

ESTRATIGRAFIA DE LA BOCA OCCIDENTAL DEL CANAL DE CHACAO, X REGION,
CHILE

Eduardo VALENZUELA AYALA
Depto. Geología y Geofísica
Universidad de Chile

ABSTRACT

The following stratigraphic units are differentiated in the area from older to younger in age:

- 1) Crystalline basement (Paleozoic). At Quillagua Point, on the northward side of the Chacao Channel this unit consist of metamorphic rocks having well preserved stratified layers that are visible at naked eye. On the southern side (Guabun area), the stratified pattern is obliterated by isoclinal folds, pervasive cleavage and kink bands.
- 2) Caleta Chonos Formation (Eocene). It consist of four littoral to shelf facies members showing bioturbation, cannon ball structure and thin coal layers interbedded with quartz conglomerates. This transgressive unit was covered by volcanic andesitic rocks, almost at the end of Eocene times (40,4 ± 1,8 m.y.).
- 3) Ancud Volcanic Complex (miocene). It consist of basic to acid volcanic rocks grouped in three members the lower of which has a marine fossiliferous interbedded layer. The complex is partly covered by the Caleta Godoy Formation, assigned to upper miocene times and characterized by coal layers and littoral drift sands.
- 4) Chuyaquen and Lacui Formation, both tentatively assigned to pliocene times and distinguished by their conspicuous gravity flow deposits. The first one shows conglomerate facies having wide areal extention. The last one consist mainly of lahar deposits (sensu lato), having restricted areal extention.
- 5) Chacao Channel Group. It consist of two associated formations: Pta. Pihúo (lower Pleistocene) and Pargua (upper Pleistocene). The first one is a marine fossiliferous regressive sequence having restricted areal extention. The second one is an heterogeneous litho

some consisting at least of 7 different lithofacies of periglacial environments.

RESUMEN

Se diferencian las siguientes unidades estratigráficas, de más antigua a más reciente:

- 1) Basamento Cristalino (Paleozoico). En la ribera norte del canal (pta. Quillagua), las rocas metamórficas presentan planos de estratificación visibles a simple vista. En la ribera sur (Guabun), la estratificación original se presenta obliterada por pliegues isoclinales, clivaje penetrativo y bandas de deformación.
- 2) Formación Caleta Chonos (Eoceno). Está constituida por cuatro miembros cuyas facies gradan del litoral a la plataforma. Presenta bioturbación, estructuras en bala de cañón y delgadas capas de carbón intercaladas en conglomerados cuarcíferos. A fines del Eoceno, esta unidad de facies trasgresiva, fué cubierta por rocas volcánicas andesíticas. (40, 4 ± 1,8 m.a.).
- 3) Complejo Volcánico de Ancud (Mioceno). Está constituido por rocas volcánicas de composición básica a ácida que se agrupan en tres miembros. El miembro inferior, presenta una intercalación marina fosilífera. El complejo es cubierto en parte por la formación Caleta Godoy (mioceno sup.), la cual se caracteriza por sus capas de carbón y arenas litorales.
- 4) Formaciones Chuyaquen y Lacuí, ambas asignadas tentativamente al Plioceno y caracterizadas por notables depósitos generados por flujos gravitacionales. La primera, está constituida por conglomerados de gran distribución areal. La segunda, consiste principalmente en depósitos láharicos (sensu lato), cuya distribución areal es restringida.
- 5) Grupo Canal de Chacao. Está constituido por las siguientes dos formaciones: Pta. Pihuío (Pleistoceno inf.) y Pargua (Pleistoceno sup.). La primera unidad es una secuencia marina, fosilífera, de facies regresiva y de poca extensión areal. La segunda unidad es litosoma heterogéneo constituido por a lo menos 7 litofacies diferentes generadas en un ambiente periglacial.

I N T R O D U C C I O N

El área estudiada abarca la parte suroeste de la provincia de Llanquihue y noroeste de Chiloé insular, quedando comprendida en un triángulo imaginario cuyos vértices se ubican en Caleta Godoy por el norte, Pargua por el este y Cocotué por el oeste (Fig. 1).

El levantamiento geológico fue realizado como parte del proyecto de

investigación titulado "Estratigrafía y Sedimentación en la zona costera y plataforma submarina de Bahía Ancud", el cual se efectuó entre los años 1979 y 1981 con un total de 35 días efectivos en terreno.

El objetivo principal del mencionado proyecto, fué establecer una columna estratigráfica que sirviese como patrón de referencia para la correlación de las unidades del Cenozoico superior, existentes en el valle central y en la región litoral. En el presente trabajo, se da a conocer la columna geológica inferida y se describen las litofacies de las diversas unidades reconocidas.

Antecedentes geológicos regionales.

En la costa de la región estudiada, el basamento cristalino paleozoico está constituido por rocas metamórficas asignadas a la Serie Occidental de presión alta a intermedia, cuya asociación mineralógica queda comprendida predominantemente en la facie de esquistos verdes (Saliot, 1968; Aguirre et al. 1972; Hervé, 1977). Discordantemente sobre el basamento cristalino, se depositan rocas sedimentarias marinas y volcánicas con intercalaciones de mantos de carbón, que han sido asignadas al Eoceno y Mioceno (Felsch, 1913; Muñoz-Cristi, 1947-1950; Galli y Sánchez, 1960; Ruíz et al. 1965; García, 1968; Saliot, 1969; Vergara y Munizaga, 1974). En el litoral de Chepu, Watters y Fleming (1972), describen una secuencia sedimentaria, marina, fosilífera que asignan al Plioceno inferior, la cual se apoya discordantemente sobre el basamento cristalino y es cubierta por depósitos fluvioglaciales pre Holocénicos. Hacia el oriente de la región costera, los pozos de exploración petrolífera perforados por ENAP, han comprobado la continuidad en subsuperficie de las unidades terciarias, bajo un espesor variable de sedimentos fluvioglaciales cuaternarios de gran extensión areal (García, 1968; Katz, 1970; Muñoz Cristi, 1968). Los depósitos cuaternarios, han sido subdivididos por diversos autores, mediante la aplicación de criterios paleoclimáticos, geocronológicos (C^{14}), y geomorfológicos, los cuales en última instancia permitirían diferenciar localmente el Holoceno y el Pleistoceno (Brüggen, 1950; Illies ,

1960; Heusser, 1966; Mercer, 1976).

E S T R A T I G R A F I A

Basamento Cristalino Paleozoico

Los afloramientos de rocas metamórficas se encuentran restringidos a las localidades de Guabún y Punta Quillagua, en donde respectivamente, cubren una extensión de 12 y 2 km². Las características litológicas y estructurales de ambos sectores difieren notoriamente.

En Guabún (Fig. 2), las rocas predominantemente son esquistos gris verdes, de cuarzo, grafito, mica y clorita. A la escala de uno a dos kilómetros, la esquistosidad de estas rocas define sin formas simétricas y antiformalas asimétricas, estas últimas con el flanco suroeste de mayor pendiente (70°) que el flanco noreste (40°). Para cada una de estas estructuras se infieren ejes de curvaturas de rumbo N 37°E 10° NE y N 23° W 10° NW respectivamente. A la escala de un metro, los afloramientos presentan pliegues isoclinales replegados, bandas de deformación (kink bands) y un posible segundo clivaje de trasposición. El área de los afloramientos limita al oriente con un escarpe rectilíneo de dirección norte-sur, más allá del cual se observa un pequeño afloramiento de rocas metamórficas infrayaciendo discordantemente al Complejo Volcánico de Ancud (Mioceno). Hacia el suroeste, las rocas metamórficas se ponen en contacto por falla (N 45° W, 90°), con el bloque caído de la Formación Caleta Chonos (Eoceno).

En Punta Quillagua, las rocas predominantemente son esquistos negros de grano fino, intercalados en rocas verdes masivas de grano grueso, sin clivaje penetrativo. La secuencia presenta una estructura homoclinal de rumbo N 36° W 24°E, y es cortada por vetas de cuarzo paralelas al rumbo de los estratos. Los afloramientos de rocas metamórficas son visibles solamente en la zona intermareal, debido a que se encuentran discordantemente bajo los estratos subhorizontales de la formación Caleta Godoy (Mioceno).

E O C E N O

En el sector sur y suroriental de Guabun, discordantemente sobre el basamento cristalino, afloran rocas volcánicas y sedimentarias que por sus edades radiométricas y relaciones estratigráficas se asignan al Eoceno (Fig. 2).

