

LA FORMACION LEÑAS-ESPINOZA: REDEFINICION, PETROGRAFIA Y AMBIENTE DE SEDIMENTACION

REYNALDO CHARRIER Univ. de Chile, Depto. de Geol. y Geofís., Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

RESUMEN

Los antecedentes cronológicos y los caracteres litológicos y de facies de la parte superior, calcárea y marina, de la secuencia definida por Klohn (1960) como Formación Leñas-Espinoza, permiten asignarla a la Formación Baños del Flaco. Se restringe, de este modo, el término Formación Leñas-Espinoza a la parte inferior, clástica, de la secuencia ("Serie de Transición") del autor mencionado.

La Formación Leñas-Espinoza, aquí redefinida, aflora en la desembocadura del río Espinoza en el río Las Leñas, vertiente occidental de la Cordillera Principal, a 34° 25' de latitud sur. Forma una secuencia rítmica de, por lo menos, 1.200 m de espesor, subdividida en cuatro miembros, compuestos de arenitas y, en menor proporción, brechas y siltitas, que forman un apretado sinclinal. Los estratos arenosos y brechosos presentan, frecuentemente, estratificación gradada y espesores mayores en los miembros superiores. La base de la formación es desconocida y el techo corresponde al paso gradual a la Formación Baños del Flaco.

Las brechas y arenitas son piroclásticas, compuestas por líticos volcánicos, plagioclasa y vidrio, angulosos o levemente redondeados. La matriz es un agregado pulverulento, en algunos casos fluidal, con pequeños cristales y vitrodastos. Las siltitas, grises oscuras a negras, contienen arcillas y granos de cuarzo, feldespato y líticos. Estas rocas presentan, como minerales de alteración, clorita, calcita, cuarzo, mica blanca y prehnita.

No se encontraron fósiles de valor cronológico. El paso gradual a la suprayacente Formación Baños del Flaco (titoniana), permite considerarla equivalente a la Formación Río Damas, de edad kimmeridgiana. Se habría depositado, en gran parte, como turbiditas de prioclasticos en una cuenca subsidente, probablemente lacustre, adyacente al borde oriental de un cordón volcánico activo, de carácter intermedio a ácido.

ABSTRACT

On the basis of its chronological, lithological and facies features the marine calcareous upper part of the Leñas-Espinoza Formation, as defined by Klohn (1960), is here assigned to the Baños del Flaco Formation. The Leñas-Espinoza is, thus, restricted to the lower clastic part of the sequence ("Serie de Transición") of the mentioned author.

The Leñas-Espinoza, as here redefined, crops out where the Espinoza river joins the Las Leñas river, on the western versant of the Andean Main Range at 34° 15' south latitude. It is made up of a 1,200 m thick rhythmic sequence, divided into four members, consisting of arenites and subordinate breccias and siltites. These strata are folded in a tight syncline. Arenitic and breccious layers are frequently graded-bedded and thicker in the upper members. The base of the formation is not exposed; upwards it grades into the Baños del Flaco Formation.

Breccias and arenites are pyroclastic and composed of angular or slightly rounded volcanic lithics, plagioclase and glass particles. The matrix is a dusty, in parts fluidal, aggregate with tiny crystals and vitroclasts. Siltites are dark gray or black and contain clay and quartz, feldspar and lithic grains. The rocks have the following alteration minerals: chlorite, calcite, quartz, white mica and prehnite.

No fossils of chronological value were found. The gradual transition to the overlying Tithonian Baños del Flaco Formation suggests that the Leñas-Espinoza is equivalent to the Kimmeridgian Río Damas Formation. The Leñas-Espinoza Formation rocks were deposited mainly as pyroclastic turbidites in a probably lacustrine subsiding basin, on the eastern flank of an active volcanic range of intermediate to acidic character.

