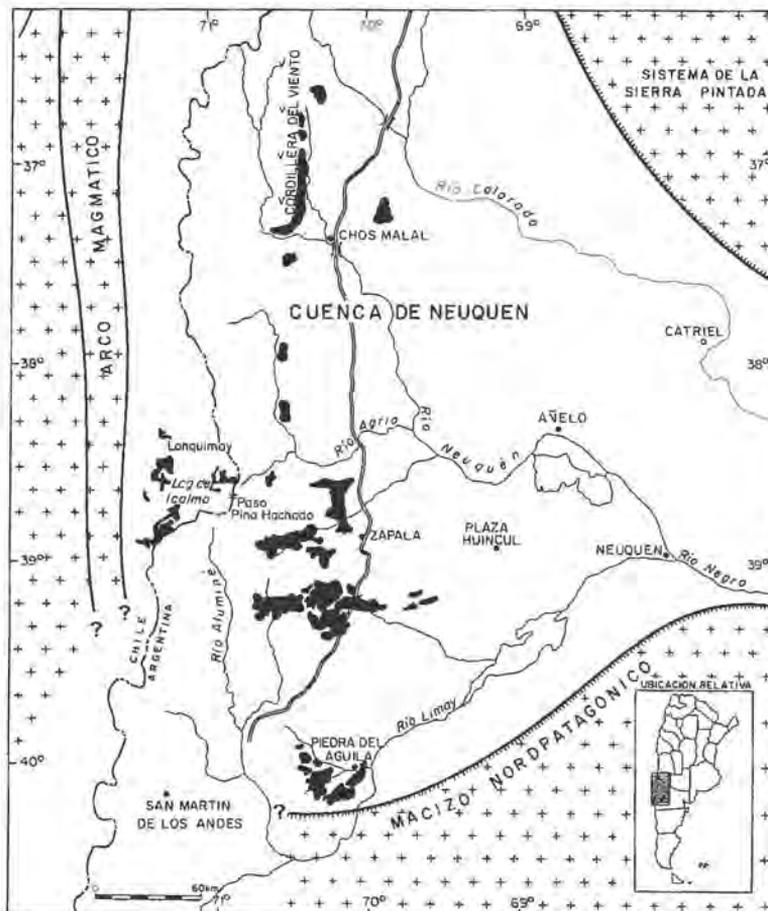


FIG. 1. Cuenca de Neuquén o Cuenca Neuquina (según Gullisano *et al.*, 1984). En negrita se destacan los afloramientos jurásicos.

El método de análisis utilizado en las rocas estudiadas que constituyen la Formación Nacientes del Biobío, se basó, principalmente, en la confección de perfiles parciales que permitieron diferenciar distintos miembros estratigráficos, los que se caracterizaron sobre la base de asociaciones de facies sedimentarias y volcánicas determinadas. A partir de estas asociaciones, que presentan una litología, estructura, arquitectura y relaciones espaciales y temporales específicas, fue posible identificar ambientes deposicionales en cada miembro, para finalmente, reconstruir la historia de acumula-

ción de la cuenca durante el intervalo jurásico y postular un esquema paleogeográfico.

Es importante destacar, que para reconstruir un esquema estratigráfico y paleogeográfico coherente, se utilizaron correlaciones litoestratigráficas, cronoestratigráficas y de discontinuidades reconocidas en Chile y Argentina. En el caso de las correlaciones cronoestratigráficas, sólo se utilizó la información sobre la fauna preexistente, sin realizar actualizaciones taxonómicas que no constituyen el objetivo de este trabajo, por lo cual los fósiles citados se presentan entre comillas.

## MARCO GEOLOGICO

La cuenca de Neuquén (Fig. 1) se generó en el Triásico tardío, continuando su desarrollo hasta el Terciario temprano. La historia tectónica de la cuenca se visualiza en varias etapas: 'rift', entre el Triásico tardío y el Jurásico temprano; subsidencia térmica, durante el Jurásico temprano y Cretácico tardío; subsidencia por carga del arco magmático, entre el Cretácico tardío y el Terciario temprano y, finalmente, Tectogénesis Andina, en el Terciario temprano y Cuaternario temprano (Legarreta y Gullisano, 1989). De acuerdo a los mismos autores, su evolución estuvo controlada, fundamentalmente, por variaciones relativas del nivel del mar, que se sobreimpusieron a fenómenos tectónicos locales.

Esta cuenca se habría desarrollado entre un arco magmático situado al oeste, el antepaís al este (Sistema de Sierra Pintada) y el Macizo Nordpatagónico al sur (Fig. 1).

Las rocas jurásicas estudiadas, que constituyen los depósitos occidentales de la cuenca de Neuquén, incluyen abundante material volcánico, lo que indica una actividad volcánica permanente desde el Jurásico, que estaría asociada con el desarrollo del arco magmático situado al oeste, por lo que se caracteriza a la cuenca como de trasarco. Por otro lado, estudios recientes (Gullisano y Gutiérrez-Pleimling, 1994; Suárez y De la Cruz, en prep.) evidencian, también en Argentina (aproximadamente a la longitud 70°30'W), alrededor de 100 km al este de la zona de trabajo, la existencia de actividad volcánica (bimodal basáltico-riolítica) asociada a depósitos marinos del Lías superior, sugiere la presencia de islas volcánicas intracuenca al interior de la cuenca de Neuquén y, además, el bimodalismo

indicaría, probablemente, tectonismo extensional. Sobre la base de estas consideraciones, podría plantearse eventualmente, que al menos en el Lías temprano, que correspondería a la etapa inicial de la configuración de la cuenca, las rocas estudiadas se acumularon en una cuenca de intra-arco generada por tectonismo extensional.

Los depósitos sedimentarios y volcánicos urásicos en el área de estudio (parte occidental de la cuenca de Neuquén), se agrupan en la Formación Nacientes del Biobío, cuyo registro representa un ciclo de transgresión-regresión, que se inicia con depósitos marinos de aguas profundas que pasan a muy costeras y finaliza con un evento volcánico, probablemente subaéreo.

Rocas plutónicas del Cretácico y Terciario (Emparan *et al.*, 1992) se emplazaron en la Formación Nacientes del Biobío, produciendo aureolas de metamorfismo de contacto y, en muchos casos, dejando sólo remanentes o 'roof pendant' de esta formación.

Las rocas de la Formación Nacientes del Biobío fueron intensamente plegadas y falladas, al menos, durante el cierre de la parte occidental de la cuenca de Neuquén y, probablemente, antes del emplazamiento de los plutones del Cretácico Superior. Posiblemente, el cierre de esta cuenca coincidió con el de las cuencas coetáneas que existieron a lo largo de Chile, las cuales se deformaron aproximadamente a comienzos del Cretácico Superior, cuando se inició la llamada etapa de 'drift', al abrirse la última conexión existente entre América del Sur y África.

## FORMACION NACIENTES DEL BIOBIO

### DEFINICION, RELACIONES ESTRATIGRAFICAS Y DISTRIBUCION

La Formación Nacientes del Biobío (Carta Geológica de Chile, No. 71, Emparan *et al.*, 1992), está constituida por rocas basálticas submarinas, rocas sedimentarias marinas y rocas volcánicas y sedimentarias volcanoclásticas, probablemente subaéreas.

Esta formación no presenta relaciones de contacto inferior. Infrayace con discordancia angular y de erosión a las rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Complejo Vizcacha-Cumilao del Cretácico-Paleógeno (Emparan *et al.*, 1992), lo cual se observa bien al suroeste de la laguna de Icalma, en el Puente Paso Paz, ubicado aproximadamente a 15 km al norte del pueblo de Lonquimay y al suroeste de la misma localidad.

En el sector de la laguna de Icalma y en la Cordillera de Lonquimay está intruida por granitoides del Grupo Plutónico Gualletué (Jurásico Superior-Cretácico Superior) y del Grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno; Emparan *et al.*, 1992).

La Formación Nacientes del Biobío aflora en los ríos y esteros que conforman la hoya hidrográfica de las nacientes del río del mismo nombre. Se distribuye en cuatro áreas principales, que de norte a sur son (Fig. 2):

- Sector comprendido por ambos lados del río Biobío, entre el puente de Paso Paz y el balseadero Caracoles, 15 km al norte del poblado de Lonquimay.
- Sector entre los ríos Lonquimay y Biobío y el lago Gualletué.
- Sector al noreste de la localidad de Liucura, en los alrededores de los ríos Pino Seco, Tralilhue y afluentes.
- Sector sur, suroeste y alrededores de la laguna de Icalma, hasta el límite internacional.

### ESTRATIGRAFIA INTERNA

La Formación Nacientes del Biobío se subdivide en tres miembros stratigráficos (Carta Geológica de Chile, No. 71, Emparan *et al.*, 1992): Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay (Fig. 2). Estos miembros se describen a continuación, sobre la base de un análisis sedimentológico, de facies volcánicas y ambiente de sedimentación.

### MIEMBRO ICALMA

Comprende una potente secuencia de lavas y brechas basálticas macizas y de almohadillas, con intercalaciones sedimentarias clásticas con fósiles marinos. Su localidad tipo se encuentra en la parte sur de la laguna de Icalma (Fig. 2). Presenta un espesor mínimo de 500 m y se caracteriza por un intenso plegamiento y fallamiento.

Esta unidad fue denominada, informalmente, 'Complejo Carilauquén' (M. Suárez, C. Emparan y J. Muñoz)<sup>1</sup> y 'Complejo de Paso Paz' (C. Emparan, R. De la Cruz, J. Muñoz y M. Suárez<sup>2</sup>) e incluye los 'Estratos de Icalma' (Sandoval, 1977), que fueron previamente asignados a un ambiente deposicional continental de edad terciaria.

**Asociaciones de facies.** El estudio de las rocas que constituyen este miembro, permitió reconocer dos asociaciones de facies principales:

**1. Basaltos almohadillados y macizos.** Afloran en el río Biobío, entre el puente de Paso Paz y el balseadero Caracoles y en los alrededores y área al suroeste de la laguna de Icalma (Fig. 2).

Incluyen basaltos sin estructura interna, brechosos y con estructuras de almohadillas. Los basaltos almohadillados (Fig. 3), exhiben estructuras de almohadillas de 10-100 cm de diámetro (con predominio de 20-60 cm), ocasionalmente con márgenes de enfriamiento, fracturas radiales y amígdalas elongadas radialmente o concéntricas. En lugares, se observan rellenos lenticulares calcáreos entre las almohadillas. Tubos de hasta 3 m de longitud y 50 cm de diámetro se reconocen esporádicamente. Localmente, las almohadillas están tectónicamente aplastadas.