Las rocas volcánicas, afloran en Punta Polocué, donde conforman un cuello volcánico andesítico de 76 metros de altura y 350 metros de radio, el cual localmente presenta estructura columnar. Coladas volcánicas de litología similar, posiblemente derivadas del cuello volcánico, afloran con un espesor de aproximadamente 100 metros, inmediatamente al norte de esta estructura. Según Vergara y Munizaga (1974), la edad de las andesitas columnares determinada por el método K/Ar en roca total es de 40 m.a. (tardieoceno). La mineralogía y composición química detallada de estas rocas, fue descrita por López et al. (1974), quienes las clasifican como andesitas porfídicas, pobres en sílice, posiblemente derivadas de peridotitas del manto superior.

Las rocas sedimentarias afloran en una faja intermareal, ubicada en el sector suroriental de Guabun (Fig.2). Presentan un espesor visible de 120 m y una estructura homoclinal de rumbo N 40° E 18°NW. La secuencia (Fm. Caleta Chonos), está integrada por cuatro miembros cuya litología y relaciones estratigráficas son las siguientes:

FORMACION CALETA CHONOS

- Techo: Superficie de erosión actual
- Miembro 4.- Areniscas cuarcíferas de grano grueso a medio, color rosado a gris oscuro, con matriz y cemento calcáreo. Estratos bioturbados con abundantes tubos de Teredo diazi. Espesor, 30 m.
- Miembro 3.- Areniscas con intercalaciones de conglomerados en proporción 2:1. Las areniscas calcáreas presentan estructuras sinsedimentarias en "bala de Cañón" de 10 a 40 cm de diámetro. Los conglomerados silíceos de color blanco, afloran en capas de 5 a 10 cm de espesor e incluyen clastos de esquists. Espesor, 50 m.
- Miembro 2.- Areniscas violáceas finamente laminadas con capas de carbón de 1 mm a 2 cm de espesor y niveles intercalados de tobas brechosas redepositadas. Espesor 10 m.

Miembro 1.- Conglomerados cuarcíferos de bolones y bloques, con abundantes clastos de esquistos. Cemento silíceo y ferruginoso escaso. Color blanco amarillento. Espesor 30 m.

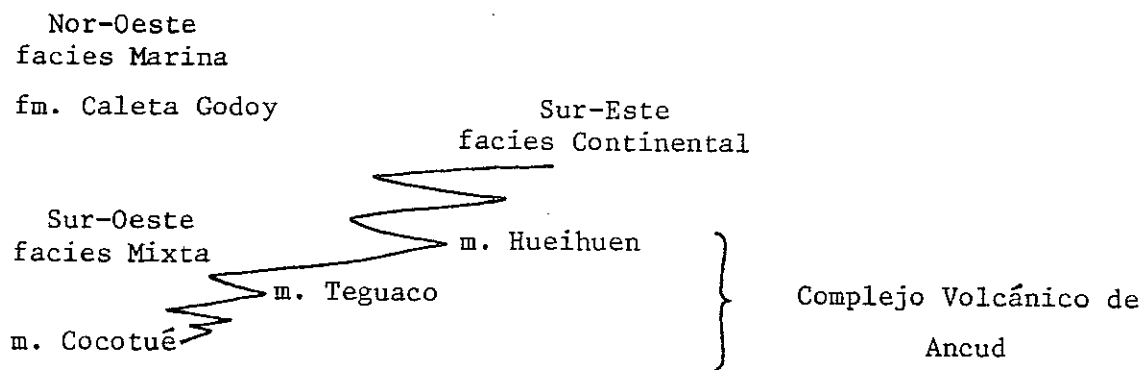
Base: Contacto depositacional sobre los esquistos del basamento cristalino.

En el acantilado sur de Caleta los Chonos, parte de los conglomerados cuarcíferos basales infrayacen a las coladas de lavas, posiblemente derivadas del cuello volcánico tardieoceno. Según García (1978, p.55), esta secuencia se correlaciona con el Eoceno carbonífero de Arauco, y en particular con la Formación Curanilahue, solamente en base a su litología.

M I O C E N O

Las rocas asignadas al Mioceno, se agrupan en dos unidades formacionales (Complejo Volcánico de Ancud y Formación Caleta Godoy), las cuales forman un conjunto de facies heterópicas cuya composición es predominantemente volcánica en el sector Ancud-Teguaco, de carácter mixto en el área de Cocotué y de facies marina-litoral en Caleta Godoy (Tabla 1).

Tabla 1.- Interpretación estratigráfica de las unidades litológicas miocénicas



A continuación se describe la litología y relaciones estratigráficas de ambas unidades separadamente.

1) Complejo Volcánico de Ancud

Según Galli y Sánchez (1963), el complejo está constituido por andesitas, tobas soldadas, brechas y aglomerados, cuyos afloramientos se ubican en las colinas y acantilados costeros de Ancud. En el presente trabajo, se amplía la distribución areal de esta unidad y se propone su subdivisión en tres miembros: El miembro superior (Hueihuen), corresponde en litología y distribución areal a la definición original de Galli y Sánchez (1963). El miembro intermedio (Teguaco), aflora en la cadena de estratovolcanes ubicados al suroeste de Ancud. El miembro inferior (Cocotué) aflora en el extremo sur de la playa del mismo nombre, donde presenta intercalaciones de niveles marinos fosilíferos designados con el nombre de Estratos de Puñihuil.

Estratigráficamente de arriba hacia abajo, la litología de cada miembro es la siguiente:

a.- miembro Hueihuen (Fig. 3).

Techo: Estratos basales de la formación Lacui (Plioceno), depositados pseudoconcordantemente sobre:

- Aglomerados y brechas volcánicas, con bloques de andesitas y clastos pumíceos en matriz volcanoclástica gruesa (4 m).
- Brechas Tobáceas finas, en bancos de 1 a 5 cm, con tobas gris amarillentas, intercaladas (10 m).
- Andesitas afíricas gris azuladas a gris verde oscuro en parte fluoidales, con intercalaciones de conglomerados y areniscas volcanoclásticas (25 m).
- Tobas brechosas rosadas, bien litificadas, con una intercalación ignimbrítica de 50 cm (5 m).
- Andesitas rojizas vesiculares, algo porfídicas, con intercalaciones de aglomerados volcánicos rojizos (25 m).
- Andesitas vítreas con intercalaciones de lavas rojizas vesiculares (20 m).

Base: Desconocida. En la desembocadura del río Pudeto, las andesitas continúan bajo el nivel del mar.

b. miembro Teguaco (Fig. 4).

Techo: Superficie de erosión actual

- Brechas y tobas gris violáceas, intercaladas en coladas de obsidiana porfídica (20 m).
- Andesitas fluoidales azul oscuras, con niveles pumí-