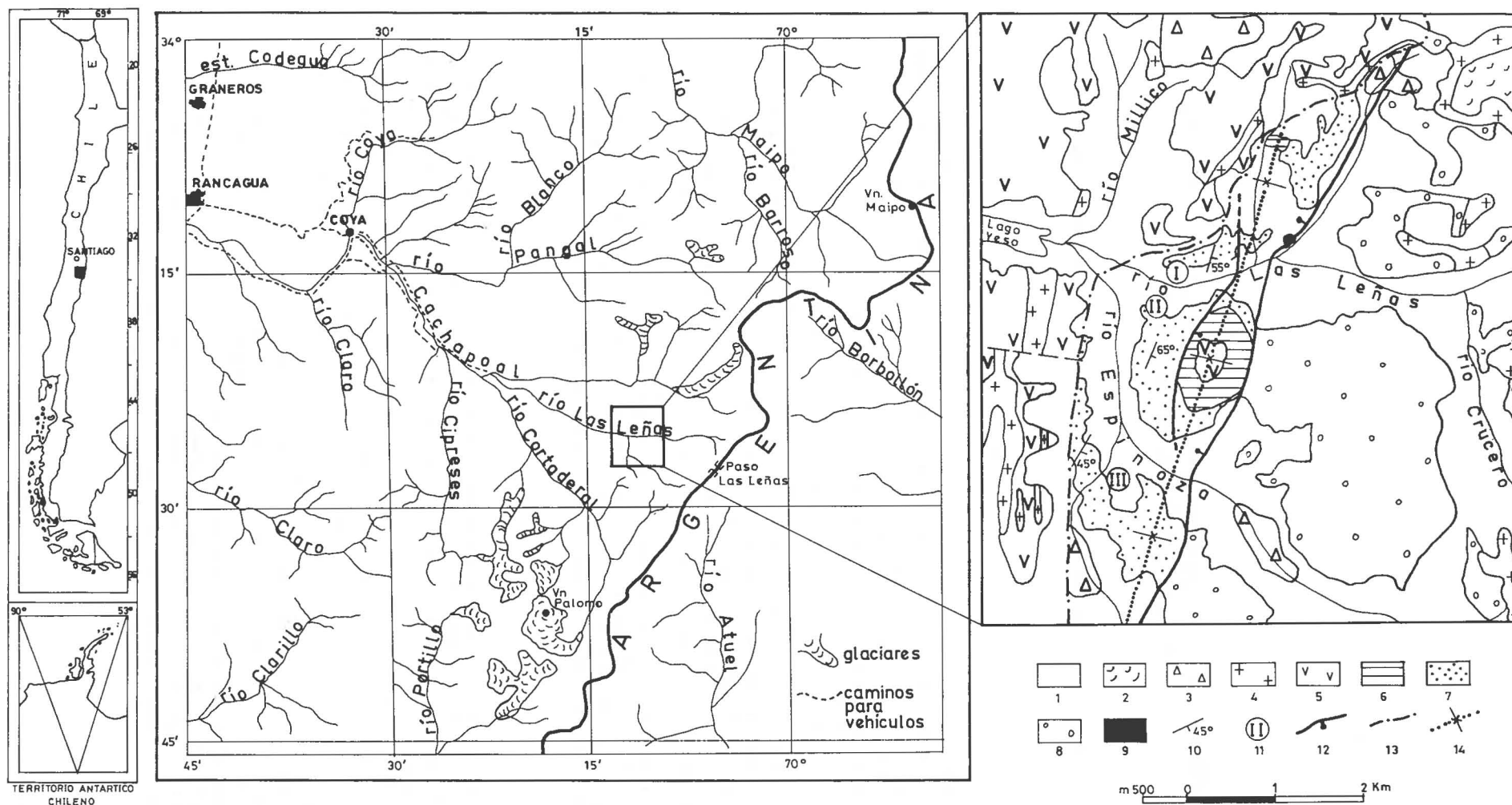


FIG. 1. Mapa de ubicación y geología del área de afloramiento de la Formación Leñas-Espinoza, con ubicación de los perfiles de la figura 5. 1. Coluvio, 2. Glaciar, 3. Morrena, 4. Intrusivo, 5. Formación Coya-Machalí, 6. Formación Baños del Flaco, 7. Formación Leñas-Espinoza, 8. Formación Río Damas, 9. Formación Nacientes del Teno (yeso), 10. Rumbo y Manteo, 11. Ubicación de perfil, 12. Falla con indicación de bloque hundido, 13. Discordancia, 14. Eje de pliegue. Los números 6 y 7 corresponden a lo que Klohn (1960) denominó Formación Leñas-Espinoza.

DEFINICION ORIGINAL, DISCUSION Y REDEFINICION

Las rocas aquí analizadas fueron denominadas por Klohn (1954, p. 24) como "Complejo titoniano, conglomerado de transgresión y rocas calcáreas del río Leñas-Espinoza". En 1957, este mismo autor los volvió a mencionar brevemente.

Klohn (1960) definió con el nombre de Formación Leñas-Espinoza a una secuencia estratificada, continua, de base y techo desconocidos, formada por una parte superior, predominantemente calcárea, y una parte inferior, clástica, que aflora en la región de la desembocadura del río Espinoza en el río Las Leñas, en la vertiente chilena (occidental) de la Cordillera Principal, a la latitud de 34°25' sur (Fig. 1). La parte superior, netamente marina y fosilífera, tiene, según Corvalán (1956, 1959), una edad que comprende desde los niveles más inferiores del Titoniano hasta el límite Titoniano superior-Neocomiano basal. Tavera (1972) confirmó esa edad. La parte inferior fue asignada, por ese motivo, por Klohn (1960) y Charrier (1973, 1981) al Kimmeridgiano.

La parte superior corresponde a aproximadamente 470 m de rocas calcáreas, marinas, en las que se reconocen:

- biomicritas, bioesparitas, oomicritas, ooesparitas, bioesparuditas y biopelmicritas, según Folk (1962), o
- packstones y wackestones, según Dunham (1962).

Estas rocas presentan, en general, un alto contenido de arcilla. En esta secuencia calcárea se in-

tercalan niveles de conglomerado y brecha tobáceos, cerca de la base, y limolitas negras y rojas, ocasionalmente algo calcáreas. Los tipos litológicos, calcáreos, se pueden asignar a las microfacies estándar (SMF) 2, 9, 10 y 15 de Wilson (1975), las que corresponden a zonas de facies (F-Z) externas de una plataforma calcárea, o sea, aquellas comprendidas entre la cuenca (F-Z: 1) y el "lagoon" de shelf de circulación abierta (F-Z: 7), inclusive (Charrier, 1981).

Los antecedentes cronológicos, litológicos y de ambientes de depositación, disponibles para la parte superior de la Formación Leñas-Espinoza, en el sentido de Klohn (1960), permiten establecer una correlación entre estos depósitos y los niveles inferiores (titonianos) de las formaciones Baños del Flaco y Lo Valdés, en sus localidades típicas (Charrier, 1981). Si, además, se toma en cuenta que entre la parte superior, calcárea, y la parte inferior, clástica, existe un claro paso gradual, debe considerarse a esta última como un equivalente cronológico de la Formación Río Damas, kimmeridgiana.

Sobre la base de los antecedentes expuestos y de la marcada diferencia litológica, existente entre las partes superior e inferior de la secuencia considerada, se propone restringir el nombre de Formación Leñas-Espinoza a la parte inferior, clástica, y considerar la parte superior, calcárea, como parte de la Formación Baños del Flaco.