Las brechas basálticas monolitológicas, constituyen potentes secuencias de varias decenas de metros de espesor, que alternan ocasionalmente con lavas almohadilladas. Los fragmentos alcanzan hasta 20 cm de diámetro y, en ocasiones se les reconoce como restos de almohadillas ('pillow breccia'). Gran parte de ellas representarían hialoclastitas.

Los basaltos macizos, no presentan estructura interna. Se interpretan como flujos lávicos, por ser de igual litología que los basaltos almohadillados, por alternar con ellos en ciertas localidades, y por la

<sup>1</sup> 1986. Geología de la parte oriental de la Hoja Curacautín, IX Región (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), 119 p., anexos, 1 mapa.

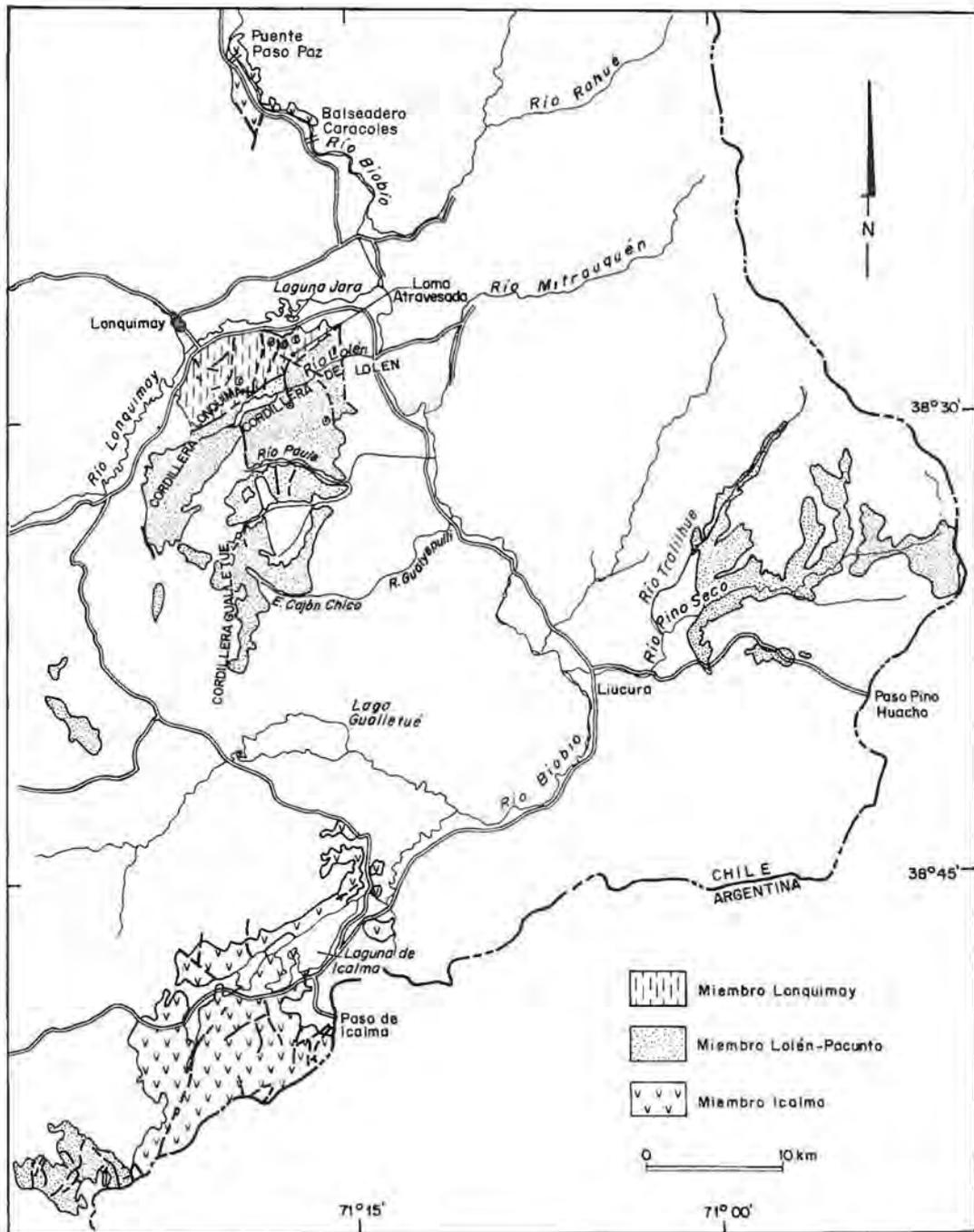


FIG. 2. Mapa de distribución de la Formación Nacientes del Biobío.

ausencia generalizada de diques, en las brechas y lavas almohadilladas. Sin embargo, no se descarta la posibilidad de que algunos representen cuerpos hipabisales y/o filones manto.

Petrográficamente, corresponden a basaltos de olivino. Los análisis químicos de elementos mayores, menores y trazas, señalan que se trata de basaltos toleíticos evolucionados con afinidad de



FIG. 3. Lavas basálticas almohadilladas del Miembro Icalma, expuestas en la zona cordillerana al sur de la laguna de Icalma.

arco de islas (Kay, comunicación escrita, 1991; Suárez y Emparan, información inédita). Sin embargo, la información química en algunas muestras señala que algunos se ubican en la serie toleítica y la mayoría en la serie calcoalcalina (Suárez y Emparan, información inédita).

Estos basaltos se presentan albitizados, con abundantes amígdalas rellenas por epidota, clorita y calcita y en forma subordinada, por albita, cuarzo y prehnita. Presentan un estado general de alteración silíceo, propilitico, filico y de clorita-epidota-albita (hematita en los planos de fracturas); piritita finamente diseminada y en venillas y, localmente, venillas de cuarzo de 2-3 mm de espesor y de mica-sericita (Suárez y Emparan, información inédita).

## 2. Rocas sedimentarias clásticas intercaladas.

Se reconocen al suroeste de la laguna de Icalma. Estas rocas están conformadas por alternancias de lutitas y areniscas, con estratificación fina y media (en general 30 cm) y 20-50 m de espesor, las que se interpretan como turbiditas. Subordinadamente, incluyen tobos, 'chert' y brechas sedimentarias. Las areniscas presentan gradación normal y amalgamación y las lutitas exhiben laminación y, localmente, restos microscópicos de esponjas silíceas.

En algunos sectores, esta asociación se intercala en lavas almohadilladas y cuerpos basálticos (lavas y/o filones manto), incluyendo, localmente, fósiles marinos del Jurásico Inferior.

**Ambiente deposicional.** Los basaltos del Miembro Icalma se habrían acumulado en el fondo de la

cuenca marina jurásica, bajo el nivel de olas, como lo sugieren las intercalaciones turbidíticas. La abundancia de amígdalas en muchas de las lavas estaría indicando profundidades relativamente bajas (Moore, 1965; Jones, 1969; Moore y Schilling, 1973; Doloz y Ayres, 1991), donde la presión hidrostática aún no es suficientemente grande para impedir su formación. Los antecedentes actuales, sin embargo, no permiten precisar mejor el ambiente en el cual se habrían acumulado estos basaltos. Su quimismo indica afinidad de arco de islas, y consecuentemente, un origen asociado a procesos de subducción.

## MIEMBRO LOLEN-PACUNTO

Este miembro está conformado por una sucesión sedimentaria clástica marina, fosilífera, constituida por lutitas, areniscas y tufitas, con tobos, areniscas de guijarros, conglomerados matriz-sopordados y brechas sinsedimentarias subordinadas.

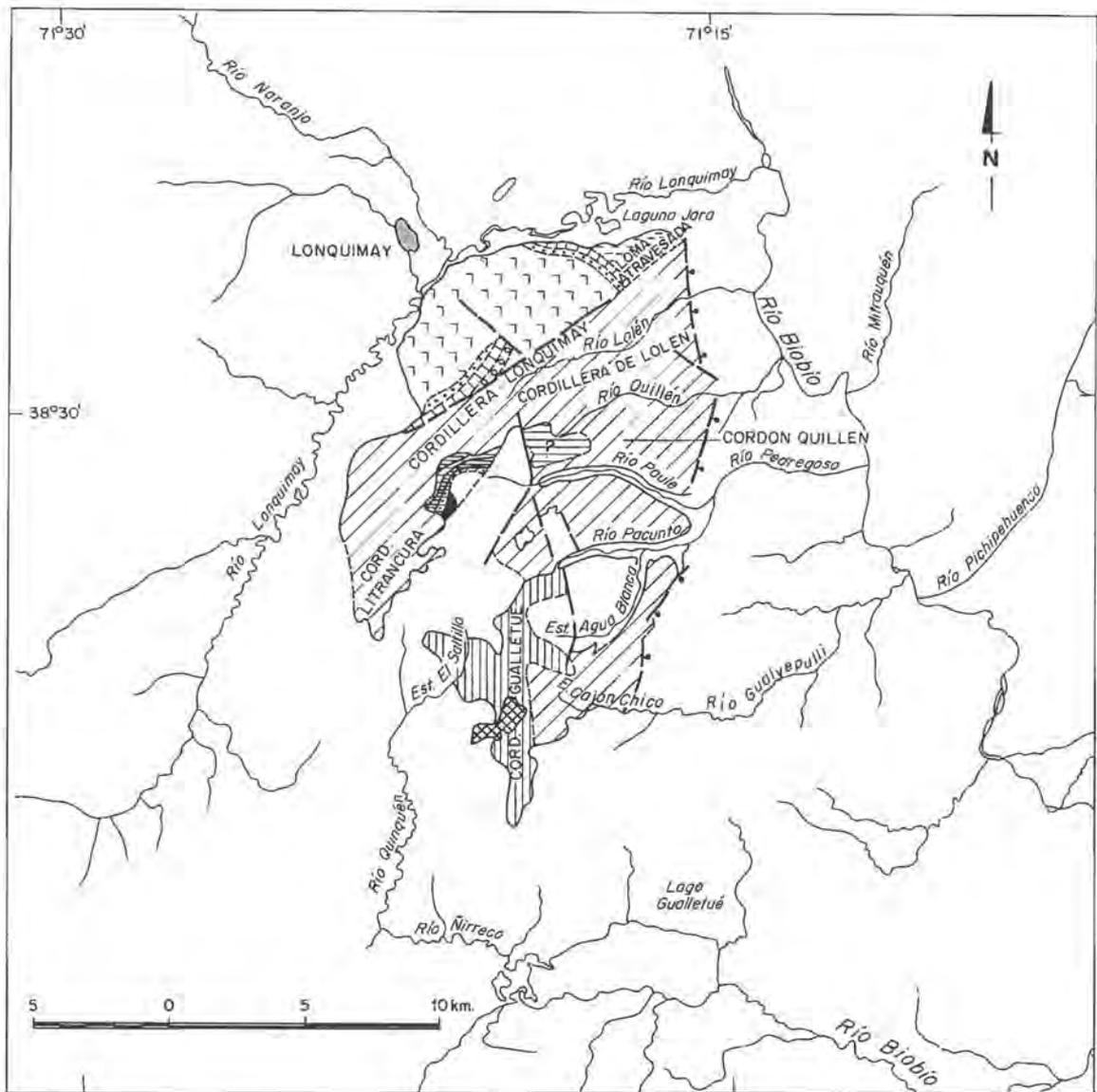
Sus localidades/áreas tipo se encuentran en la ladera sur de la Cordillera de Lolén, la cabecera del río Paule y la cabecera sur del estero Cajón Chico (Figs. 2 y 4). Presenta un espesor aproximado mínimo de 1.350 m.