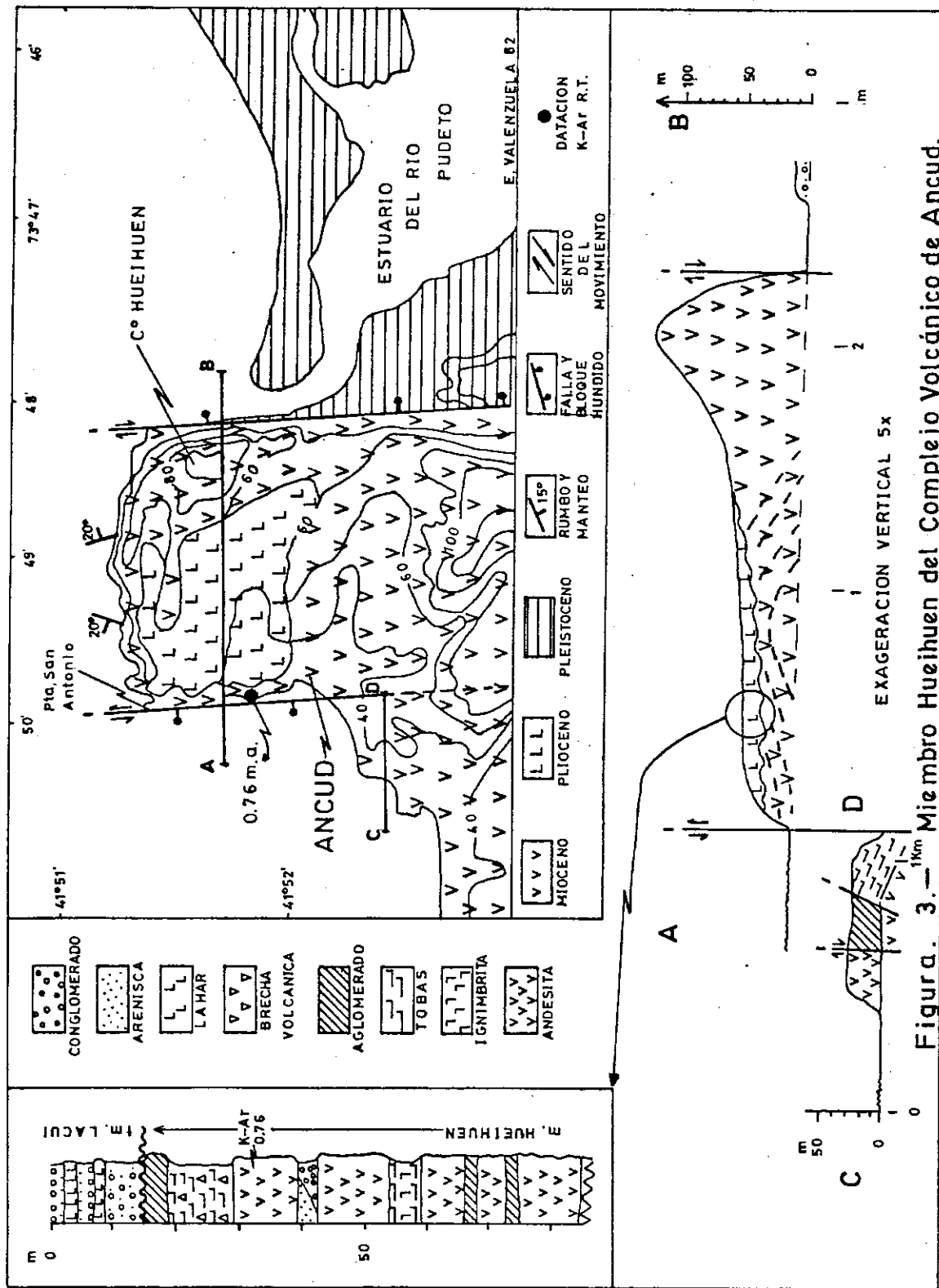


Figura. 3.— Miembro Hueihuen del Complejo Volcánico de Ancud.

ceos e intercalaciones de andesitas de grano fino (50 m.).

- Andesitas porfídicas con clivaje penetrativo cada 10 cm e intercalaciones de tobas finamente laminadas (60 m).
- Riolitas y tobas riolíticas con clivaje penetrativo cada 20 cm (15 m).
- Areniscas volcanoclásticas gruesas con tobas amarillentas que incluyen troncos fósiles silicificados de la especie *Salicinoxylon serrae* (5 m).
- Andesitas masivas gris oscuras (40 m).

Base: desconocida. En la ladera occidental de los Cerros de Teguaco los afloramientos de rocas volcánicas se encuentran cubiertos por el suelo aproximadamente a la cota de los 100 metros.

c.- miembro Cocotue (Fig. 4)

Techo: Estratos del Grupo Canal de Chacao, depositados pseudoconcordantemente sobre:

- Andesitas masivas gris negras en capas de 2 a 6 metros de espesor (20 m).
- Estratos de Puñihuil:
 - i) Lahar amarillento, 2 m de espesor.
 - ii) areniscas gris verde oscuro, de grano grueso, masivas y deleznales. Fósiles: *Terebratella dorsata*; *Trochus* sp. *Cardium* (*Nemocardium*); *Nucula* (*Ennucula*). (1 m).
 - iii) Areniscas finas amarillentas, bien litificadas, calcáreas. Fósiles: *Tellina* (*Voldis* s.l.) *brachyrryncha*; *Macrocallista* (*Costacallista*) *sulculosa*; *Mactra* (*Spisula*?) *gregaria* sp; *Tellina* (*Moerella*) *araucana*; *Solen* (*Solena*) *elytron*; *Leda* sp, *Oliva dimidiata*. Espesor, 30 cm.
- Andesitas porfídicas gris negras, intruídas por diques y cuellos volcánicos (80 m).

Base: Desconocida. En los acantilados de Puñihuil, las andesitas continúan bajo el nivel del mar.

Edad y distribución areal

La edad inferida para el Complejo Volcánico de Ancud, en base al contenido faunístico de los estratos de Puñihuil, es indudablemente Mioceno y en particular Mioceno inferior a medio (Tavera, 1982a. Los troncos fósiles incluidos en el miembro Teguaco, se encuentran estratigráficamente sobre los estratos de Puñihuil (Torres et al. 1981) y

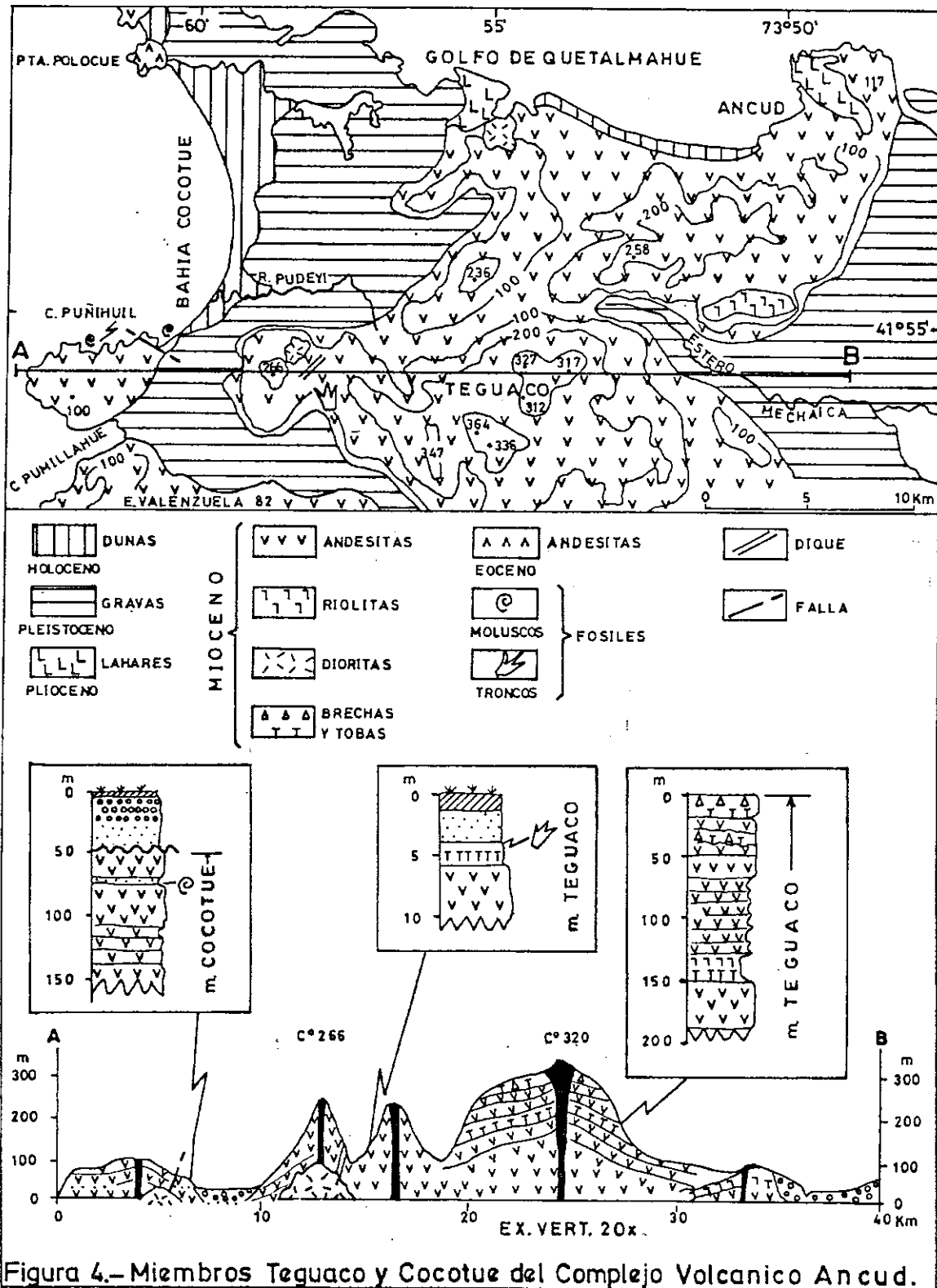


Figura 4.- Miembros Teguaque y Cocotue del Complejo Volcanico Ancud.

son más antiguos que la datación de $0,76 \pm 0,21$ m.a. obtenida por Vergara y Munizaga (1974) en una muestra de obsidiana colectada en la Costanera de Ancud (Plazoleta El Cañón). En el presente trabajo, se sugiere reinterpretar la datación de Vergara y Munizaga (1974), en consideración a que la muestra fue colectada en una zona de falla (Fig.3) con un desplazamiento horizontal de casi 700 m y con un rechazo vertical de aproximadamente 20 m. En consecuencia con lo anterior, la datación mencionada, revelaría más bien un rejuvenecimiento de la edad original de la obsidiana, probablemente causado por pérdida del Argón durante el fallamiento. Si se acepta este raciocinio, se infiere que la formación Lacuí es más antigua que el Pleistoceno inferior (Fig. 3), y que el miembro Hueihuen del Complejo Volcánico de Ancud, es aun más antiguo. Independientemente de lo anterior, la edad mínima del Complejo Volcánico de Ancud queda acotada por el período de inactividad volcánica (7 a 2,4 m.a.), detectado por Drake (1974) y por Vergara y Munizaga (1974). Fuera del área de estudio, en la localidad de Chepu, existen sedimentos marinos fosilíferos del Plioceno inferior, los cuales contienen materiales volcánicos derivados del Complejo Volcánico de Ancud (Watters y Fleming, 1972). Los antecedentes expuestos, sugieren que el miembro Hueihuen es más antiguo que 7 m.a. y más joven que el Mioceno medio (12 m.a.).