DISTRIBUCION Y CARACTERISTICAS GENERALES

Los afloramientos de la Formación Leñas-Espinoza, según la redefinición expuesta, se reducen a los de la localidad típica. Forman una corta y angosta franja, que se extiende desde la ladera norte del valle del río Las Leñas hasta el curso medio del río Espinoza (Fig. 1). Estos afloramientos están limitados al este por una falla vertical, que los separa de rocas de la Formación Río Damas y, hacia el oeste, desaparecen bajo la discordancia angular, que los separa de las volcánicas de la Formación Coya-Machalí (Figs. 2 y 3). En las laderas norte y sur del valle del río Cachapoal, hacia

el norte de esta franja, la Formación Leñas-Espinoza no aflora. Hacia el sur, en las cercanías del río Cortaderal, no se reconoció la Formación Leñas-Espinoza (Charrier, 1981).

Estos estratos forman un apretado sinclinal fallado, cuyo eje tiene una orientación NNE y cuyo flanco oriental tiene una actitud casi vertical (Fig. 4). En el núcleo del sinclinal se apoyan, con contacto transicional sobre la Formación Leñas-Espinoza, estratos de la parte inferior de la Formación Baños del Flaco. El límite entre ambas formaciones se colocó bajo la primera interca-



FIG. 2. Vista hacia el norte, mostrando los estratos fuertemente inclinados del Perfil 1 cubiertos, discordantemente, por estratos con suave inclinación hacia el oeste de la Formación Coya-Machali. D. Discordancia.

lación calcárea, ya que ella pone en evidencia el inicio de nuevas condiciones ambientales, al comienzo de las cuales tuvieron lugar sólo breves y esporádicos aportes sedimentarios, clásticos (brecha y conglomerado). La base de la Formación Leñas-Espinoza es desconocida.

En los perfiles levantados (Fig. 5) se reconoció, hacia los niveles más jóvenes, un claro aumento del espesor de los estratos y de la granulometría de las sedimentitas. La gruesa capa, ubicada bajo la muestra C-256, miembro D, Perfil 2, tiene un espesor de 50 m. Klohn (1960) subdividió esta secuencia en tres partes, sobre la base de estos mismos criterios.

Una subdivisión semejante se puede reconocer, también, en la Fig. 6 en la cual, el miembro central de Klohn ha sido subdividido en los miembros B y C. Desde arriba (D) hacia abajo (A) se reconoció la siguiente secuencia:

Miembro D: 200-250 m de una secuencia rítmica, consistente en capas pardo-verdosas, gruesas (10-15 m) y muy gruesas (25-50 m) de brechas

y arenitas, con estratificación gradada (brecha en la base y arenita fina en el techo), y de siltitas negras con laminaciones. Estratos de arenitas menos potentes son más frecuentes en la parte inferior del miembro que en la parte superior; éstos no presentan estratificación gradada, pero pueden tener laminaciones o estratificación cruzada. Las brechas del Perfil 3 (C-315) contienen esporádicos bioclastos bien redondeados. Las capas más gruesas de la parte superior se acuñan rápidamente hacia el sur.

Miembro C: 300 m de una secuencia predominantemente rítmica, con estratificación más fina (5-10 m), de brechas y arenitas, que presentan, a veces, estratificación gradada, con escasas intercalaciones de siltitas negras. En ocasiones, aparecen potentes capas de brechas y arenitas gruesas como las del miembro D. Estas contienen, en la base, fragmentos de limolitas.

Miembro B: 200 m de una secuencia de arenitas con estratificación más fina (1-3 m, ocasionalmente hasta 5 m), con escasas intercalaciones de siltitas.

Miembro A; por lo menos 500 m de arenitas, de estratificación aún más fina (hasta 1 m), con intercalaciones de siltitas y argillitas más potentes que en los miembros superiores. Se encuentran también brechas finas y tobas.

En los estratos de esta formación, se reconocieron estructuras sedimentarias de interés paleogeográfico. Estratificación cruzada y "flames" se encontraron en el punto señalado con una x en el Miembro D, Perfil 2, Fig. 5. Una reconstrucción, con la Red de Schmidt, de los planos frontales y basales de la estratificación cruzada indicó un sentido de transporte hacia el este. Las "flames" presentan una vergencia hacia el noreste. En el Perfil 3, la muestra C-30 (Miembro C) se encontró en una capa con convoluciones ("convolute-bedding"), que también presentan una vergencia hacia el noreste.

En el Miembro A, Perfil 2, existen evidencias de deslizamientos subacuáticos. La muestra C-258 es brechosa, con granos de rocas sedimentarias (¿intraclastos?) bien redondeados, contenidos en una matriz tobácea, fluidal.

Los estratos de esta formación están atravesados por dos tipos de diques. Los diques de andesita porfírica, con plagioclasas y escasos piroxenos, son más antiguos y no atraviesan la discordancia que separa a esta formación de la Formación



FIG. 3. Vista hacia el sur, mostrando el valle inferior del río Espinoza con los estratos de los Miembros B y C del Perfil 2, a la izquierda; cubiertos, en discordancia angular, por los estratos de la Formación Coya-Machalí, a la derecha. D. Discordancia.



FIG. 4. Vista hacia el sur, mostrando el sinclinal de Leñas-Espinoza. Los potentes estratos, a la derecha, corresponden a los Miembros C y D del Perfil 2. Las finas capas en el núcleo del pliegue son los depósitos marinos y fosilíferos, predominantemente calcáreos, que en este trabajo se asignan a la Formación Baños del Flaco.