Esta unidad ha recibido varios nombres informales: 'Estratos de Lolén-Pacunto' (Sandoval, 1977; De la Cruz, 1989); 'Formación Pacunto' (Instituto de Investigaciones Geológicas/Metal Mining Agency of Japan/Japanese International Cooperation Agency<sup>3</sup>) y 'Estratos de Pino Seco' (M. Suárez, C. Emparan y J. Muñoz<sup>1</sup>). También ha sido denominada 'Calizas y esquistos negros de Liucura y Pacunto' (Burckhardt, 1900) y 'El Jurásico de Cerro Bayo y los ríos Tralilhue y Pino Solo' (Chotin, 1975).

**Asociaciones de facies.** El estudio sedimentológico de las rocas que constituyen este miembro, permitió reconocer siete asociaciones de facies, que representan ambientes deposicionales específicos (Fig. 5). Se describen a continuación siguiendo, en general, el orden estratigráfico de abajo hacia arriba (De la Cruz, 1989).

**A1. Asociación pelítico-arenosa basal: ambiente de fondo marino.** No se reconocieron en terreno las relaciones estratigráficas en su base. Alcanza un espesor mínimo de 550 m. Aflora en las cordilleras Litrancura y Lonquimay y en los valles y cordones asociados a los ríos Lolén, Quillén, Paule,

<sup>3</sup> 1978. Informe de reconocimiento geológico del área Coihueco (Ñuble)-Lonquimay (Malleco), Central Sur de Chile, Fase III (Inédito). Instituto de Investigaciones Geológicas (Chile), Vol. 1, 231 p.



**Miembro Lonquimay**

- Asociación de lutitas negras (B1)
- Asociación de rocas volcanoclásticas gruesas (B2)
- Asociación de calizas (B3)
- Asociación de areniscas de canal (B4)
- Asociación volcánica (B5)

**Miembro Lolén-Pacunto**

- Asociación pelítico-arenosa basal (A1)
  - Asociación arenoso-pelíticas estrato y grano creciente (A2)
  - Asociación lutítica-epiclástica, estrato y grano decreciente (A3)
  - Asociación pelítico-arenosa intercalada (A4)
  - Asociación arenosa-pelítica estrato y grano decreciente (A5)
  - Asociación pelítica, localmente con deformación sinsedimentaria (A6)
  - Asociación de areniscas de canal (A7)
- } Indif.

FIG. 4. Distribución de las asociaciones de facies de los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay de la Formación Nacientes del Biobío, en la zona cordillerana al sur de Lonquimay.

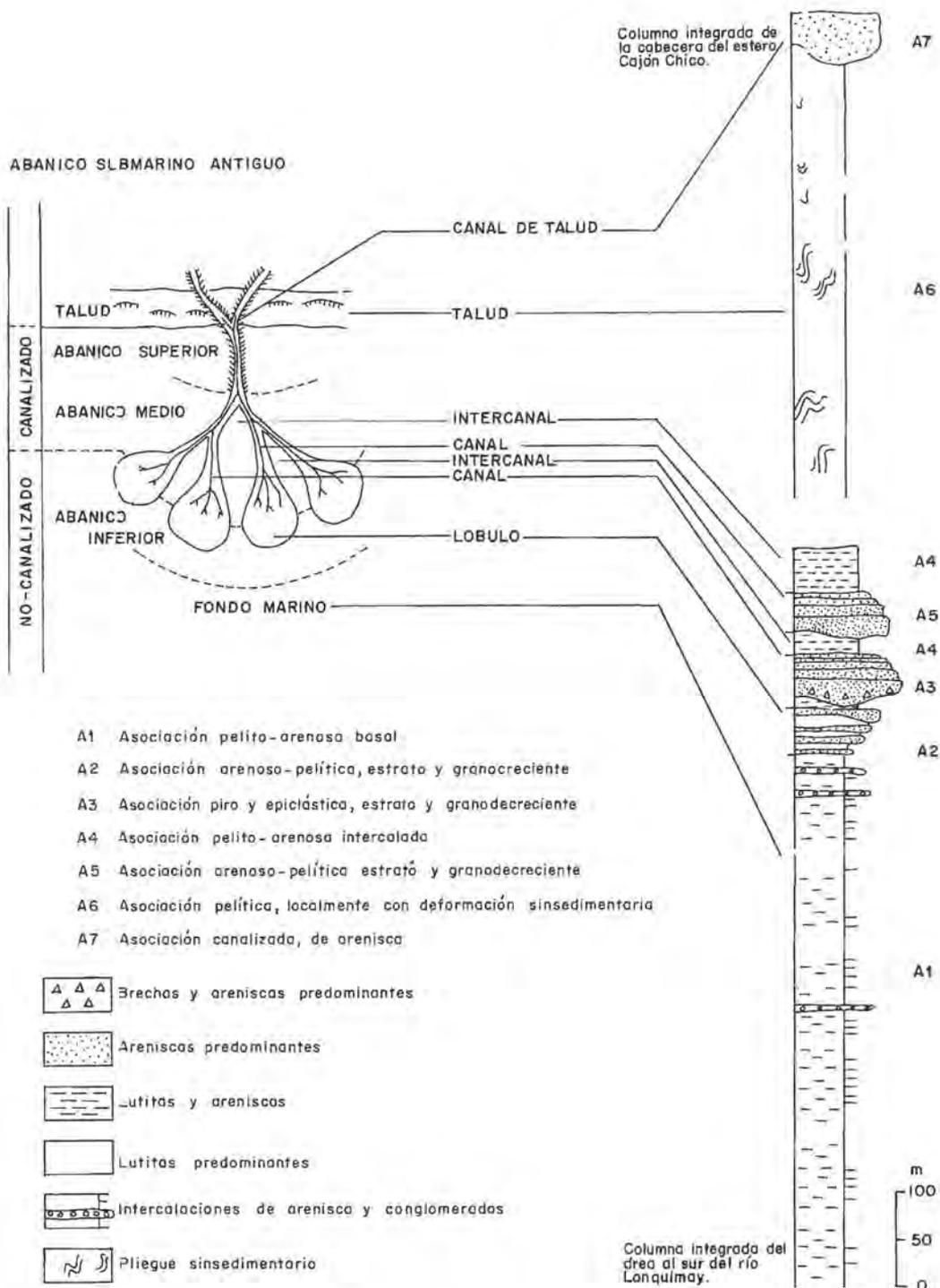


FIG. 5. Columna estratigráfica generalizada del Miembro Lolén-Pacunto de la Formación Nacientes del Biobío: asociaciones de facies y ambientes deposicionales.

Pacunto y el estero Agua Blanca (Fig. 4). Su mejor exposición se encuentra en el curso medio del valle del río Lolén.

Está compuesta, principalmente, por rocas pelíticas y pelítico-arenosas, de regular a buena selección, con estratificación fina y continua lateralmente



FIG. 6. Rocas de la asociación de facies pelito-arenosa (A1) del Miembro Lolén-Pacunto; expuestas en las nacientes del río Lolén. Se interpretan como depósitos de planicie submarina ('basin plain').

(Fig. 6). Incluye intercalaciones irregulares, lenticulares y localmente canalizadas (<25 cm) de areniscas gradadas o laminadas y paraconglomerados calcáreos. También incluye niveles de toba, con fragmentos pumíceos dispersos o concentrados en bandas y, localmente, brechas intraformacionales con fragmentos de lutitas y areniscas estratificadas y laminadas, con estructuras internas de dislocación.

Esta asociación de facies se habría depositado, principalmente, por flujos turbidíticos de grano fino y medio y, subordinadamente, por decantación de material pelágico/hemipelágico y de ceniza volcánica a través de la columna de agua y por flujos de detritos.

La presencia de fragmentos pumíceos y ceniza, así como la angularidad de muchos de los fragmentos volcánicos en estas rocas, que sugiere un origen piroclástico para ellos, indicaría que hubo un volcanismo explosivo activo durante esta acumulación.

Esta asociación de facies exhibe características afines a varios de los ambientes relacionados con turbiditas finamente estratificadas (Mutti, 1977; Pickering, 1983). Dado que está sobreyacida por depósitos interpretados como de lóbulo (asociación A2) y que, además, no exhibe intercalaciones de potentes depósitos de canal, se la interpreta como depósitos de fondo marino (Fig. 5).

**A2. Asociación arenoso-pelítica estrato y grano-creciente: lóbulo y margen de lóbulo de abanico inferior.** Sobreyace concordantemente a la asociación A1 (Fig. 5). El techo lo constituye la actual superficie de erosión; su espesor mínimo aproximado es de 50 m. Aflora en la parte sur de la cabecera del río Paule (Fig. 4).

En su base, esta asociación está integrada por rocas pelíticas, con una característica pátina rojiza de meteorización y esporádicas intercalaciones de arenisca blanquecina. Las intercalaciones de areniscas aumentan gradualmente de espesor y frecuencia hacia arriba de la sección, predominando finalmente en los niveles superiores (Fig. 7).

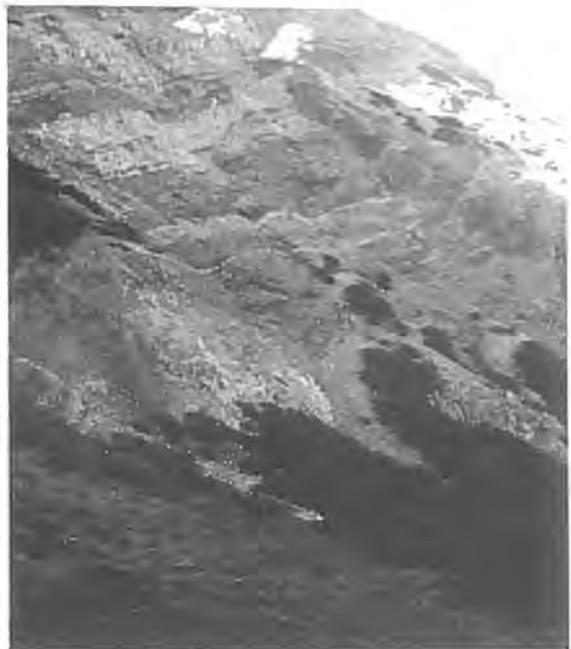


FIG. 7. Detalle de la asociación de facies arenoso-pelítica estrato y grano-creciente (A2), con predominio de pelitas a la base y de areniscas al techo; se interpreta como depósitos de lóbulo y margen de lóbulo de abanico inferior. Miembro Lolén-Pacunto. Cabecera norte del río Paule; espesor estimado en 50 m.