Arealmente se han reconocido rocas volcánicas correlacionables con el Complejo Volcánico de Ancud en las siguientes localidades: Sector Noroeste de Guabun (Fig.2); en Isla Doña Sebastiana y Punta Chocoi (Fig.1); Farellones de Carelmapu (Fig. 1); y en los roqueríos que enfrentan a Punta Hurón (Fig. 5).

Cronoestratigráficamente, los estratos de Puñihuil son correlacionables con las arcillas con microfauna, descritas por Saliot (1969, p. 393) , en el fiordo de Castro.

2) Formación Caleta Godoy

La base de esta unidad, se encuentra bien expuesta en Punta Quillagua, donde los estratos subhorizontales de la formación se disponen discordantemente sobre el basamento cristalino. En el contacto mismo, se ob

serva un conglomerado basal discontinuo y fosilífero (Teredo diazi) , constituido por clastos de rocas metamórficas y material pumíceo redepositado. El techo de la unidad, es una discordancia de erosión, visible en los acantilados costeros de Punta Godoy y Punta Hurón. Allí, la formación Caleta Godoy infrayace pseudoconcordantemente a la Formación Chuyaquén (Fig. 5).

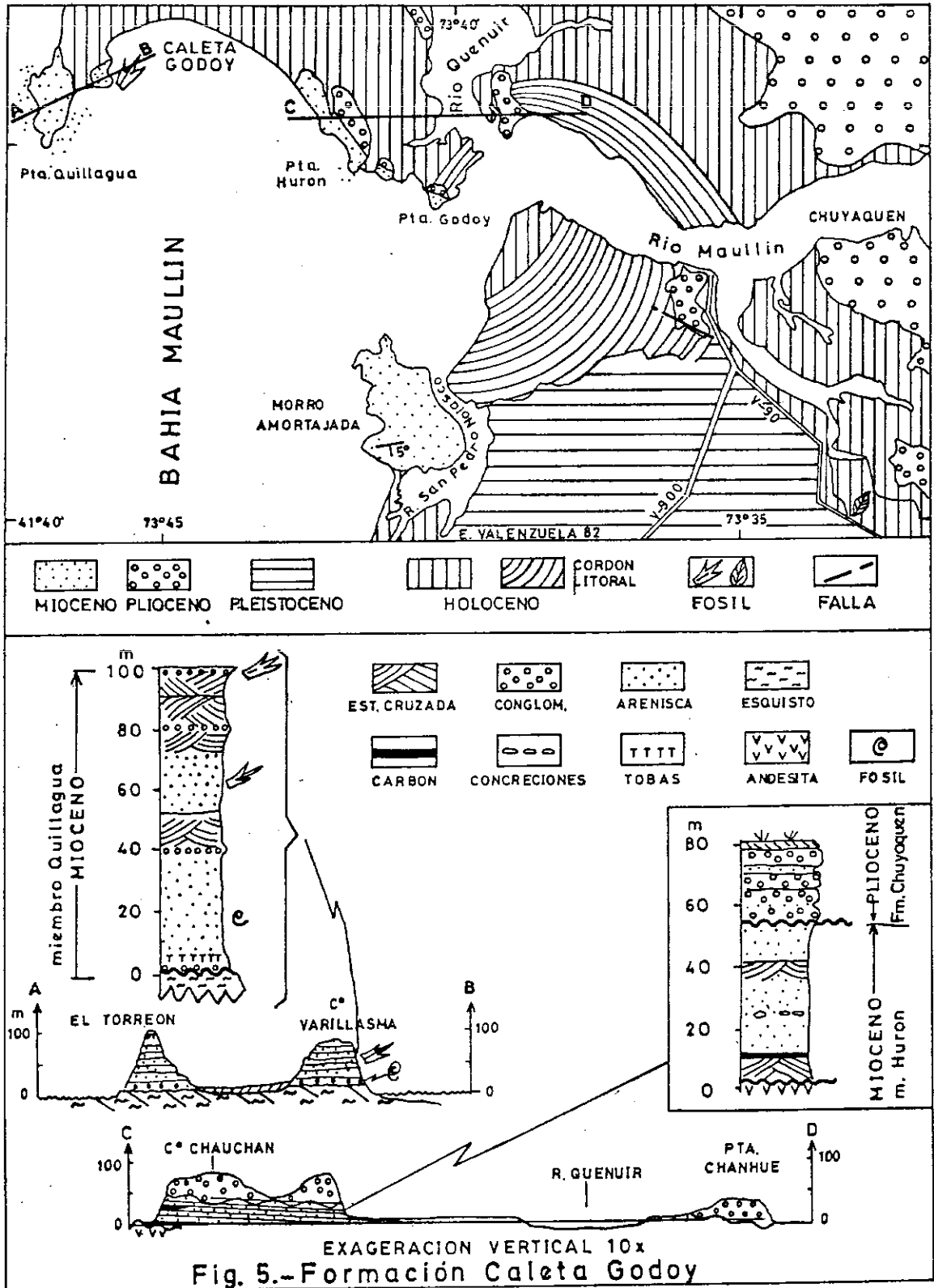
La Formación Caleta Godoy se ha subdividido en dos miembros, denominados respectivamente miembro Quillagua (inferior) y miembro Hurón (superior), cuyo desarrollo litológico y relaciones estratigráficas son las siguientes:

Miembro inferior Quillagua:

- Techo: Antigua superficie de erosión con estrías glaciales y madera subfósil, cubierta por dunas holocénicas.
- Arenas medias a dinas, de color amarillento, con estratificación cruzada y troncos fósiles silicificados. Incluye clastos aislados (2%) de rocas metamórficas de hasta 3 cm de \emptyset . Presenta dos bancos interclados de conglomerados finos, polimícticos, cementados por sílice. Espesor: 50 m.
 - Arenas finas rojizas ferruginosas, con estratificación cruzada y bioturbada por poliquetos. Presenta una intercalación de conglomerados finos, deleznable y polimícticos. Espesor: 44 m.
 - Tobas arenosas finamente laminadas, bioturbadas, con fitoclastos de hojas y tallos carbonizados. Espesor: 2 m.
 - Conglomerado cuarcífero fino a medio, con clastos pumíceos y metamórficos, en matriz arenosa fosilífera con Teredo diazi. Espesor: 2 m.
- Base: Contacto depositacional sobre el basamento cristalino.

Miembro superior Hurón:

- Techo: Contacto depositacional de la formación Chuyaquén sobre:
- Arenas medias a finas, color blanco amarillento, cuarzo feldespáticas con abundante mica. Incluye zonas con estratificación cruzada y niveles con concreciones silíceas. Espesor: 40 m.
 - Mantos de carbón con espesor variable entre 40 cm y unos pocos milímetros, intercalados en areniscas de color rojizo y verde claro, con estratificación cruzada y con concreciones silíceas lenticulares de hasta



30 cm de espesor. Espesor: 2 m.

- Arenas amarillentas con estratificación cruzada. Presentan intercalaciones lenticulares de conglomerados finos deleznable, con clastos silíceos y porfídicos. Espesor 8 m.

Base: Desconocida. En el acantilado de Punta Hurón, las areniscas continúan bajo el nivel del mar. En los roqueríos que enfrentan al acantilado de Punta Godoy, afloran a nivel del mar, andesitas alteradas similares a las de Doña Sebastiana y Punta Chocoy.

Edad y distribución areal

Según Brüggen (1950, p. 43), los estratos de la desembocadura del Río Maullín son correlacionables con los estratos de Navidad. En el presente trabajo, no se han encontrado antecedentes paleontológicos que confirmen definitivamente esta asignación. Sin embargo, un estudio preliminar de los troncos fósiles, permite asignarlos tentativamente a la familia de las salicáceas (Sauces), y sugiere una posible correlación con los troncos de la misma familia, ubicados en el miembro Tegua del Complejo Volcánico de Ancud (Torres et al. 1981).