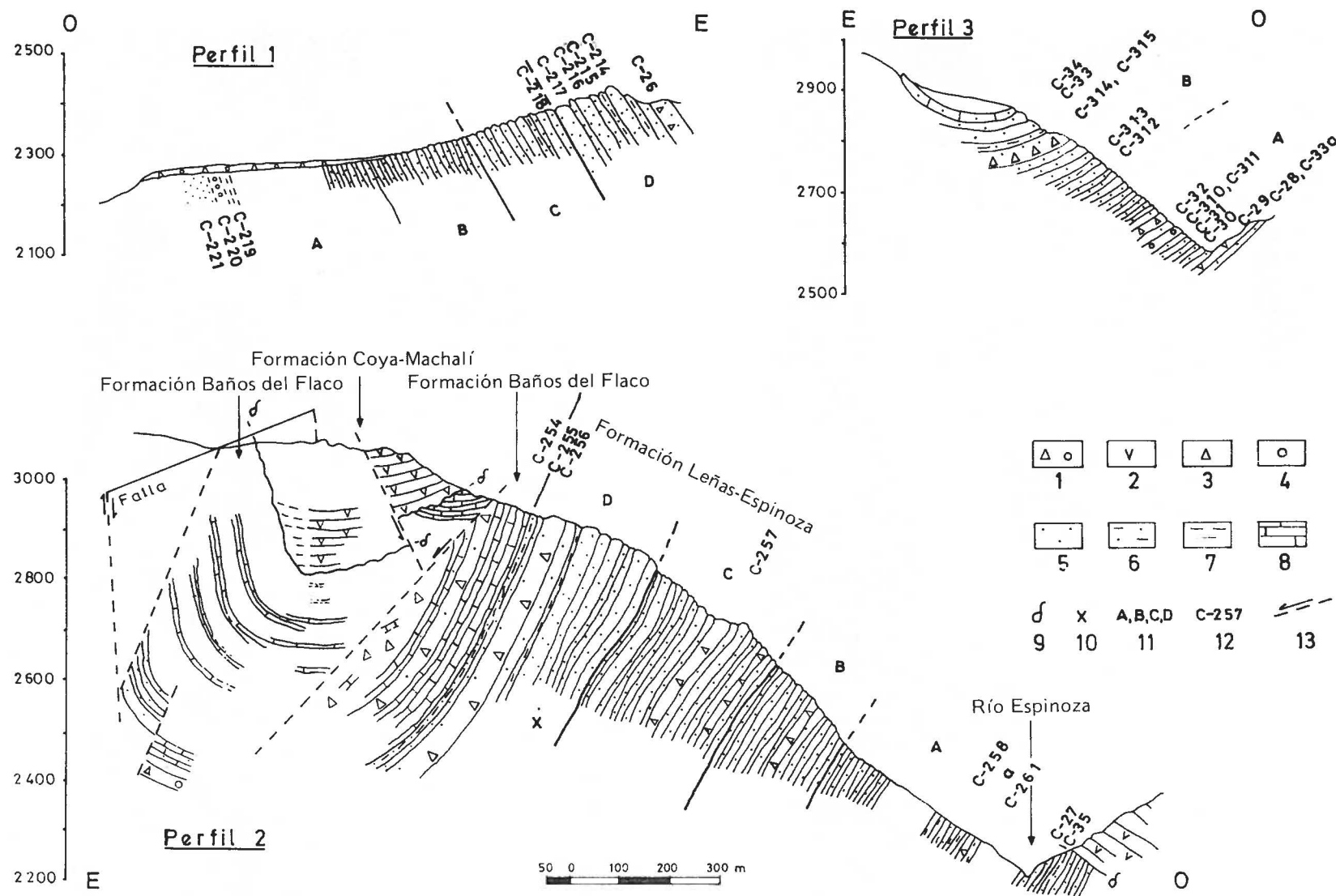


FIG. 5. Perfiles de la Formación Leñas-Espinoza (ver Fig. 1). 1. Morrena, 2. Formación Coya-Machalí, 3. Brecha, 4. Conglomerado, 5. Arenita, 6. Siltita, 7. Argillitas, 8. Caliza, 9. Discordancia angular, 10. "Flames", 11. Miembros de la Formación Leñas-Espinoza, 12. Muestra, 13. Falla.

Coya-Machalí. Diques más jóvenes, que penetran en la Formación Coya-Machalí, tienen un carácter

riolítico y son los alimentadores de los cuerpos intrusivos, hipabisales, claros, de la figura 3.

DESCRIPCION LITOLOGICA

Las rocas de esta formación son predominantemente clásticas, pudiéndose diferenciar dos tipos: uno de granulometría más gruesa, variable entre brechas y arenitas, y otro tipo, de granulometría más fina, correspondiente a siltitas.

BRECHAS HASTA ARENITAS FINAS

A pesar de las diferencias de granulometría existentes en estas rocas, su composición es notablemente constante. Las brechas y arenitas contienen granos de plagioclasa, de vidrio y líticos. Los granos de cuarzo son casi inexistentes. Bioclastos calcáreos aparecen en forma aislada en el miembro superior (D) de la secuencia, en las muestras C-26 (Fig. 9), C-255 y C-281, ubicadas en la continuación hacia arriba del Perfil 1, inmediatamente bajo la discordancia. Un clasto de una brecha (C-315), intercalada entre las capas superiores del Perfil 3, corresponde a caliza negra, arcillosa.

La mayoría de las muestras contienen sólo granos angulosos o levemente redondeados. Los angulosos son siempre predominantes.

En general, predominan los componentes líticos (máx. 60-70%) por sobre los otros tipos. En algunos casos (C-31, C-311), predominan los granos de plagioclasa o están representados en un porcentaje similar. Los fragmentos de vidrio son más escasos que los demás tipos, con la sola excepción de C-260.

Los granos líticos son todos volcánicos; son hialopiliticos a pilotaxíticos, en estos casos, finalmente porfíricos, con una masa fundamental vítrea, o bien, micro a criptocristalinos. Los fragmentos hialopiliticos se incluyeron entre los granos líticos, no obstante estar formados por vidrio, ya que son similares a la masa fundamental de fragmentos de rocas porfíricas. La composición del vidrio se puede considerar de carácter intermedio a ácido, por comparación de su índice con el del bálsamo de Canadá.