Esta asociación es comparable a otras sucesiones estrato y granocrecientes descritas de abanicos submarinos, y la ausencia de canalización indicaría un desarrollo en el abanico inferior (Mutti y Ricci-Lucchi, 1972, 1975; Mutti, 1977, 1985; Walker, 1978; Pickering, 1983; Lash, 1986; Shanmugam y Moiola, 1985b, 1988). Mutti (1977) interpretó en este tipo de asociación de facies, a los niveles superiores, de grano y estratificación gruesa, como depósitos de lóbulos progradantes acumulados en el abanico inferior y a los inferiores, de grano y estratificación fina, como depósitos de margen de lóbulo (Fig. 5).

**A3. Asociación tufítica y epiclástica estrato y grano decreciente: canal turbidítico de abanico medio.** No presenta base expuesta, pero lateralmente al parecer, sobreyacería a la asociación A2 (Fig. 5). Presenta un espesor mínimo aproximado de 50 m. Aflora en el sector occidental del cordón Quillén y en la cabecera del río Paule, encontrándose su mejor exposición en la parte norte (Fig. 4).

La sección inferior está constituida por una alternancia de brechas y areniscas tufíticas y areniscas de grano grueso, con intercalaciones ocasionales de paraconglomerados de clastos volcánicos en los niveles basales. Esta pasa, transicionalmente, a una sección superior, de granulometría fina, compuesta por limolitas de color gris oscuro a negro, con intercalaciones de areniscas blanquecinas.

Esta asociación se habría generado, en su parte inferior, por depósitos de turbiditas de grano grueso y medio, con ocasionales intercalaciones de flujos de detritos, y en su parte superior, por depósitos turbidíticos de grano fino y esporádicamente de grano medio.

Por su estructura estrato y granodecreciente y su litología, se interpreta a esta asociación como los depósitos de un canal ubicado en la parte media de un abanico submarino (Fig. 5).

**A4. Asociación pelítico-arenosa intercalada: intercanal de abanico medio.** Esta asociación sobreyace, transicionalmente, en distintas secciones del registro estratigráfico, a las asociaciones A3 y A5 (Fig. 5). Presenta espesores de 20 m (con techo y base conocidos) y de 50 m (con base conocida y techo erosionado). Aflora en el sector occidental del cordón Quillén y en la cabecera del río Paule, siendo su mejor exposición el sector norte (Fig. 4).

Está constituida por lutitas oscuras, lutitas moteadas, lutitas con intercalaciones arenosas y alternan-

cias de lutitas y areniscas, con estratificación fina y continua. Localmente, incluye una intercalación de 100-150 cm de tufitas de lapilli con muy poco transporte.

Estas rocas se interpretan como depósitos turbidíticos de grano fino y medio, que se habrían extendido en amplias áreas. Considerando que esta asociación sobre e infrayace a unidades interpretadas como depósitos de canal de abanico medio, se la interpreta como depositada en un ambiente de intercanal de abanico medio (Fig. 5).

**A5. Asociación arenoso-pelítica estrato y grano decreciente: canal de abanico medio.** Sobreyace con contacto abrupto a la asociación A4 (Fig. 5). Presenta un espesor de 40 m. Aflora en el sector occidental del cordón Quillén y en la cabecera del río Paule, siendo su mejor exposición en la parte norte (Fig. 4).

Esta asociación está constituida, casi exclusivamente, por areniscas arcóscas blanquecinas, en general amalgamadas, con algunas intercalaciones pelíticas de color gris oscuro a negro, las que, generalmente, se encuentran parcialmente erodadas. La estratificación se adelgaza hacia arriba, desde muy gruesa en la base (1,5 m) a fina en el techo (3 cm).

Estos depósitos se habrían generado por turbiditas de grano medio. El esquema vertical de estrato y granodecrecencia, presenta las características usualmente interpretadas como propias de canales, que por su litología, se habrían acumulado en el abanico medio (cf. Mutti y Ricci-Lucchi, 1975; Pickering, 1983; Shanmugam y Moiola, 1985b, 1988; Fig. 5).

**A6. Asociación pelítica, localmente con deformación sinsedimentaria: talud.** No presenta base expuesta. Se le estima un espesor mínimo de 500 m. Aflora en la Cordillera Gualletué. Su mejor exposición se encuentra en la parte norte del estero Cajón Chico (Fig. 4).

Está constituida, principalmente, por pelitas, porcelanitas y, en menor cantidad, lutitas con intercalaciones de areniscas. Presenta, además, intercalaciones locales y potentes, de areniscas volcánoclasticas de grano medio a muy grueso, lenticulares; subordinadamente, incluye paraconglomerados y areniscas gujarrosas. Se caracteriza por presentar pliegues sinsedimentarios y otras estructuras de deslizamiento.

Las rocas pelíticas se interpretan como depósi-

tos hemipelágicos y de turbiditas diluidas o de baja concentración. Las intercalaciones de areniscas representarían depósitos de flujo de grano o de detritos. Estos depósitos que, además, presentan deformación sinsedimentaria, fueron interpretados como característicos de un ambiente de talud (Fig. 5; De la Cruz, 1989).

**A7. Asociación de areniscas de canal: canal de talud.** Esta unidad se encuentra confinada y rellena un gran paleocanal, de al menos, 1 km de ancho y 250 m de profundidad, labrado en la asociación A6 (Fig. 5). La relación de contacto se vio a la distancia y, aparentemente, es de tipo 'onlap', ya que al parecer los estratos se acuñan lateralmente sobre la unidad infrayacente. No presenta techo expuesto. Afloja en la Cordillera Gualletué. Su mejor exposición se encuentra en la parte sur de la cabecera del estero Cajón Chico (Fig. 4).

Está constituida, casi exclusivamente, por areniscas macizas, gradadas y amalgamadas. Son volcanoclásticas, de grano medio a grueso y regular selección; están compuestas, principalmente, por líticos volcánicos y, en menor cantidad, metamórficos e ígneos.

El contacto erosivo entre esta asociación y la unidad infrayacente, representa un importante límite de secuencias deposicionales. Este indicaría un descenso del nivel base relativo, lo que habría provocado la incisión de los depósitos de talud y el posterior relleno del canal por turbiditas de alta concentración, que probablemente hayan formado parte de canales alimentadores de un abanico submarino. Sobre la base de lo anterior, se interpreta a esta asociación como el relleno de un canal en talud (Fig. 5).

**Ambiente deposicional.** Los estratos que integran el Miembro Lolén-Pacunto, se interpretan como los depósitos de un abanico submarino progradante (Fig. 5), desarrollado en una cuenca marina cercana a volcanes activos (De la Cruz, 1989).

La evolución del sistema deposicional, se inició con la progradación del lóbulo (asociación A2) de un abanico submarino sobre el fondo marino (asociación A1). Posteriormente, este lóbulo, que constituye el depósito más distal de un abanico submarino, es progradado por un sistema de canales e intercanales (asociaciones A3, A4 y A5), que indicarían un sector más interno del abanico. Más tarde, sobre este sistema, se habría desarrollado, al menos, un canal o cañón de gran extensión y profundidad, que

representaría los depósitos más proximales e internos del abanico. Si bien no ha sido posible identificar esta última relación, al menos, se ha reconocido la parte más proximal de este canal o cañón submarino cortando los depósitos del talud de la cuenca (asociaciones A7 y A6, respectivamente) (Fig. 5).

## MIEMBRO LONQUIMAY

El Miembro Lonquimay comprende una sección inferior sedimentaria marina, constituida por lutitas, brechas volcanoclásticas, calizas y areniscas y una unidad superior, caracterizada por una asociación volcánica, probablemente continental, en su mayor parte, integrada principalmente por tobos y, subordinadamente, areniscas volcanoclásticas y probables lavas. Su localidad tipo se encuentra en la Cordillera Lonquimay y la loma Atravesada (Figs. 2 y 4). El espesor mínimo de este miembro es de 600 m.

Corresponde a los 'Estratos de Lonquimay' (Sandoval, 1977). Además, algunas asociaciones de este miembro, se han denominado, localmente, como 'Margas Negras con *Sphaeroceras* de Lonquimay', 'Brechas con *Cidarites* de Rauraciano' y 'Conglomerados Porfiríticos' (Burckhardt, 1900) o como 'Jurásico Superior de la Cordillera de las Raíces' (Chotín, 1975).

**Asociaciones de facies.** En esta unidad se distinguieron cinco asociaciones de facies, que se describen en orden estratigráfico, de abajo hacia arriba (Fig. 8).

**B1. Asociación de lutitas negras: plataforma marina.** No presenta relación de contacto inferior. Su espesor mínimo estimado es de 30 m. Afloja en la ladera norte de Loma Atravesada, y al oeste y sur de Laguna Jara (Fig. 4).

Está constituida, esencialmente, por lutitas y calcilutitas fosilíferas negras ('mudstones' calcáreos con espículas silíceas de esponjas y 'wackestones') y, subordinadamente, tobos finos muy fisibles argilizados e intercalaciones de areniscas. Localmente, se reconocen intercalaciones de areniscas guijarroas y conglomerados y brechas matriz-soportados.