Independientemente de lo anterior, las relaciones estratigráficas del miembro Hurón, sugieren que parte de esta formación se depositó pseudo concordantemente sobre coladas andesíticas, cuya continuidad geográfica vía Farellones de Carelmapu, Isla Doña Sebastiana e Isla Cochinos, permite correlacionarlas litológicamente con el miembro Hueihuen del complejo volcánico de Ancud. Es interesante destacar que el miembro Hurón, continúa en subsuperficie hasta la localidad de Carelmapu, donde a los 376 y 500 m de profundidad se cortaron respectivamente conglomerados verdosos con arcillas duras (F. Chuyaquen ?) y areniscas arcillosas blandas (F. Caleta Godoy ?), (Machado, 1908; Felsch, 1913).

La presencia de Tobas arenosas finamente laminadas en la base del miembro Caleta Godoy, permite establecer una equivalencia entre esta unidad y el período de inactividad volcánica postulado por diversos autores (Drake, 1974; Vergara y Munizaga, 1974), durante el Mioceno superior-Plioceno.

Los antecedentes expuestos, favorecen aparentemente una asignación de

esta formación al Mioceno, y posiblemente al Mioceno superior.

P L I O C E N O (?)

Las rocas asignadas al Plioceno (?), se agrupan en dos unidades formacionales, constituídas respectivamente por flujos gravitacionales bien litificados (Fm. Chuyaquen), y lahares (S.1) con intercalaciones arcillosas (F. Lacui). Ambas unidades infrayacen a los depósitos Pleistocénicos del Grupo Canal de Chacao, y se superponen a las facies marina y continental del Mioceno correspondiente a las formaciones Caleta Godoy y Complejo Volcánico de Ancud.

A continuación se describe la litología, correlaciones, y relaciones estratigráficas de ambas unidades, separadamente.

1) Formación Chuyaquen

La base de esta unidad se encuentra bien expuesta en Punta Hurón, donde los estratos subhorizontales de la formación, se depositan pseudo-concordantemente sobre el miembro Hurón de la Formación Caleta Godoy (Fig. 5). El techo de la formación, es una superficie de erosión, con depresiones y altos topográficos de hasta 100 m de desnivel, sobre la cual se depositan gravas y arenas pleistocénicas, y arcillas y suelos holocénicos.

Los afloramientos más frescos de la formación, sin base expuesta, se encuentran en las riberas del río Maullín, en la localidad de Chuyaquena 4 km al Este de la ciudad de Maullín (Fig. 5). Allí afloran 30 m de conglomerados, en bancos de dos a cinco metros de espesor, con intercalaciones finas de areniscas volcánicas tobáceas rítmicas. El conjunto se presenta muy bien litificado, con rodados polimícticos, abigarrados, de formas subredondeadas a subangulosas, de 3 a 50 cm de diámetro. La matriz es una arenisca conglomerádica, cuarzo feldespática, con lentes de areniscas tobáceas. Su color, es gris oscuro cuando está fresca y húmeda, y amarillenta a parda cuando está seca y alterada. El porcentaje de rodados respecto de la matriz aumenta gradualmente hacia el Norte, siendo del orden de 20% en Punta Chuyaquen y de 60% en el Cuadrángulo de Río Negro, a 75 km de distancia y fuera del área del

presente trabajo. La composición porcentual de los clastos de mayor tamaño es: rocas volcánicas 60%; granitoides 15%; metamórficas 5%.

Los afloramientos de la formación Chuyaquen presentan una notable continuidad areal en las provincias de Valdivia, Osorno y Llanquihue. Entre el Río Maullín y Osorno, la unidad presenta una extensión longitudinal de 120 km, y un ancho variable entre 5 y 25 km. Diversos autores (Illies 1960; Weischet, 1964; García, 1968), han diferenciado afloramientos aislados de esta unidad, los cuales se han descrito como remanentes de la 1ª Glaciación (Weischet, 1964, p. 4) o como los estratos probablemente basales de la Formación Dollinco de edad miocénica (García, 1968, p. 34). En el presente trabajo, las características litológicas de esta unidad se interpretan como flujos gravitacionales, los cuales se describen con más detalle en las páginas siguientes.

2) Formación Lacuí.

La base de esta formación se encuentra bien expuesta en los acantilados costeros de Ancud (Fig. 3), y en la localidad de Catrumán (Fig.6). En ambos sectores, los sedimentos semiconsolidados de la unidad, se superponen a rocas volcánicas bien consolidadas del Complejo Volcánico de Ancud. Su techo, visible en el sector de Punta Ahui-Punta Corona, es una superficie de erosión, sobre la cual se depositan las facies marinas y continentales del Grupo Canal de Chacao.

La característica más notable de esta formación es su litología, que localmente se conoce con el nombre de "CANCAGUA". Diversos autores describen esta roca como una arenisca arcillosa (Philippi, 1887; p.16; Brüggen, 1945, p. 4), como ceniza compactada (Machado, 1908, p. 486), como toba más o menos cementada (Illies, 1960, p. 20), como gravilla de basalto (Weischet, 1964, p. 17-23), o como areniscas volcánicas (Saliot, 1969, p. 389).

En el presente trabajo, la CANCAGUA se interpreta como un sedimento depositado por flujos gravitacionales masivos, cuyas estructuras varían desde las observadas en las turbiditas hasta las existentes en

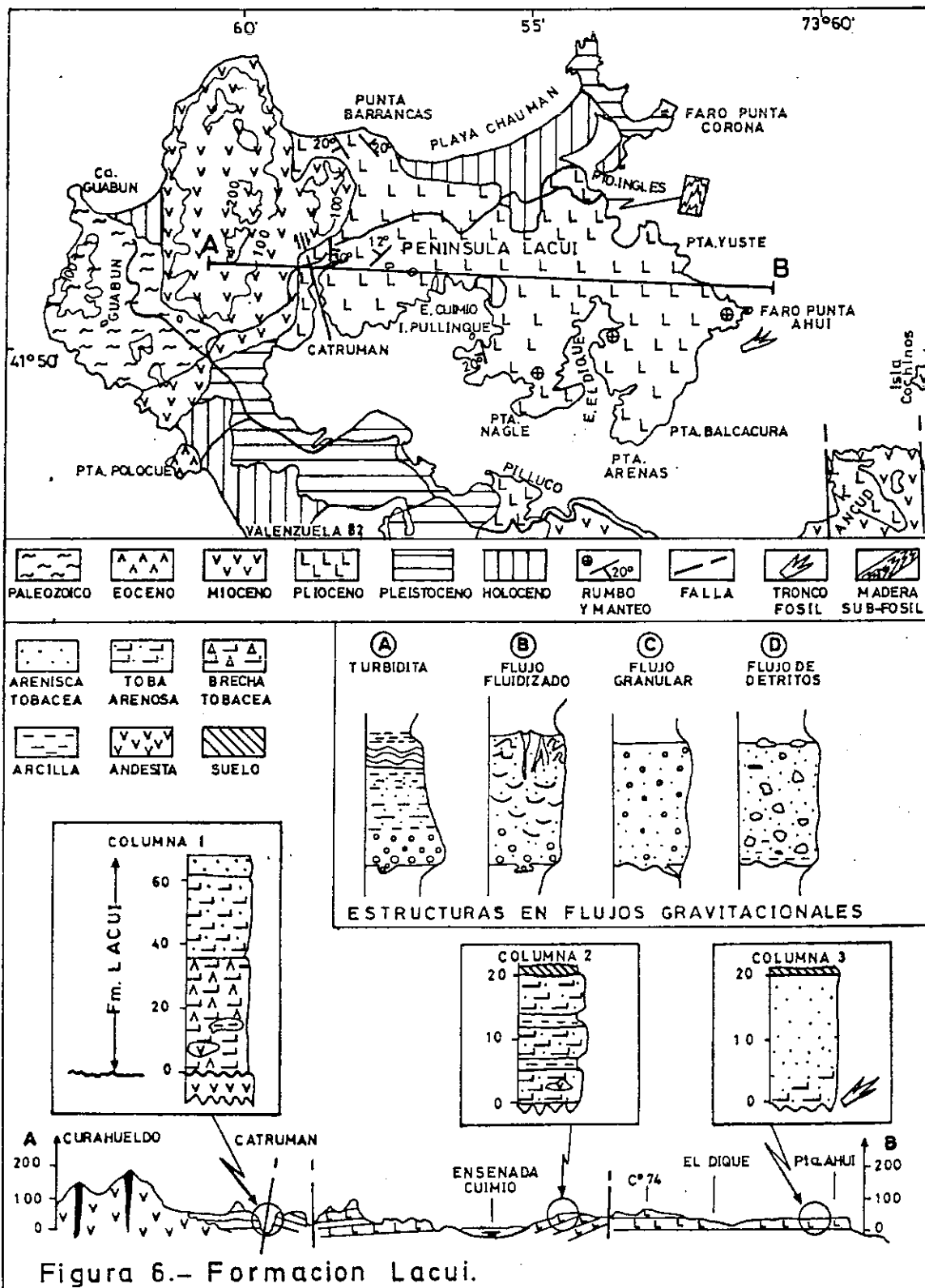


Figura 6.- Formacion Lacui.

los flujos de detritos. Litológicamente, la CANCAGUA es una arenisca tobácea que incluye clastos de lava primarios piroclastos y material epiclástico.