En la muestra C-313 (Miembro D), Perfil 3, algunos líticos presentan bordes irregulares y difusos y son

fácilmente confundibles con la matriz. Algunos de ellos, por ejemplo en C-310a (Fig. 7), tienen bordes difusos y están torcidos de modo que recuerdan a trizas ("shards"). En el Perfil 2 se encontraron algunos componentes líticos, que presentan un recubrimiento de tipo hematítico.

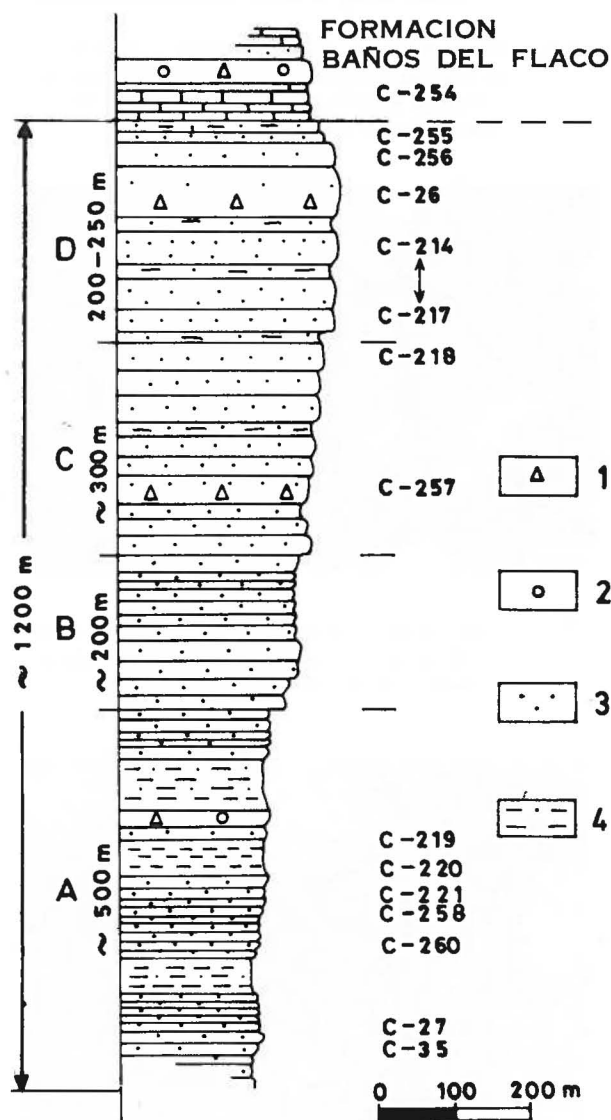


FIG. 6. Columna integrada de la Formación Leñas-Espinoza, basada en los Perfiles 1 y 2 (Fig. 5). 1. Brecha, 2. Conglomerado, 3. Arenita, 4. Pelita.

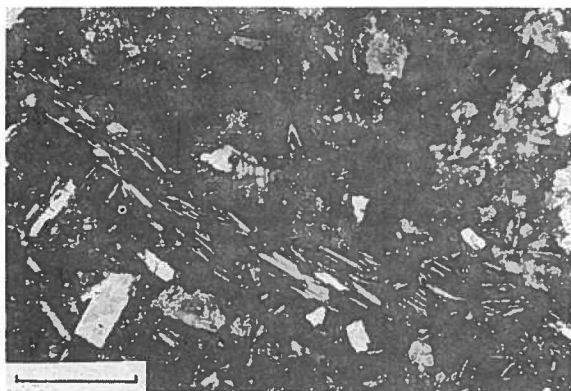


FIG. 7. Fragmento lítico, de aspecto similar a un "shard", en muestra (C-310-a) del techo de un estrato de toba, con estratificación gradada (Perfil 3, Miembro A). Barra = 0,5 mm.



FIG. 8. Toba de cristales, brechosa (C-312), con cristales de plagioclasa torcidos, fallados y con extinción ondulosa (Perfil 3, Miembro B). Barra = 0,5 mm.

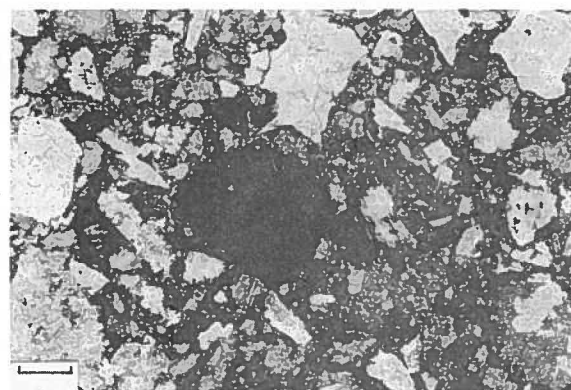


FIG. 9. Bioclastos en toba brechosa, con estratificación gradada (C-26) del techo de la formación (Perfil 1, Miembro D). Barra = 0,5 mm.

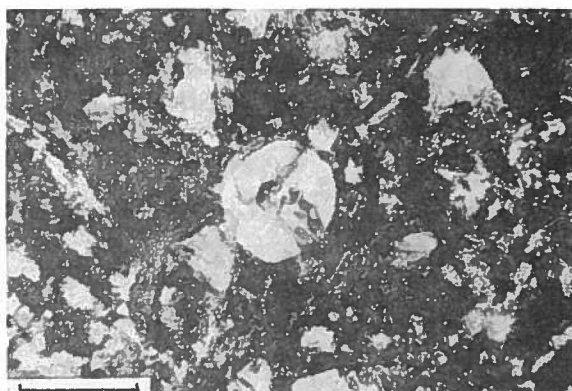


FIG. 10. Arenita fina (C-35), con esfera policristalina de cuarzo, de probable origen orgánico (Perfil 2, Miembro A). Barra = 0,1 mm.