Esta asociación se habría formado, en gran parte, por decantación tranquila de material pelítico y piroclástico, bajo el tren de olas; por ello se le interpreta como acumulada en la plataforma marina (Fig. 9). La presencia de espículas silíceas de esponjas señalaría acumulación a cierta profundidad

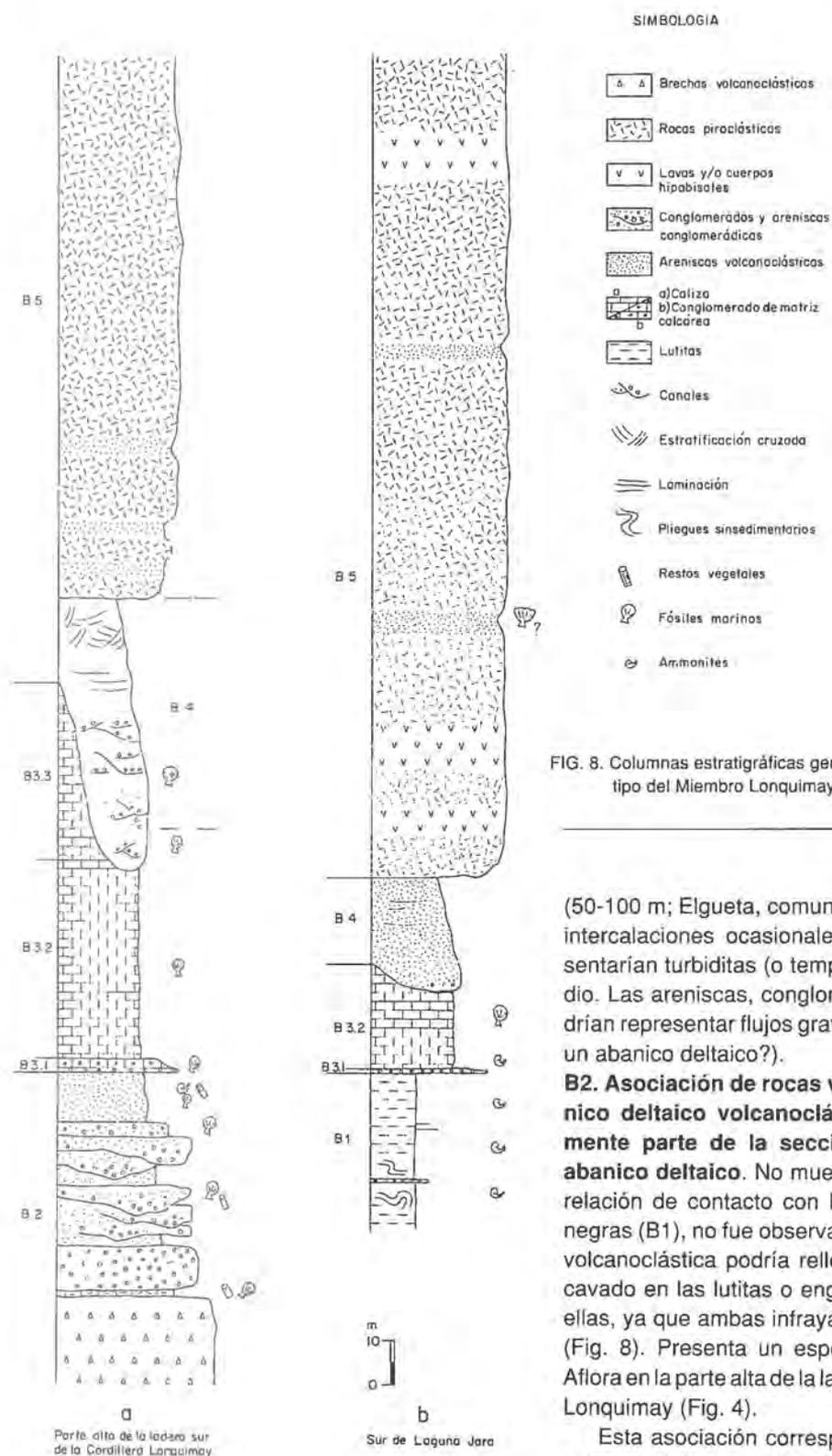


FIG. 8. Columnas estratigráficas generalizadas de las localidades tipo del Miembro Longuimay.

(50-100 m; Elgueta, comunicación oral, 1990). Las intercalaciones ocasionales de areniscas, representarían turbiditas (o tempestitas?) de grano medio. Las areniscas, conglomerados y brechas, podrían representar flujos gravitacionales distales (de un abanico deltaico?).

**B2. Asociación de rocas volcanoclásticas: abanico deltaico volcanoclástico/canal, eventualmente parte de la sección submarina de un abanico deltaico.** No muestra base expuesta. Su relación de contacto con la asociación de lutitas negras (B1), no fue observada, si bien, esta unidad volcanoclástica podría rellenar un paleocanal excavado en las lutitas o engranar lateralmente con ellas, ya que ambas infrayacen a la asociación B3 (Fig. 8). Presenta un espesor mínimo de 70 m. Aflora en la parte alta de la ladera sur de la Cordillera Longuimay (Fig. 4).

Esta asociación corresponde a una secuencia volcanoclástica, de aspecto general grano y estrato-

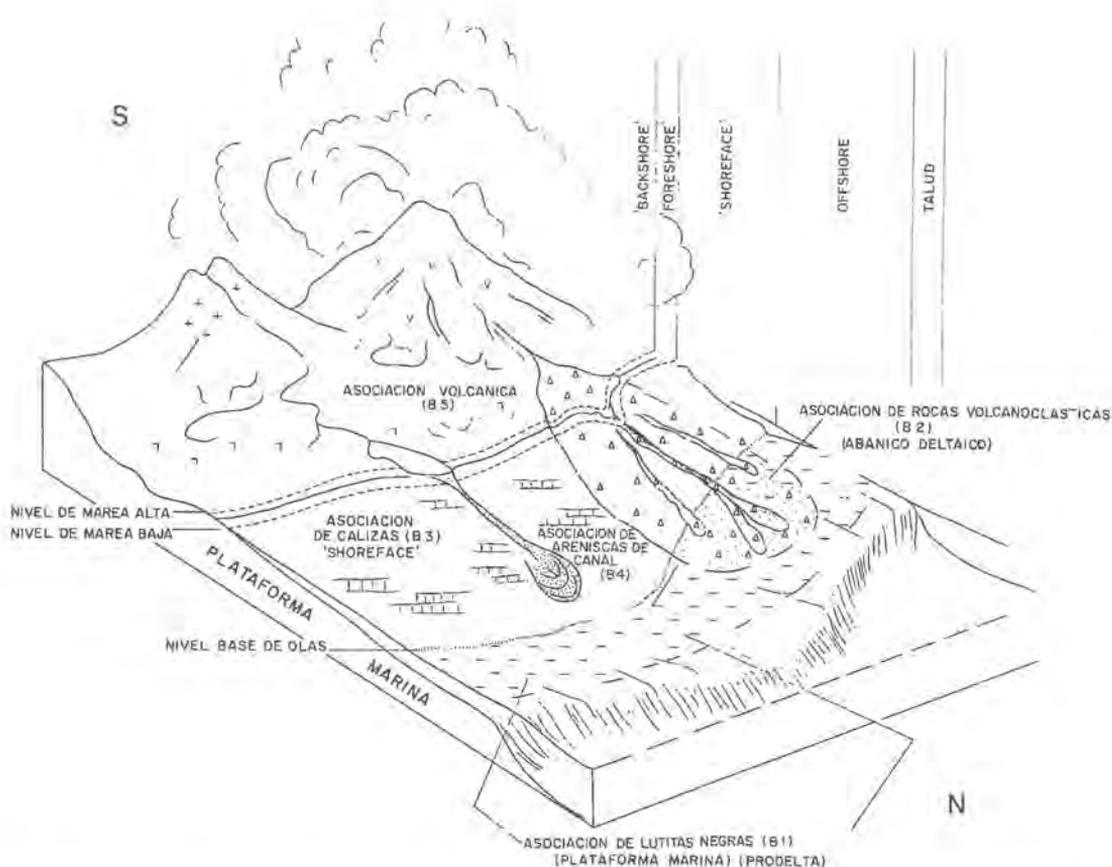


FIG. 9. Esquema idealizado de los ambientes deposicionales del Miembro Lonquimay de la Formación Nacientes del Biobío.

decreciente (Fig. 8a). Los 60 metros inferiores están compuestos, fundamentalmente, por brechas volcánicas y volcanoclásticas, conglomerados y subordinadamente areniscas tobáceas muy gruesas a finas y limolitas. Los 10 metros superiores están constituidos, principalmente, por areniscas tobáceas, calcáreas, localmente guijarrosas, con gradación normal y laminación paralela y cruzada, y escasas capas de limolitas. Las brechas volcanoclásticas y los conglomerados, son clasto y matriz-soportados, calcáreos, con estructuras de canal; los fragmentos son volcánicos y sedimentarios, con un diámetro de hasta 30 cm. Las brechas volcánicas son andesíticas, monolíticas, con fragmentos de hasta 75 cm de diámetro. Esta unidad incluye fragmentos de fósiles marinos y restos vegetales indeterminados.

La asociación se habría generado, en su mayor parte, por flujos sedimentarios gravitacionales, principalmente flujos de detritos (unidades conglomerá-

dicas y brechosas) y en menor cantidad por corrientes de turbidez (unidades arenosas) en un ambiente submarino, probablemente bajo el tren de olas. Sólo la parte alta de la asociación habría experimentado acción de olas. Se la interpreta como los depósitos de: 1- un abanico deltaico volcanoclástico, o de 2- un canal, que eventualmente, formaría parte de un abanico deltaico, cuyo aporte provendría de un centro volcánico continental activo (Fig. 9).

**B3. Asociación de calizas: 'Shoreface'/plataforma carbonatada.** Está constituida por un conglomerado basal (B3.1), calizas bioclásticas (B3.2) y en la parte superior, calizas arenosas bioturbadas (B3.3; Fig. 8). Aflora en la ladera norte de Loma Atravesada y en la parte alta de la ladera sur de la Cordillera Lonquimay (Fig. 4).

El Conglomerado Basal (B3.1) sobreyace con discordancia de erosión y contactos planos, abruptos, e incluso, aparentemente transicionales a las

asociaciones de lutitas negras (B1) y de rocas volcanoclásticas (B2; Fig. 8). Presenta un espesor variable entre 0-100 cm y constituye un único evento deposicional, caótico, de mala selección (Fig. 10), con clastos andesíticos de hasta 50 cm de diámetro y bloques de calcarenita de 10-20 m de longitud. Es clasto y matriz-soportado, con fragmentos inmersos en una caliza fosilífera. Se interpreta como el depósito residual de un flujo de detritos, acumulado en un ambiente mareal, con rápidas fluctuaciones del nivel del mar. El material, habría provenído de la erosión de las unidades infrayacentes: lutitas (B1), rocas volcanoclásticas (B2) y de una unidad calcárea de la cual ya no existe evidencia, salvo los megabloques del conglomerado. Esto reflejaría un importante límite de secuencia deposicional en la base de esta unidad.

Las calizas bioclásticas (B3.2) sobreyacen concordantemente al conglomerado basal B3.1 (Fig. 8), con contactos abruptos y planos en algunos lugares y en otros, aparentemente transicionales. Alcanzan un espesor de 45 m, que, localmente, disminuye por efecto de la erosión de canales en las capas superiores. Estas calizas se presentan en capas de 30-100 cm de espesor, en general, con estratificación cruzada; localmente, son macizas y sin estructura interna. Comprenden, principalmente, 'grainstones' y en forma subordinada 'wackestones', constituidos por fragmentos de fósiles de 2-20 mm, generalmente en contacto entre sí, correspondientes a espinas de equinodermos, bivalvos, briozoos, ammonites y subordinadamente a algas, lo que indica un ambiente de alta energía.