A continuación, se describen las características litológicas que tipifican a los afloramientos de Península Lacui y Ancud.

a) Sector Catrumán (columna 1, Fig. 6)

En este sector aflora una secuencia homoclinal, gradada normalmente, de 70 m de espesor, y sin estratificación cruzada, cuya litología de abajo hacia arriba es la siguiente:

Base: Superficie de erosión, labrada sobre rocas volcánicas del Complejo Volcánico de Ancud, en contacto por falla con:

- Brechas tobáceas masivas, en bancos de 3 a 5 m de espesor, deleznales cuando están húmedas y bien litificadas cuando están secas. Su color es gris verdoso cuando están secas. Su composición es: 80% de fragmentos y 20% de matriz. Los clastos corresponden a pómez, limos arcillosos y andesitas. La pómez presenta contornos redondeados de abrasión y formas angulosas. Los limos poseen formas tabulares sin deformación. La matriz es una litarenita volcánica inmadura, constituida por feldespatos, cuarzo, mica, máficos, óxidos de hierro y fragmentos líticos angulosos de andesitas vítreas. Espesor: 40 m.
- Ritmita constituida por capas alternadas de color verde oscuro y blanco amarillento, cuyo espesor decrece gradualmente hacia arriba desde 5 mm a 1 milímetro. La capa oscura es una arenisca volcánica fina y la capa clara es una toba pumícea de grano medio a grueso (+ 4-1 ϕ). Las capas oscuras presentan contactos basales nítidos y las claras muestran contactos transicionales. Espesor: 23 m.
- Arenisca tobácea finamente laminada, con microláminas paralelas de ceniza volcánica en el rango de tamaño de las arcillas. Espesor: 7 m.

Techo: Superficie de erosión actual.

Si se comparan las columnas 1; 2; y 3 del perfil AB (Fig.6) se observa una disminución gradual de la fracción tobácea hacia el oriente y un aumento de la fracción arenosa en la misma dirección. Localmente, las tobas arenosas presentan intercalaciones arcillosas (Pullinque) ,

diques sedimentarios (El Dique), troncos fósiles, fragmentos de carbón y concreciones calcáreas (Pta. Ahui). Las intercalaciones arcillosas difieren de los limos arcillosos incluidos como clastos en las brechas tobáceas por lo siguiente: Las primeras, son ceniza volcánica meteorizada y caolinizada; los segundos, son barros en los cuales la palabra arcilla se refiere a su granulometría. Las primeras son de color amarillo a rojizo; los segundos son de color verde y corresponden a materiales epiclásticos.

Litológicamente, los 40 m basales de brechas tobáceas podrían correlacionarse con la toba brechosa gris verde descrita por Muñoz-Cristi (1968, p. 81) en el sondaje de Puerto Montt a la profundidad de 2.465 m y 2.609 m.

b) Sector Ancud

En calle Lord Cochrane, frente al muelle de Ancud, aflora una pequeña secuencia subhorizontal de 7.5 m de espesor, cuya litología de abajo hacia arriba es la siguiente:

- Base: 4 metros de rocas volcánicas andesíticas muy alteradas y deleznales.
- 0.1 m Conglomerado bien redondeado, con clastos alterados provenientes del sustrato, en una matriz arenosa-tobácea.
- 1.0 m Arenisca volcánica tobácea, masiva. Contactos inferior y superior bien definidos.
- 0.3 m Ceniza volcánica meteorizada y caolinizada (intercalación arcillosa). Contactos inferior y superior bien definidos.
- 2.0 m Arenisca volcánica tobácea, con una capa intercalada de conglomerado de 5 cm de espesor. Contacto superior transicional a:
- 1.0 m Brecha sinsedimentaria con clastos tabulares de limos arcillosos que hacia arriba son reemplazados por clastos de andesitas. La matriz es una arenisca volcánica tobácea.
- 0.5 m Conglomerado fino, con clastos de granitos, andesotas y pómez en matriz tobácea arenosa, transición gradual a:
- 1.3 m Arenisca volcánica tobácea, con laminación paralela fina.
- 1.3 m Conglomerado con clastos de granitos, cuarcita, ande-

sitas y limos de 2 a 10 cm de diámetro, en una matriz arenosa tobácea.

Techo: Relleno artificial, con adobes de canchagua.

La presencia de material epiclásticos, diques sedimentarios, y troncos fósiles, revelan sin lugar a dudas que ésta formación está constituida por flujos densos similares a corrientes de barro o lahares. Cabe destacar que Philippi (1887, p. 23), describe un esqueleto entero de *Balae na? simpsoni*, enterrado en la canchagua junto con Volutas y Turriteles Terciarios. El término lahar se ha utilizado aquí en un sentido amplio que incluye los cuatro tipos de flujos gravitacionales indicado en el recuadro de la figura 6 (Middleton y Hampton, 1973). Así por ejemplo, los 40 m basales del sector Catrumán pueden interpretarse como flujos de detritos o como flujos granulares (columna A, Fig. 6). De igual modo, las areniscas tobáceas con laminación paralela de Pta. Ahui, Catrumán, y Ancud, puedan interpretarse como flujos de transición en una turbidita, y/o como fluctuaciones de energía en una bahía costera.

Correlaciones y edad.

La formación Lacuí se correlaciona litológicamente con la formación Chu yaquen, en consideración a las siguientes características comunes a ambas unidades:

- El aspecto caótico e híbrido de ambas unidades, caracterizado por secuencias conglomerádicas polimícticas ligadas a sedimentos rítmicos y areniscas volcánicas tobáceas con materiales epiclásticos, induce a confundir estos depósitos con tilitas o morrenas (Weischet, 1964). Sin embargo, la gradación normal, estratificación, laminación y variación lateral en la tamaño de los clastos, se interpretan en el presente trabajo como flujos gravitacionales de naturaleza variada.
- Las areniscas tobáceas rítmicas, presentes en ambas unidades, se han confundido con sedimentos glaciales del tipo Varves (Brüggen, 1950; Weischet, 1964). Las primeras se diferencian de las últimas en su naturaleza gradada, que paulatinamente pasa a laminación paralela, y en la ausencia de deformaciones glaciogénicas y/o por sobrecarga.

La edad de esta formación se infiere de sus relaciones estratigráficas, grado de deformación, y condiciones de sedimentación.

Estratigráficamente, la formación se superpone al complejo de Ancud (Mioceno), e infrayace a niveles marinos fosilíferos del Grupo Canal de Chacao (Pleistoceno). Su grado de deformación, caracterizado por una tectónica de bloques homoclinales, permite inferir que es más antigua que 3 m.a. y más joven que 5 m.a. si se acepta la interpretación propuesta por Martínez (1976, p. C-131). Sus condiciones de sedimentación, requieren la preexistencia y posterior redepositación de un manto de ceniza volcánica de gran extensión areal, el cual se depositó antes del período de inactividad volcánica postulado por diversos autores y datado entre 7 y 2,4 m.a. (Drake, 1974; Vergara y Munizaga, 1974).

Si se considera que esta formación se correlaciona con la formación Chuyaquen, la cual se superpone a la Fm. Caleta Godoy del Mioceno superior, se deduce que su edad queda comprendida entre los 5 y 3 m.a., y es por lo tanto asignable al Plioceno. En contraposición a lo anterior, Philippi (1887, p. 23), describe la presencia de "volutas" asociadas a *Balaena? simpson* en niveles de Cancagua de las cercanías de Ancud. En Punta Chocoi, Machado (1909, p. 359) menciona un contacto entre detritos cuaternarios y sedimentos terciarios en los corrales de Perico. Allí, describe la presencia de *Dentalium liganteum*, *Turritela chilensis*, *Turritela patagónica*, y *Venus Chilensis*. Estos únicos antecedentes paleontológicos, aun no confirmados en el terreno, sugieren que las formaciones Lacuí y Chuyaquen podrían ser asignadas al Mioceno.