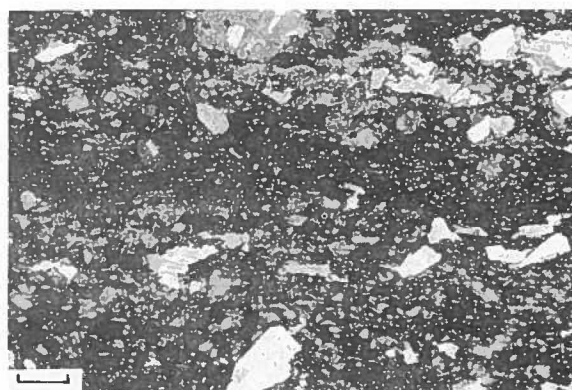


FIG. 11. Siltita laminada (C-219), con mala selección de granos angulosos de plagioclasa y subangulosos líticos, en una matriz predominantemente arcillosa (Perfil 1, Miembro A). Barra = 0,5 mm.

Los fragmentos de plagioclasa alcanzan, en muestras de grano grueso, tamaños de hasta 3 x 1,5 mm, y son predominantemente angulosos, aunque existen escasos granos algo redondeados. Se trata, en general, de fragmentos de cristales, algunos de los cuales presentan golfos de corrosión. Los bordes cristalográficos son, en la mayoría de los casos, fácilmente reconocibles. En muestras de los tres perfiles se encontraron granos de plagioclasa, torcidos o fallados (Fig. 8), los que, a veces, presentan extinción ondulosa. La plagioclasa está siempre albitizada. Dos medidas del ángulo de extinción de granos casi sin alteración dieron valores entre 15° y 18°, o sea, que correspondería a oligoclasa.

Los fragmentos de vidrio presentan siempre cierto grado de cristalización (desvitrificación); su contorno es irregular (C-216, C-221, C-257). Estos fragmentos son de dos tipos:

- con estructura perlítica (C-216, C-314), escasos.
- con abundantes vesículas (pómez) rellenas con clorita; a veces contienen cristallitos aislados de plagioclasa.

La matriz de las brechas y arenitas consta de un fino agregado pulverulento, con pequeños cristales y vitroclastos. Algunos vitroclastos tienen forma de "Y" ("shards") (C-216). No se reconoció arcilla. El porcentaje de matriz es, en general, inferior al 20% de la roca pero, en algunas muestras (C-216, Perfil 1), puede alcanzar hasta el 45% de la roca total. En algunos casos (C-216, C-250), presenta una textura fluidal. Con nódulos cruzados, la matriz aparece, con frecuencia, totalmente extinguida (C-216, C-221, C-257).

En la mayoría de las muestras, la matriz se presenta fuertemente alterada. Los minerales más frecuentes de alteración son clorita y calcita; la mica blanca aparece en forma muy subordinada. En algunas muestras es difícil determinar si la calcita forma el cemento o si es producto de algún tipo de alteración de la roca. En general, la calcita afecta a los granos. En el caso de muestras que contienen bioclastos, como C-26 (Fig. 9), la determinación es aún más difícil. En la muestra C-34 se encuentra calcita esparítica, distribuida muy regularmente y, sobre todo, alrededor de los granos. En este caso, y debido a su ubicación alta en el Perfil 3 (Miembro D), o sea, cercanía de la base de la Formación Baños del Flaco, se consideró a esta calcita como un cemento. Esta capa podría, con este criterio, inclusive pertenecer a la base de la mencionada formación.

Estas rocas son claramente volcanoclásticas y contienen un abundante material piroclástico. El escaso redondeamiento de algunos granos líticos y de plagioclasa demuestra un muy reducido transporte de los sedimentos, o sea, un grado de madurez extremadamente bajo.

Es muy difícil reconocer material epiclástico y, naturalmente, estimar su contenido, pese a que su presencia no se puede por ello excluir. Estas rocas fueron consideradas, a pesar de la limitación anterior, como piroclásticas, según Fisher (1961, 1966); como tales, son rocas de lapilli y tobas. La mayoría son tobas líticas o tobas lítico-cristalinas; las tobas cristalolíticas son escasas.

La presencia de un porcentaje de granos con ligero redondeamiento sugiere que ha tenido lugar cierto transporte por agua de los lapilli y las cenizas, hasta regiones costeras (depósitos piroclás-

ticos secundarios, según Fisher, 1966, p. 296). En otros casos, los piroclastos se depositaron directamente desde el aire, en regiones costeras e inclusive en la misma cuenca (componentes piroclásticos primarios). "Ash-flows" podrían estar representados, probablemente, por rocas como C-216, C-250, C-310, las cuales contienen fragmentos líticos que recuerdan a trizas ("shards") (Fig. 7), con una matriz fluidal y parcialmente soldada. Las escasas muestras que contienen principalmente componentes epiclásticos pueden denominarse: wacas líticas (volcánicas), tobáceas o arenitas, en el sentido de Dott (1964).

SILTITAS

Estas rocas son, por regla general, grises oscuras a negras. Las intercalaciones de la parte superior de la secuencia son laminadas, pero en el miembro inferior (A) del Perfil 2, las capas son predominantemente macizas. Las muestras C-28, C-330 (Miembro C, Perfil 3) y C-219 (Miembro A, Perfil 1) contienen granos de cuarzo, feldespato y líticos (Fig. 11). Estos son, por lo general, angulosos, aunque algunos componentes líticos son subangulosos. En laminaciones más finas y más claras de C-219, los granos de plagioclasas presentan una disposición imbricada. No se reconocieron fragmentos de vidrio. La fina matriz de las siltitas de la muestra C-219 es predominantemente arcillosa, pero en las muestras C-28 y C-330 es, en su mayoría, piroclástica. C-28 contiene laminaciones claras, formadas por piroclastos líticos, probablemente primarios.