FIG. 10. Conglomerado basal de la asociación de calizas (B3) del Miembro Lonquimay. Parte alta de la ladera sur de la Cordillera Lonquimay.

Esta asociación se interpreta como depósitos de barras, dunas y 'sandwaves' en un ambiente de alta energía, acumulados en el borde de una plataforma marina, particularmente, en la zona de 'shoreface' (sector costero restringido entre la profundidad mínima de influencia de olas y el nivel de baja marea; Fig. 9). Este ambiente se caracteriza por una intensa actividad de corrientes mareales perpendiculares a la costa y corrientes paralelas a ella (Inden y Moore, 1983). El análisis de 29 medidas de paleocorrientes muestra dos direcciones preferenciales, una hacia el suroeste y noroeste y una secundaria hacia el noreste. Es probable que las paleocorrientes opuestas (suroeste y noreste) representen corrientes dirigidas hacia la playa y corrientes de retorno, respectivamente, mientras que las paleocorrientes dirigidas hacia el noroeste, representan corrientes paralelas a la costa.

Las calizas arenosas bioturbadas B3.3 sobreyacen, concordantemente, a la unidad de calizas bioclásticas B3.2 (Fig. 8a). Se encuentran excavadas por profundos paleocanales, por lo que su espesor puede variar entre 0 y 40 m, en una distancia de 200 m. Están constituidas por 'grainstones', 'wackestones' y calizas arenosas volcanoclásticas de buena selección, de grano fino a grueso, en capas de 30-80 cm de espesor. Las capas, en general, presentan estratificación cruzada y una intensa bioturbación y contienen espinas de erizos, fragmentos de pelecípodos, algunos foraminíferos y un fragmento óseo fosilizado. Se interpretan como acumuladas en un ambiente de alta energía ('shoreface') (Fig. 9). Las medidas de estratificación cruzada (8 'sets'), indican dos paleocorrientes principales hacia el SSE y ESE, y una dirección secundaria hacia el noreste.

**B4. Asociación de areniscas de canal: canal de plataforma marina.** Sobreyace con contacto de erosión, a diferentes niveles de la unidad infrayacente de calizas arenosas bioturbadas (B3.3), alcanzando, localmente, donde la erosión fue mayor (40 m), hasta la unidad de calizas bioclásticas B3.2 (Fig. 8). Se presenta rellenando un megapaleocanal, con un espesor mínimo variable entre 20 y 50 m. Aflora en la ladera norte de Loma Atravesada y en la parte alta de la ladera sur de la Cordillera Lonquimay (Fig. 4).

La asociación está constituida, principalmente, por areniscas líticas y arcósicas de buena selección, areniscas guijarrosas y conglomerados polimícticos muy finos a finos subordinados, local-

mente con cemento calcáreo. Presenta una tendencia estrato y granodecreciente, reconociéndose capas con estratificación cruzada, laminación paralela, lenticularidad y amalgamación. Los clastos líticos son esencialmente metamórficos y plutónicos. Subordinadamente, se reconocen granos de andesitas, limolitas, tobas, areniscas y cuarzo volcánico.

Esta asociación representa el relleno arenoso de paleocanales profundos, labrados en la plataforma calcárea B3 (Fig. 9). La superficie de erosión entre esta asociación y la infrayacente, representaría un límite de secuencia (Van Wagoner *et al.*, 1990), que reflejaría un fuerte cambio en el nivel base relativo, debido a procesos tectónicos y/o eustáticos. Estos, además, habrían generado un cambio en las fuentes de aporte detrítico (rocas metamórficas y plutónicas en reemplazo de rocas esencialmente volcánicas). Posteriormente, habría ocurrido un ascenso relativo del nivel del mar, acumulándose en el paleocanal, flujos densos (turbiditas y flujos de detritos) influenciados por corrientes marinas.

El análisis de 10 medidas de paleocorrientes (hacia el noroeste, norte y noreste) muestra que, si se acepta que al interior del canal, las corrientes migraban a lo largo de él y hacia el interior de la cuenca (hacia el norte), las tierras elevadas habrían estado al sur de los actuales afloramientos de esta asociación.

**B5. Asociación de facies volcánica.** Se apoya en aparente concordancia sobre la asociación de areniscas de canal B4 (Fig. 8), con un contacto irregular en sedimento húmedo. El techo corresponde a la actual superficie de erosión. Se le estima un espesor mínimo de 400 m. Aflora en la Cordillera de Lonquimay (Fig. 4).

Esta asociación está compuesta fundamentalmente por rocas piroclásticas (depósitos de flujo y de caída) y subordinadamente, brechas volcánicas andesíticas, areniscas tobáceas y volcanoclásticas y probables lavas andesíticas y basálticas.

Esta unidad representa, probablemente, depósitos volcánicos subaéreos acumulados en la ladera de un estratovolcán (Fig. 9). Sin embargo, es probable, que parte de ella, se haya acumulado en las cercanías del mar, o al menos parcialmente, en aguas someras, lo cual estaría avalado por el contacto basal con sedimento calcáreo húmedo y la presencia de fósiles marinos informados por Tavera (1963).

**Ambiente deposicional.** El Miembro Lonquimay se interpreta como acumulado, inicialmente, en un ambiente marino, que pasa de baja energía (bajo el nivel de olas) a alta energía, el cual es súbitamente reemplazado por un ambiente continental volcánico y volcanoclástico (Fig. 9).

El registro de rocas, se inicia con la acumulación de lutitas en una plataforma marina (asociación B1), progredida en parte, por los depósitos de un abanico deltaico volcanoclástico, o bien, excavada por uno o más canales que, eventualmente, formarían parte de un abanico deltaico (asociación B2).

Subsecuentemente, se habrían acumulado depósitos carbonatados someros, los que habrían sido retrabajados, al igual que parte de las rocas infrayacentes (brechas volcánicas y lutitas), por efecto probablemente, de un rápido (?) descenso del nivel base, que habría dejado expuesto los depósitos a la acción de tormentas, agua meteórica y erosión. A continuación, se habría producido un alzamiento del nivel base (transgresión marina?), que profundiza el sistema, reanudándose la acumulación carbonatada en un ambiente costero (asociación B3), que se inicia con la distribución y re-acumulación del material erodado. Más tarde, se habría producido un nuevo descenso del nivel base, debido a lo cual, la plataforma carbonatada fue excavada por paleocanales profundos (asociación B4), cuyo relleno evidencia una orientación de flujo hacia el norte; lo que permite inferir que las tierras elevadas habrían estado al sur de los actuales afloramientos de esta asociación. Consecuentemente, las direcciones hacia el SW y SSE, medidas en dunas ('sandwaves') de la plataforma carbonatada (asociación B3), representarían el avance de éstas hacia la costa (al sur); las direcciones NW y ESE, corresponderían al movimiento de corrientes paralelas a la costa y la dirección noreste, a probables corrientes de retorno. Finalmente, en las cercanías de la cuenca marina se produjo un intenso volcanismo, que generó abundante material que cubrió totalmente el área, colmatando la cuenca.

#### DISCONTINUIDADES ESTRATIGRAFICAS

En los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay se han identificado, al menos, dos discontinuidades estratigráficas importantes (Fig. 11).

**D1.** Probablemente, estaría representando un e-

vento erosivo (descenso del nivel base) seguido por una transgresión marina (ascenso del nivel base), lo que se ve reflejado por la presencia del conglomerado basal de la asociación de calizas (B3) del Miembro Lonquimay, que se interpreta como acumulada en el sector más externo de la costa ('shoreface'). Esta discontinuidad se interpreta como el equivalente en Chile, de la discordancia intracaloviana reconocida en Argentina (Figs. 11 y 12).

**D2.** Representa un evento erosivo (descenso del nivel base), que labró canales submarinos en la plataforma carbonatada (asociación B3 del Miembro Lonquimay) y en el talud de la cuenca (asociación A6 del Miembro Lolén-Pacunto). Estos canales fueron rellenados por areniscas (asociaciones A7 y B4), de los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay, respectivamente, que en ambos casos, únicamente se caracterizan por incluir entre sus líticos, fragmentos metamórficos e ígneos. Esta discontinuidad se interpreta como el equivalente en Chile, de la discordancia intermálmica reconocida en Argentina (Figs. 11 y 12).

## EDAD

En distintas localidades, varios autores han encontrado fauna fósil en los tres miembros de la formación, que permite asignarle un rango de edad Pliensbachiano tardío-Caloviano medio, pudiendo prolongarse al Kimmeridgiano temprano, en base a correlaciones estratigráficas (Figs. 11 y 12).

- La edad del Miembro Icalma es pliensbachiana tardía-toarciar a temprana (media?), la que está documentada por la presencia de harpocerátidos ('*Paltarpites?*', '*Harpoceras?*') y ejemplares juveniles de '*Atacamiceras?*' (Covacevich, comunicación escrita, 1989).
- En el Miembro Lolén-Pacunto se ha encontrado relativamente escasa fauna fósil, recolectada esencialmente, en rocas de la asociación de facies basal (A1) de este miembro. En la Cordillera de Litrancura, Felsch (1915) indicó el hallazgo de fauna que reconoció como Dogger inferior. En el lado sur del curso medio del valle de Lolén, Tavera (1963) destacó la presencia de varios ammonites que asignó al Bajociano y Aaleniano. En la ladera sur de la Cordillera de Lolén, C.F. Ramírez<sup>4</sup> recolectó restos de un ammonite que Corvalán (comunicación oral, 1991) identificó como '*Reineckeia?*' sp. y asignó al Caloviano medio. Sin embargo, en el mismo sector, se encon-

tró '*Dorsetensia?*' sp. del Bajociano (Covacevich, in De la Cruz, 1989). En un perfil en el camino entre Liucura y el paso Pino Hachado, Burckhardt (1903) identificó ammonites que asignó al Dogger inferior (Aaleniano). En la misma área, en el río Tralilhue, Chotin (1969) mencionó haber encontrado un ammonite del Bajociano inferior.

En resumen, el contenido faunístico de la sección basal (A1) del Miembro Lolén-Pacunto, indica una edad aaleniana-caloviana media. Sin embargo, si se excluyese el fósil de '*Reineckeia?*' sp., cuya procedencia estratigráfica es imprecisa, su edad sería aaleniana-bajociana (Covacevich, in De la Cruz, 1989).