P L E I S T O C E N O

Los sedimentos asignados al Pleistoceno conforman un conjunto de unidades con características comunes, de gran distribución areal, para las cuales se propone el nombre de Grupo Canal de Chacao en consideración a que los afloramientos más característicos se encuentran bien expuestos en ambas riberas del Canal de Chacao. En la localidad tipo, se diferencian dos formaciones (Fm. Pta. Pihuio y Fm. Pargua), cuya litología es de facies marino-litoral en el sector Pta. Pihuio, y de ambiente

continental en Pargua. A continuación se describe la litología y relaciones estratigráficas de ambas unidades separadamente.

1) Formación Pta. Pihuio

El lugar tipo de esta formación se encuentra en la ribera sur del Canal de Chacao, en la localidad Punta Pihuio. Allí, en una pequeña flexura anticlinal, aflora una secuencia marina regresiva, cuya litología estratigráficamente de abajo hacia arriba es la siguiente:

Base :	desconocida.
1.5 m	Bancos de arenas finas limosas de color gris verde oscuro fosilíferas con: <i>Pecten (Chlamys) purpuratus</i> y <i>Balanus</i> sp.
0.5 m	Arenas coquinídeas con: <i>Tagelus dombeyi</i> Lam; <i>Monoceros giganteus</i> Lesson; <i>Purpura zanthosthoma</i> Broderip; <i>Nassa</i> sp. <i>Balanus</i> sp.
2.0 m	Arenas finas a medias color gris verde con: <i>Tagelus dombeyi</i> Lam? <i>Crucibulum (Dispotaea) rugosa</i> Broderip; <i>Mactra</i> sp. <i>Mactra vidali</i> Phil.; <i>Turritela cingulata</i> Sow., forma robusta según Manao.
1.0 m	arenas finas masivas, color gris verde con: <i>Turrite - lla cingulata</i> Sow., forma robusta según Manao.
10.0 m	Ritmita con abundantes troncos subfósiles deformados y carbonizados en parte. Los troncos forman bancos de 0.5 m de espesor que hacia arriba gradan a capas carbonosas de 5 cm de espesor.
6.0 m	Ritmita gradada con capas claras tobáceas y oscuras arenosas. En la base presentan capas de 5 cm de espesor que hacia el techo gradan a laminación fina.
Techo:	Superficie de erosión sobre la cual se depositan las facies basales de la Formación Pargua

Según Tavera (1982b, p.2), la asociación faunística de esta formación está constituida por dos formas comunes al Plioceno y Cuaternario (*Tagelus dombeyi* Lam. y *Monoceros giganteus* Lesson), y las ocho restantes son Cuaternarias a Recientes, con excepción de *Mactra vidali* Phil., que es solo Cuaternaria. Bioestratigráficamente, la formación Pta. Pihuio se correlaciona en subsuperficie con los niveles marinos cuaternarios de Manao, los cuales según Brüggen (1950, p. 105), se encuentran entre los 204 y 220 m de profundidad, bajo capas glaciales y sobre una arcilla morrénica. La correlación indicada, permite inferir

que la pendiente entre ambas localidades (15 km de distancia), es de 0.0136 por metro ($0^{\circ}46'45''$), y que la formación Pihuío continúa hacia el este en profundidad, bajo una potente cubierta sedimentaria. Hacia el NW, en la localidad de Carelmapu, Felch (1913) reporta un posible contacto entre gravas poco consolidadas y conglomerados con arcillas a la profundidad de 376 m. A juzgar por la litología descrita, se trataría del contacto entre la Formación Chuyaquen (Plioceno?) y la base de la Formación Pihuío. En Punta Chocoi, en los Corrales de Perico, se menciona otro posible contacto entre detritos cuaternarios y sedimentos terciarios fosilíferos (Machado, 1909, p.3).

2) Formación Pargua

El área tipo de esta formación se encuentra en ambas riberas del Canal de Chacao, en el sector comprendido entre Pargua por el Este (ribera norte), y Punta Pihuío por el Oeste (ribera sur). La característica de esta unidad es su litología heterogénea, constituida por siete o más litofacies periglaciales que engranan lateral o verticalmente entre sí, en diversas direcciones (Tabla 2). El techo de esta formación es un perfil de suelo de 0.5 a 3.0 m de espesor, constituido por eolocineritas, arcillas y/o dunas holocénicas. Su base, es una superficie de erosión, bajo la cual se encuentran las ritmitas superiores de la formación Punta Pihuío.

A continuación se describen 6 localidades, cuyas secuencias litológicas tipifican a esta formación en los acantilados del Canal de Chacao.

a) Sector Punta Pihuío

Base:	Superficie de erosión labrada en los niveles superiores de la formación Punta Pihuío.
1.2 m	Arenas amarillentas ferruginosas, algo tobáceas, con intercalaciones bien estratificada de ceniza tobácea blanco amarillenta, de 0.2 m de espesor.
7.0 m	Arenas gruesas, cuarzo feldespática, de color gris rosado. Presentan buena estratificación con capas de 0.3 a 1.0 m de espesor con niveles de gravas intercaladas de 2 a 3 cm de espesor.

Tabla 2. Características de las litofacies de la Fm. Pargua (Pleistoceno superior) en los acantilados costeros del Canal de Chacao, X Región

Litofacies	Estratificación	Forma	Composición	Color #	Localidad
CONGLOMERADOS	Discontinua	Lenticular	40% Andesitas	Abigarrado	Pargua
	Curvada	Tabular	30% Granitoides		Ribera Norte
	No Paralela	Acuñada	15% Metamórficos 15% Sedimentos		
GRAVAS	Discontinua	Lenticular	50% Andesitas	Abigarrado	Pargua
	No paralela	Irregular	30% Granitoides 20% Metamórficos		Ribera Norte
ARENAS	Paralela	Tabular	80% QZ, Feldesp.	Gris claro (S)	Pta. Redonda
	Continua	Lenticular	20% Máficos	Verde oscuro (H)	Ribera Norte
	Cruzada	Acuñada			
LAHAR	Masiva	Tabular	10% Líticos 70% Arena 20% Toba	Gris Oscuro (H) rosado a rojizo (S)	Isla Lacao
	Continua	Tabular	80% Vidrio	Amarillo	Isla Lacao
	Ondulada	Acuñada	20% Lapilli	Ocre	Pta. Pihuio
TOBAS O CENIZA VOLCANICA	No paralela				
RITMITA	Continua	Capas	5% Limo-arena	Gris verde os-	Pta. Astillero
	Paralela	Alternadas	95% Arcilla	curo con láminas amarillentas	
TURBA O LIGNITO	Continua	Tabular	Fitoclastos	Pardo o negro	Pi
	Paralela				stillero

(H) Muestra húmeda; (S) Muestra seca.

- 4.0 m Gravas y conglomerados interestratificados con lentes arenosos. Los clastos tienen contornos subredondeados y diámetro variable entre 2 y 15 cm.
- 2.0 m Suelo cinerítico de color ocre amarillento en la base y pardo oscuro a negro en el techo con abundante material vegetal.
- 1.0 m Arenas gris oscuras (dunas)
- Techo: superficie de erosión actual.

b) Sector Isla Lacao

- Base: Desconocida, debido a que está cubierta por el mar.
- 3.0 m Lahar de color gris oscuro en superficie húmeda y gris amarillento cuando está seco. Aspecto masivo, bien compactado, superficie irregular que localmente genera una terraza de abrasión marina.
- 5.0 m Gravas y conglomerados en una matriz arenosa gruesa. Conjunto de color gris oscuro, no consolidado. Presenta algunas lentes arenosas y epiclastos arcillosos.
- 0.3 m Nivel de suelo formado por ceniza volcánica amarillenta y ferruginosa, con cierta plasticidad.
- 1.0 m Arenas de playas y dunas recientes.
- Techo: Superficie de erosión actual.

c) Sector Faro Lenqui (ribera norte)

- Base: desconocida
- 3.0 m Gravas arenosas, bien estratificadas en bancos lenticulares de 0.5 a 1.5 m de espesor con gradación normal.
- 3.0 m Conglomerados con matriz arenosa tobácea interestratificados con gravas arenosas lenticulares. Conjunto de color gris pardo y aspecto moteado. Clastos de composición andesítica, granitoides y pederrenal.
- 1.5 m arenas conglomerádicas, color gris verde. Contacto basal nítido.
- 0.5 m Perfil de suelo, color pardo oscuro.
- Techo: Superficie de erosión actual

d) Sector Punta Redonda (ribera norte)

- Base: desconocida
- 3.5 m Arenas gris verdes en bancos de 0.3 a 0.5 m de espesor, alternadamente de color gris claro y gris oscuro. Presentan rodados aislados de andesitas de 0.5 cm de diámetro.
- 4.0 m Gravas gris verde oscuro en bancos de 0.3 a 0.5 m

de espesor. Lateralmente gradan a bancos arenosos. Los clastos presentan buen redondeamiento y formas ovoides.