ALTERACION

La coloración verdosa, dominante de la Formación Leñas-Espinoza, se puede atribuir a su alto contenido de clorita. Inmediatamente bajo la discordancia con la Formación Coya-Machalí, los extremos superiores de las capas casi verticales presentan una coloración rojiza (¿alteración subaérea?). Los afloramientos de la vertiente norte del valle del río Las Leñas tienen una coloración rojiza, hasta niveles bastante profundos bajo la discordancia. Estas rocas, excepto por su coloración rojiza, son idénticas a las de color verde inclusive al observarlas al microscopio.

La Formación Leñas-Espinoza presenta, en general, una fuerte alteración. La clorita es, por mucho, el mineral más abundante.

Afecta a los granos, a la matriz, y aparece como relleno de cavidades como, por ejemplo, las vesículas de los fragmentos de pómez. La calcita es, también, abundante y se presenta alterando granos, en la matriz, y rellenando pequeñas fracturas. El cuarzo se ha desarrollado como producto de alteración de la matriz y, principalmente, de los componentes líticos; también aparece como relleno de fracturas. La mayoría de los cristales de plagioclasa, tanto granos, como fenocristales de granos líticos, están albitizados. En matrices con alto contenido de piroclásticos y en fragmentos líticos criptocristalinos, se reconoció el desarrollo de mica blanca, finamente diseminada. La muestra C-255 presenta un posible desarrollo de prehnita en la mayoría de los granos.

CONTENIDO FOSILIFERO

Los escasos ejemplares de fósiles encontrados en esta formación provienen, casi en su totalidad, de la parte más alta de la secuencia y no permiten conclusiones respecto a la edad de las rocas portadoras.

En las delgadas intercalaciones de arenita fina (C-256) del Miembro A se encontró, en la parte superior del Perfil 2, una impresión mal conservada de un ammonite. También en la parte superior de la formación, en el Perfil 3, se encontró un ammonite mal conservado, en un bloque suelto de brecha fina, el cual, por sus caracteres litológicos y la posición topográfica (filo de un cordón montañoso) no puede haber sufrido mayor transporte. Considerando que las conchas de los ammonites son frágiles, la presencia de este fósil en sedimentitas gruesas llama la atención.

Espinas de equinodermos se reconocieron en los cortes transparentes de las muestra C-255 y C-281 (parte superior de la formación, en la ladera norte del valle del río Las Leñas, bajo la discordancia). Las muestras C-26 y C-255 contienen restos redondeados, que se atribuyeron a algas calcáreas. La muestra estratigráficamente más baja (C-35, Perfil 2) contiene pequeños cuerpos de cuarzo, de sección esférica a levemente elíptica (ϕ : 0,075-0,10 mm) (Fig. 10), formados, en general, por tres cristales, los cuales pueden corresponder a bioclastos. Cuerpos similares fueron encontrados también por Charrier (1981), en perfiles de la Formación Baños del Flaco. Estos cuerpos no permiten deducir condiciones ambientales para la Formación Leñas-Espinoza.

CONCLUSIONES

ESTRATIGRAFIA

Se propone restringir la definición de la Formación Leñas-Espinoza a la parte inferior, clástica, o "Serie Transgresiva" en la definición de Klohn (1960, p. 45). La parte superior, calcárea, de esa formación según Klohn (1960), que tiene una edad titoniana, se incluye en la Formación Baños del Flaco. Entre ambas partes existe un claro paso gradual, como se ha reconocido entre las formaciones Baños del Flaco o Lo Valdés y la Formación Río Damas, en todo el ámbito central de la Cordillera Principal chilena. Sobre esta base, se puede considerar a la Formación Leñas-Espinoza, según la nueva definición aquí propuesta, como un equivalente, por lo menos parcial, de la Formación Río Damas.

En esta formación no se encontraron fósiles que permitan una asignación cronológica.

PETROGRAFIA

La Formación Leñas-Espinoza se compone, principalmente, de rocas volcanoclásticas, brechosas, finas a areníticas, de origen piroclástico, en las cuales existe un pequeño contenido de material epiclástico y, subordinadamente, de siltitas con componentes piro y epiclásticos.

Las piroclastitas corresponden a rocas de lapilli y tobas, predominantemente secundarias, en el sentido de Fisher (1961). Según el tipo de componentes, se las puede denominar como tobas líticas o lítico-cristalinas. Los tipos cristalino-líticos son escasos. Los componentes, a pesar de ser, en su mayoría, secundarios, han sufrido un escaso transporte. Las siltitas contienen frecuentes laminaciones piroclásticas.

AMBIENTE DE SEDIMENTACION Y PALEOGEOGRAFIA

En vista de que la Formación Leñas-Espinoza se puede considerar como un equivalente de la Formación Río Damas, las conclusiones paleogeográficas, que se presentan a continuación, complementan el cuadro paleogeográfico, deducido a partir de los estudios de la Formación Río Damas.

La composición exclusivamente piroclástica de estas rocas y el escaso redondeamiento de los componentes, sugiere la existencia, en la cercanía inmediata del lugar, de depositación de un cordón volcánico activo. La actividad volcánica habría generado abundantes piroclásticos. De éstos, una parte se habría acumulado sobre las laderas del cordón, la cual, posteriormente, habría sido transportada hasta el lugar definitivo de sedimentación; la otra parte, se habría depositado, directamente, sobre el espejo de agua. El carácter de este volcanismo parece ser de tipo intermedio a ácido.