La correlación con unidades estratigráficas argentinas (Fig. 12) y especialmente la equivalencia entre las discontinuidades D1 y D2 reconocidas en los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay (Fig. 11), con las discordancias intracaloviana e intermálmica respectivamente, reconocidas en Argentina (Figs. 11 y 12), permiten sugerir que las asociaciones de facies superiores (A2-7) se habrían depositado entre el Caloviano medio y parte del Kimmeridgiano.

Sobre la base de las anteriores consideraciones, se asigna al Miembro Lolén-Pacunto una edad comprendida entre el Aaleniano y el Kimmeridgiano temprano.

- En el Miembro Lonquimay se ha encontrado abundante fauna fósil, recolectada en varias asociaciones de facies.

En la asociación de lutitas negras (B1) de la sección basal de este miembro, en una garganta profunda de la ladera norte de la loma Atravesada y al oeste de la laguna Jara, Burckhardt (1903) reconoció fauna del Caloviano inferior. Por otro lado, en un perfil estratigráfico entre los ríos Lonquimay y Lolén, Covacevich (in Chotin, 1969 y 1975), identificó fauna del Caloviano inferior: '*Macrocephalites (Eurycephalites) aff. rotundus* Tornquist', '*Macrocephalites (Indocephalites) chrysoolithicus* Waagen', '*Macrocephalites araucanus* Burckhardt', '*Macrocephalites aff. lamellosus* Waagen', '*Macrocephalites aff. noetlingi* Burckhardt', '*Macrocephalites (Dolicephalites) aff. typicus* Blake', '*Macrocephalites* sp. indet. aff. '*Macrocephalites gottschei* Tornquist', '*Oppelia (Oxycerites?) exotica* Steinmann' y '*Oppelia?*' sp. En la ladera norte de Loma Atravesada y al este de Laguna Jara, Covacevich (in De la Cruz, 1989) identificó: '*Macrocephalites tumidus* Quenstedt', '*Macrocephalites compressus* Quenstedt', '*Macro-*

<sup>4</sup>1974, Geología del área de Lonquimay-Pedregoso. Provincia de Malleco. Informe de práctica de vacaciones (Inédito), Instituto de Investigaciones Geológicas, Oficina Regional de Concepción (Chile), 10 p.

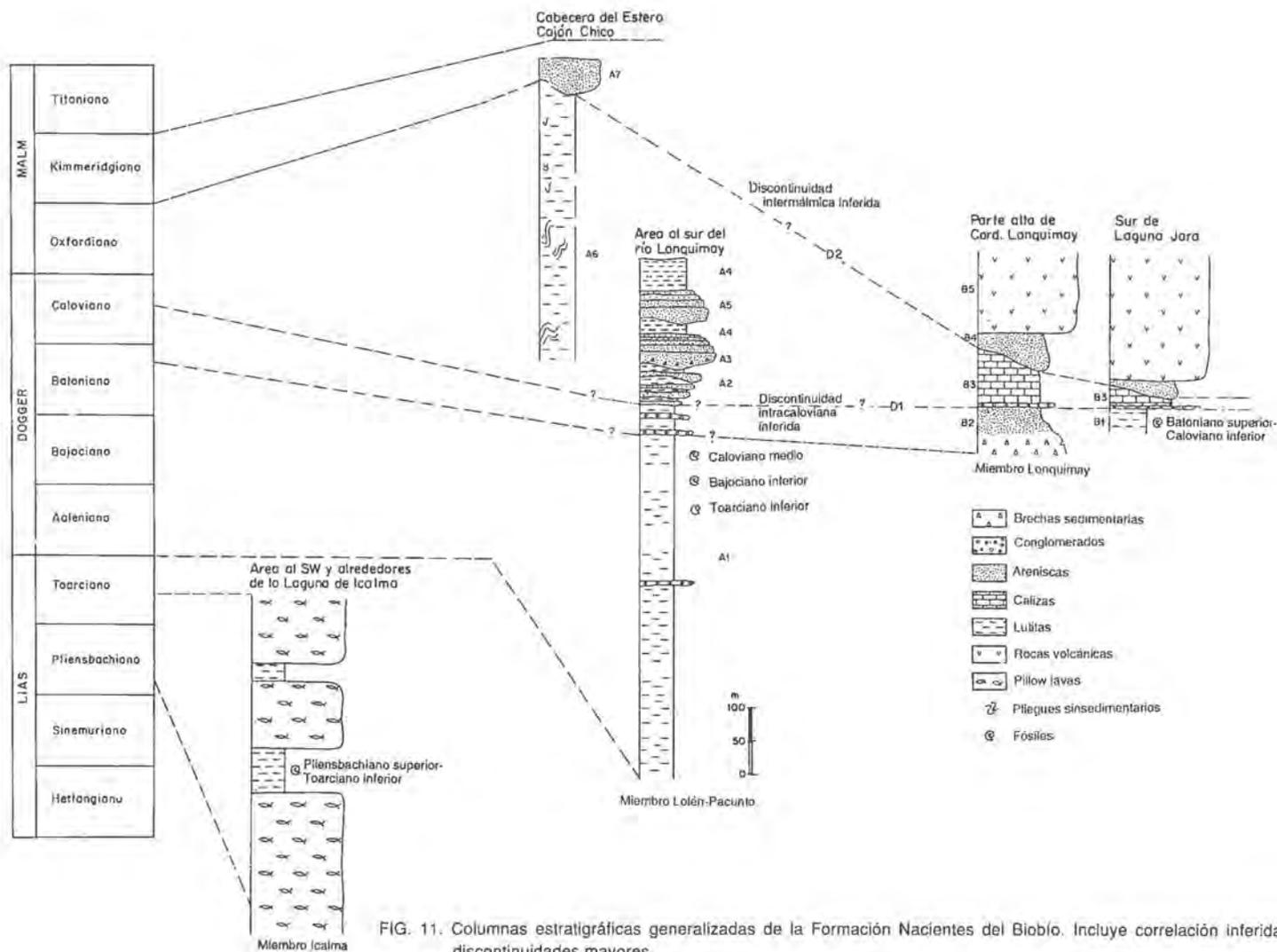


FIG. 11. Columnas estratigráficas generalizadas de la Formación Nacientes del Biobío. Incluye correlación inferida de discontinuidades mayores.



*cephalites andinus* Burckhardt', '*Macrocephalites araucanus* Burckhardt', '*Kamptocephalites?*' sp., '*Kamptocephalites lamellosus* Sowerby', '*Kamptocephalites aff. dimerus* Waagen', '*Kamptocephalites magnumbilicatus* Waagen', '*Dolikephalites flexuosus* Spath', '*Cadomites*' sp., '*Lilloettia?*' sp. y '*Lytoceras*' sp., que indicarían una edad batoniana tardía (?)-caloviana temprana.

Los estratos suprayacentes, correspondientes a una asociación de calizas (B3), fueron descritos por Burckhardt (1900) como 'Brechas Negras del Rauraciano' (Oxfordiano), sin mencionar ningún fósil guía. Más tarde, Tavera (1963) identificó la misma fauna 'Rauracian' de Burckhardt, que además incluía ammonites que asignó al Caloviano inferior, similares a los de la unidad infrayacente (B1). Por otro lado, en este mismo sector (Covacevich, comunicación oral, 1988) identificó, fragmentos de *Macrocephalites* indet., que se interpretan como retrabajados, procedentes de la unidad inferior.

Se mantiene la edad oxfordiana (asignada subjetivamente por Burckhardt, 1900) para esta asociación (B3), lo cual coincide con el hecho de que, en general, en el registro geológico de Chile central los depósitos carbonatados del Jurásico Superior corresponden al Oxfordiano. El registro faunístico del Caloviano inferior, se considera, probablemente, retrabajado y proveniente de la unidad infrayacente, por lo cual se asigna, tentativamente a esta unidad, una edad caloviana media-oxfordiana.

Las correlaciones estratigráficas entre el Miembro Lonquimay y unidades argentinas (Fig. 12) y especialmente la equivalencia entre las discontinuidades D1 y D2 reconocidas en los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay (Fig. 11), con las discordancias intracaloviana e intermálmica respectivamente, reconocidas en Argentina (Figs. 11 y 12), sugieren que las asociaciones superiores (B4 y B5) se habrían acumulado durante el Kimmeridgiano.

En síntesis, se asigna al Miembro Lonquimay

una edad batoniana tardía (?) a oxfordiana, pudiendo inferirse, indirectamente, una edad mínima kimmeridgiana.

## RELACIONES CRONOESTRATIGRAFICAS INTERNAS

De acuerdo con las edades obtenidas, el Miembro lcalma, de edad pliensbachiana tardía a toarciana temprana-media?, se habría acumulado con anterioridad al Miembro Lolén-Pacunto (cuyo registro faunístico se inicia en el Aaleniano; Fig. 12, columna b).

La sección superior del Miembro Lolén-Pacunto, al menos el registro acumulado entre el Batoniano tardío y el Kimmeridgiano temprano (?), se interpreta como coetáneo con la sección media e inferior del Miembro Lonquimay (Fig. 12, columna b).

## CORRELACIONES

La Formación Nacientes del Biobío (ubicada entre los 38° y 39°S), se correlaciona litoestratigráficamente hacia el norte, con la Formación Nacientes del Teno (35°15'S; Klohn, 1960; Davidson, 1971, 1988; Fig. 12, columna a); sin embargo, no se ha identificado hasta el momento en esta última formación, basaltos almohadillados como los presentes en la Formación Nacientes del Biobío.

En Argentina, esta formación se correlaciona cronológicamente con las formaciones Los Molles, Tábanos, Lotena, La Manga, Auquilco y Tordillo (Fig. 12, columna c; Gulisano *et al.*, 1984). En las cercanías de la localidad de Chos Malal (Argentina), se han reconocido intercalaciones de basaltos almohadillados en la Formación Los Molles (Digregorio, 1978), aunque recientes estudios de los presentes autores, en las inmediaciones de la Cordillera del Viento, indican que estos cuerpos corresponderían, en gran parte, a filones intruidos en sedimento húmedo.

## CONCLUSIONES

En el área de estudio, sector occidental de la cuenca de Neuquén, el registro deposicional jurásico, se desarrolló entre el Pliensbachiano superior y el Caloviano medio, llegando probablemente al Kimmeridgiano.