La existencia de laminaciones sedimentarias en rocas de grano fino a grueso, la disposición rítmica y la estratificación gradada, en las arenitas brechosas de la parte superior, y la presencia de bioclastos calcáreos, aunque éstos sólo en la parte superior de la formación, demuestran una depositación en un medio acuático. El aumento gradual del espesor de los estratos y del tamaño del grano hacia arriba, estratigráficamente, permite suponer una progresiva mayor disponibilidad de material volcanoclástico. El transporte dentro de la cuenca de sedimentación podría haber tenido lugar mediante corrientes de suspensión, o sea, se trataría de una secuencia de turbiditas. Algunos flujos de piroclásticos habrían generado turbiditas de piroclastos. Las estructuras sedimentarias indican direcciones de transporte y pendientes del borde de la cuenca hacia el noreste. Sobre esta base, se deduce que el área de aporte de los sedimentos, en este caso, el mencionado cordón

volcánico, se encontraba al oeste de la cuenca de sedimentación. Resultados coincidentes obtuvo Charrier (1981) para los depósitos de las formaciones Río Damas y Baños del Flaco, conocidos en la hoya del río Maipo, al noreste de la localidad aquí considerada.

Con los antecedentes disponibles, no es posible determinar si estos depósitos se acumularon en un ambiente marino o no. Fósiles marinos se encontraron sólo en la parte superior de la formación. Las espinas de equinodermos y restos de algas encontrados en los niveles rítmicos, superiores, fueron transportados desde regiones costaneras hasta regiones profundas de la cuenca e indican que estos niveles superiores se depositaron en un ambiente marino. Se plantean, sin embargo, las siguientes interrogantes: ¿se encontraron los restos fósiles, marinos, sólo por casualidad en los niveles superiores y no en los inferiores? y si la respuesta fuese afirmativa ¿cuándo en el Kimmeridgiano se inició el régimen marino?

Considerando que las condiciones paleogeográficas en las cuales se acumularon los depósitos de la equivalente Formación Río Damas, conocidos en la vertiente chilena de la Cordillera Principal central, fueron continentales (Klohn, 1960), parece razonable suponer, para el comienzo de la sedimentación de la Formación Leñas-Espinoza, un ambiente (cuenca) de agua dulce. Esta cuenca, lago o laguna, debió ser relativamente profunda y ser el producto de una rápida subsidencia para poder alojar más de 1.200 m de espesor de sedimentos. Parece evidente que una región deprimida con estas características haya recibido, durante la transgresión marina del Jurásico Superior, la influencia del mar con anticipación a otras regiones de la Cordillera Principal, es decir, por lo menos en el Kimmeridgiano superior. Es probable que depresiones subsidentes de este tipo hayan permitido conexiones entre el mar abierto al oeste y la cuenca marina, que se instaló al este de un cordón volcánico en el Titoniano.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de terreno se realizó con fondos del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile. El estudio de las muestras y la redacción del texto se efectuó durante una estadía del autor en el Instituto de Geología de la Universidad Libre de Berlín, facilitada por una

beca de investigación de la Fundación Alexander von Humboldt.

El autor agradece, sinceramente, a las instituciones mencionadas, la ayuda proporcionada para la realización de este estudio.

REFERENCIAS

- CHARRIER, R. 1973.** Geología regional de las provincias de O'Higgins y Cochagua. Inst. Nac. Invest. Recursos Nat. (IREN, Chile), Publ., No. 27, 69 p.
- CHARRIER, R. 1981.** Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34° 30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. Berliner Geowissenschaft. Abhandlung, (A), No. 36, 270 p.
- CORVALAN, J. 1956.** Über marine Sedimente des Tithon und Neokom der Gegend von Santiago. Geol. Rundsch., Vol. 45, No. 3, p. 919-926.
- CORVALAN, J. 1959.** El Titoniano de Río Leñas, provincia de O'Higgins. Con una revisión del Titoniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino. Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol., No. 3, 65 p.
- DOTT, R. H. 1964.** Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification? J. Sediment. Petrol., Vol. 34, No. 3, p. 625-632.
- DUNHAM, R. J. 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In Classification of carbonate rocks (Ham, W. E.; ed.). Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., No. 1, p. 108-121.
- FISHER, R. V. 1961.** Proposed classification of volcano-clastic sediments and rocks. Geol. Soc. Am., Bull., Vol. 72, No. 3, p. 1409-1414.
- FISHER, R. V. 1966.** Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth-Science Rev., Vol. 1, p. 287-298.
- FOLK, R. 1962.** Spectral subdivision of limestone types. In Classification of carbonate rocks, a symposium. Am. Assoc. Pet. Geol., Mem., Vol. 1, 279 p. Tulsa.
- KLOHN, C. 1954.** Informe geológico minero regional sobre la Cordillera de las provincias de O'Higgins, Colchagua y Curicó. Corporación de Fomento de la Producción (inédito), 79 p. Santiago.
- KLOHN, C. 1956.** Estado actual del estudio geológico de la Formación Proffrica. Minerales, Vol. 11, No. 55, p. 49-60.
- KLOHN, C. 1960.** Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. Inst. Invest. Geol. (Chile), Bol., No. 8, 95 p.
- TAVERA, J. 1972.** Informe-estudio sobre material precedente de la Alta Cordillera entre los paralelos 34° y 34° 30' que comprenderían el área de estudio del geólogo del Departamento Sr. Reynaldo Charrier. Univ. Chile, Depto. Geol. (inédito), 7 p. Santiago.
- WILSON, J. L. 1975.** Carbonate facies in Geologic History. Springer-Verlag, 471 p. New York.