Las rocas estudiadas que se encuentran frecuentemente como 'roof pendant' en granitos del Cretácico y Terciario, han experimentado plegamientos y fallamientos de intensidad variable y, en muchos casos, no presentan relaciones espaciales, lo

cual dificulta el reconstruir un esquema paleogeográfico. Así por ejemplo, las medidas de estratificación cruzada en rocas del Miembro Lonquimay, permiten inferir que entre el Caloviano inferior e inicios del Kimmeridgiano? (asociaciones B3 y B4), los altos topográficos se encontraban al sur de los actuales afloramientos, con una línea de costa de dirección este-oeste, por lo cual se concluiría que los depósitos más profundos de la cuenca (representados por el Miembro Lolén-Pacunto), deberían encontrarse al norte de dichos afloramientos, y no al sur, como ocurre en la actualidad.

Durante el Pliensbachiano superior y Toarciano inferior se acumularon en el fondo marino de esta cuenca, basaltos toleíticos con afinidad de arco de islas y consecuentemente, un origen asociado a procesos de subducción y rocas sedimentarias, esencialmente turbidíticas (Miembro lcalma). Considerando, que durante este mismo lapso, también, hubo en Argentina (cerca de Chos Malal) actividad volcánica bimodal, de basaltos y riolitas, asociada a sedimentos marinos, se sugiere que en esta época, que correspondería a la etapa inicial de la configuración de la cuenca, las rocas estudiadas se habrían acumulado en una cuenca de intra-arco en extensión (Fig. 13a)

Entre el Aaleniano y el Oxfordiano, sin embargo, habría cambiado el estilo tectónico, produciéndose una profunda subsidencia, probablemente térmica, en un esquema de cuenca de trasarco (Fig. 13b). Entre el Aaleniano y el Caloviano medio se produce sedimentación de fondo marino (Miembro Lolén-Pacunto, asociación A1; Fig. 5) que coexiste, entre el Batoniano superior (?) y el Caloviano inferior, con sedimentación de plataforma marina, con depósitos pelíticos y de abanico deltaico volcanoclastico (Miembro Lonquimay; asociaciones B1 y B2, respectivamente; Fig. 9). Probablemente en el Caloviano medio, hubo un descenso relativo del nivel base, ya sea por descenso del nivel del mar o solevamiento tectónico, que habría generado, entre el Caloviano

medio y el Oxfordiano, la progradación de un abanico submarino sobre el fondo de la cuenca (Miembro Lolén-Pacunto, asociaciones A2-A6; Fig. 5), mientras que en la plataforma se acumulaban depósitos carbonatados (Miembro Lonquimay, asociación B3; Fig. 9). Este descenso del nivel base en el Caloviano medio, coincide con un período de 'low stand', reconocido también en el sector argentino de la cuenca de Neuquén, que habría generado la llamada 'discordancia intracaloviana' (Gulisano *et al.*, 1984).

Posteriormente, se habría producido un nuevo descenso del nivel base, reflejado en la erosión de altos topográficos de tipo ígneo y metamórfico y la incisión de profundos paleocanales en la plataforma carbonatada y en el talud. Se sugiere que este cambio de nivel base coincide con una discontinuidad regional reconocida en Argentina, en el límite Oxfordiano-Kimmeridgiano, denominada 'discordancia intermálmica'. Casi simultáneamente y probablemente a inicios del Kimmeridgiano, se habría producido el relleno de los canales con el material generado por erosión (Miembro Lonquimay, asociación B4; Fig. 9 y Miembro Lolén-Pacunto, asociación A7; Fig. 5). Finalmente, probablemente en el Kimmeridgiano, la actividad volcánica de la región se intensifica, generando gran cantidad de material que cubrió toda el área y colmató la cuenca (Miembro Lonquimay, asociación B5; Fig. 13c).

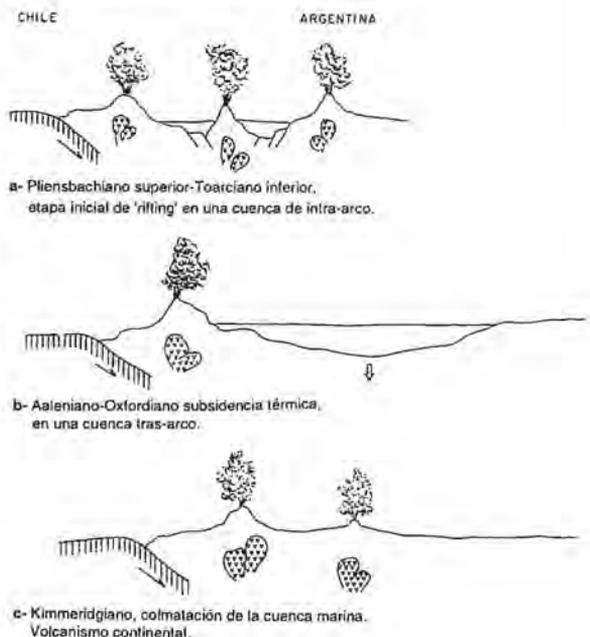


FIG. 13. Evolución tectónica de la cuenca, propuesta para el período jurásico en el área de estudio.

## AGRADECIMIENTOS

Se desea agradecer el trabajo paleontológico y sugerencias del Sr. V. Covacevich (SERNAGEOMIN) en la fauna fósil recolectada por los autores y el apoyo en terreno del ayudante de geólogo, Sr. H. Rojo (SERNAGEOMIN), y el entonces estudiante de

geología, Sr. L. Rojas. Este texto fue enriquecido con las indicaciones y comentarios hechos por los editores Sres. J. Corvalán, E. Pérez (SERNAGEOMIN) y J. Skarmeta (CODELCO). Asimismo, se agradecen las indicaciones hechas por un editor anónimo.

## REFERENCIAS

- Burckhardt, C. 1900. Coupe géologique de la Cordillère entre Las Lajas et Curacautín. *Museo de La Plata, Anales, Sección Geología-Minería*, Vol. 3, p. 1-102.
- Burckhardt, C. 1903. Beiträge zur Kenntniss der Jura- und Kreide formation der Cordillere. *Palaeontographica*, Vol. 50, 144 p.
- Chotin, P. 1969. Le Jurassique du Lonquimay (Chili). Ses relations avec le Jurassique du Neuquén (Argentine). *Société Géologique de France, Bulletin*, Vol. 11, No. 7, p. 710-716.
- Chotin, P. 1975. Les Andes Méridionales et la terminaison du Bassin Andin; Le Lonquimay (Chili) et le Neuquén (Argentine) Lat. 38°45'S. Thèse de Doctorat d'Etat et Sciences (Unpublished), *Université Pierre et Marie Curie*, 326 p.
- Davidson, J. 1971. Geología del área de las Nacientes del Teno, provincia de Curicó, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 160 p.
- Davidson, J. 1988. El Jurásico y Cretácico Inferior en las Nacientes del Río Teno (Chile): una revisión. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 1, p. A453-A458. Santiago.
- De la Cruz, R. 1989. Turbiditas jurásicas de Lonquimay, Chile (Lat. 38°30'S): Abanico submarino de trasarco. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 266 p.
- Digregorio J. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. *In Geología y Recursos Naturales del Neuquén. In Congreso Geológico Argentino, Relatorio No. 7*, p. 37-66. Neuquén.
- Digregorio, R.E.; Gulisano, C.A.; Gutiérrez-Pleimling, A.R.; Minniti, S.A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicaciones paleogeográficas. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 147-162. San Juan.
- Dolozí, M.B.; Ayres, L.D. 1991. Early Proterozoic, basaltic andesite tuff breccia: downslope, subaqueous mass transport of phreatomagmatically-generated tephra. *Bulletin of Volcanology*, Vol. 53, No. 6, p. 477-495.
- Emparan, C.; Suárez, M.; Muñoz, J. 1992. Hoja Curacautín. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 71, 1:250.000.
- Felsch, J. 1915. Las pizarras bituminosas de Lonquimay. *Sociedad Nacional de Minería, Boletín*, No. 27, p. 498-509. Santiago.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez-Pleimling, A.R. 1994. Field Guide. The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén Province. *Secretaría de Minería de la Nación, Publicación No. 158, ISSN 0328-2317 and Asociación Geológica Argentina, Serie E, No. 2*. Buenos Aires.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez-Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia de Neuquén. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 1, p. 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Inden, R.F.; Moore, C.H. 1983. Carbonate Depositional Environments (Scholle, P.A.; Bebout, D.G.; Moore, C.H.; editors). *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, No. 33, p. 211-265.
- Jones, J.G. 1969. Pillow lavas as depth indicators. *American Journal of Science*, Vol. 267, p. 181-195.
- Klohn, C. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín*, No. 8, 95 p.
- Lash, G.G. 1986. Sedimentology of channelized turbidite deposits in an ancient (early Paleozoic) subduction complex, central Appalachians. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 97, p. 703-710.
- Legarreta, L.; Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). *In Cuencas sedimentarias argentinas* (Chebli, G.A.; et al., editores). *Correlación Geológica*, Vol. 6, p. 221-243.
- Moore, J.G. 1965. Petrology of deep-sea basalt near Hawaii. *American Journal of Science*, Vol. 263, p. 40-52.
- Moore, J.G.; Schilling, J.G. 1973. Vesicles, water and sulphur in Reykjanes Ridge basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 41, p. 105-118.
- Mutti, E.; Ricci-Lucchi, F. 1972. Le torboiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, Vol. 11, p. 161-169.

- Mutti, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hacho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, Vol. 24, p. 107-131.
- Mutti, E.; Ricci-Lucchi, F. 1975. Turbidites of the northern Apennines; introduction to facies analysis. *American Geological Institute, Reporting Series*, No. 3, p. 21-66.
- Mutti, E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In *Provenance of Arenites* (Zuffa, G.G.; editor). *D. Reidel Publishing Company*, p. 65-93. Dordrecht.
- Pickering, K. 1983. Transitional submarine fan deposits from the late Precambrian Kongsfjord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway. *Sedimentology*, Vol. 30, p. 181-199.
- Sandoval, R. 1977. Estudio geológico de la región del Alto Biobío, Comuna de Lonquimay, Departamento de Curacautín, IX Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 195 p.
- Shanmugam, G.; Moiola, R.J. 1985b. Submarine fan models: Problems and solutions. In *Submarine Fans and Related Turbidite Systems* (Bouma, A.H.; Normark, W.R.; Barnes, N.E.; editors). *Springer-Verlag*, p. 29-34.
- Shanmugam, G.; Moiola, R.J. 1988. Submarine Fans: characteristics, models, classification and reservoir potencial. *Earth-Science Reviews*, Vol. 24, No. 24, p. 383-428.
- Tavera, J. 1963. Informe sobre estudio de material paleontológico de la ENAP procedente de las regiones de Lonquimay y Cauquenes. *Universidad de Chile, Instituto de Geología*, Apartado 310.
- Van Wagoner, J.C.; Mitchum, R.M.; Campion, K.M.; Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, No.7, 55 p.
- Walker, R.G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, Vol. 62, No. 6, p. 932-966.