- 2.0 m Conglomerados con escasa matriz arenosa. Clastos redondeados de diámetro variable entre unos pocos milímetros y 20 cm. Aspecto masivo. Color gris os curo, abigarrado.
- 0.5 m Nivel de ceniza volcánica amarillenta ferruginosa. Contacto basal nítido.
- 0.5 m Perfil de suelo, color pardo oscuro.
- Techo: Superficie de erosión actual.

f) Sector Pargua (ribera norte)

- Base: Desconocida
- 20.0 m Conglomerados con escasa matriz, abigarrado. Lateral y verticalmente se observa gradación a lentes y/o bancos de areniscas de grano medio con estratificación cruzada y espesores de 0.30 a 0.50 m. Los bancos individuales presentan estratificación gradada. La imbricación de los clastos acantonados en bolsones sugiere un transporte hacia el SW. En el techo hay bloques erráticos de 4.0 m de diámetro que sobresalen sobre:
- 0.5 m Nivel de ceniza volcánica amarillenta ferruginosa.
- 0.5 m Perfil de suelo color pardo oscuro
- Techo: Superficie de erosión actual.

Las secuencias descritas, conforman un litosoma heterogéneo, cuyas fa cies predominantes testimonian el recubrimiento gradual de las arenas costeras antiguas por conglomerados periglaciales más modernos. En la boca occidental del Canal de Chacao, las facies arenosa predominante es cubierta por conglomerados poco potentes cuyos clastos redondeados pre sentan un diámetro promedio de 5 cm (Bahía Cocotué, Río Pudeto, Faro Co rona, Isla Doña Sebastiana, Punta Chocoi). En la boca oriental, la fa cies predominante es conglomerádica. El tamaño de los clastos varía desde bloques erráticos de 3 m de diámetro hasta rodados de unos pocos centímetros.

El espesor observado de la formación Pargua, depende de la altura de los acantilados costeros, la cual varía entre 10 y 25 m. En subsuperficie el espesor de la formación aumenta hacia el Este, alcanzando una poten-

cia de 200 m en la perforación de Manao (Brüggen, 1950, p. 105), y 1200 m en Puerto Montt (García, 1968, plano 1).

El cambio gradual de la facies conglomerádicas hacia el occidente, evidenciado por una disminución gradual del tamaño promedio de sus clastos, por el aumento paulatino de su matriz arenosa y por la disminución de su potencia, sugiere que la formación es en parte un litosoma trasgresivo tanto en el espacio como en el tiempo.

Edad y Correlaciones

Estratigráficamente, la formación Pargua se superpone en la localidad tipo a la formación Punta Pihuío (Pleistoceno inferior), e infrayace a eolocineritas tardipleistocénicas (Heusser, 1966, p. 302), cubiertas por un perfil de suelo y/o dunas recientes. Razonando mediante criterios morfológicos y estratigráficos se puede obtener una subdivisión cronológica más precisa para esta unidad. A continuación se detallan separadamente los criterios indicados.

1) Criterios Morfológicos (Arcos, 1980, p. 7)

Los antecedentes de terreno permiten establecer la siguiente cronología morfológica relativa, de más antigua a más reciente.

- a) Antigua planicie principal, levemente inclinada hacia el Oeste constituida por dos abanicos periglaciales coalescentes cuyos respectivos ápices se encuentran en el Seno de Reloncaví y Golfo de Ancud.
- b) Depresiones excavadas por los glaciares de pie de monte que rellenaban las actuales depresiones del Golfo de Reloncaví y Golfo de Ancud.
- c) Red de drenaje fluvial moderna, la cual converge y fluye hacia la depresión dejada por el retroceso parcial de los glaciares de Pie de Monte.
- d) Niveles de terrazas fluviales modernos, durante reavances locales de los glaciares de Pie de Monte

- e) Valles fluviales actuales labrados en las terrazas antiguas por un cambio generalizado del nivel base.
 - f) Deltas de avance, localizados en el margen de las antiguas depresiones labradas por los glaciares de pie de monte.
 - g) Depósitos de playas actuales (gravas y arenas).
- 2) Criterios estratigráficos y morfológicos, de más antiguos a más recientes:
- a) En la antigua planicie principal, los depósitos distales más antiguos (facies arenosa), son cubiertos parcialmente por depósitos periglaciales proximales más modernos (facies conglomerádica).
 - b) En el borde oriental del Golfo de Ancud (Pta. Poe), la facies conglomerádica está dislocada y cubierta por basaltos columnares provenientes de un cráter parásito del Volcán Apagado.
 - c) En el borde pacífico (Caleta Pumillahue), existe un antiguo valle glacial labrado en la facies arenosa, relleno con 40 m de conglomerados.
 - d) En la periferia de las depresiones excavadas por los glaciares y sobre una antigua superficie de erosión, se depositan secuencias rítmicas lagunares similares a varves (Muñoz Cristi y Borgoño, 1928, p. 11; Saliot, 1969, p. 389).
 - e) Estratigráficamente encima de las secuencias rítmicas existen niveles coquinoídeos que testimonian el ingreso del mar hacia las antiguas depresiones lagunares (Muñoz Cristi y Borgoño, 1928, p.12; Saliot, 1969, p.389).

Los sedimentos rítmicos tardipleistocénicos datados por Heusser (1966 , p. 279) en el Lago Llanquihue y correlacionados por el mismo autor con los del Golfo de Ancud y Seno de Reloncaví (p.280), permiten inferir que durante el Holoceno inicial, ellos fueron cubiertos por una transgresión marina que penetró desde el Sur hacia el Seno de Reloncaví. En este contexto, la formación Pargua queda acotada entre dos

ingresiones marinas: la del Pleistoceno inferior (Fm. Pta. Pihuio) y la del Holoceno (Isla Guar, Muñoz Cristi y Borgoño, 1928,p.11-12).

La formación Pargua se correlaciona hacia el Este con los depósitos periglaciales que afloran en las Islas Puluqui, Quellin y Nao, las cuales separan al Seno de Reloncaví del Golfo de Ancud. Hacia el norte, se correlaciona con los materiales fluvioglaciales descritos por Dobrovolny y Lemke (1961) en la ciudad de Puerto Montt. Hacia el Sur, en la Isla de Chiloé, se correlaciona con los depósitos cuaternarios descritos por Saliot (1969) y por Watters y Fleming (1972).

A G R A D E C I M I E N T O S

El autor agradece al Sr. Rodrigo Arcos R. su colaboración en la campaña de terreno y en los trabajos de laboratorio. Se agradece de igual modo, a los Sres. Víctor Paredes, José Barrios, Andrés Meier, E-lías Ulloa y Rodrigo Morales, quienes con su conocimiento de la zona y las facilidades logísticas otorgadas graciosamente, hicieron posible la toma de datos en Ancud y Maullín. El proyecto fue parcialmente financiado por el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile y por los Grants E-897-801 y E 897-822 del Servicio de Desarrollo Científico Artístico y de Cooperación Internacional de la Universidad de Chile.

R E F E R E N C I A S

- AGUIRRE L., HERVE, H., y GODOY, E., 1972. Distribution of Metamorphic facies in Chile: Krystalinikum, 9, 7-19.
- ARCOS, R., 1980. Estudio de Columnas Estratigráficas del Cuaternario del Area de Puerto Montt, X Región: GL-642 Proyecto II Depto. Geol. y Geofís. Univ. de Chile, Santiago, (Informe inédito).
- BRUGGEN, J., 1945. Miscelánea Geológica de las provincias de Valdivia y Llanquihue: Imprenta Universitaria, Santiago, Chi-

- BRUGGEN, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile: Inst. Geográfico Militar de Chile, 365 p., Santiago.
- DOBROVOLNY, E., y LEMKE, R.S., 1961. Engineering Geology and the Chilean Earthquakes of 1960: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 429 C: p. 357-359.
- DRAKE, R.W., 1974. The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the central Chilean Andes: IAVCEI-Symposium. Int. Volcanology. Santiago, N°23 p. 1-23.
- FELSCH, J., 1913. Informe provisorio sobre las exploraciones geológicas de los alrededores de Carelmapu y de la Isla de Chiloé: Bol. Soc. Nac. de Minería p. 97-103, Santiago, Chile.
- GALLI, C., y SANCHEZ, J., 1963. Relation between Geology and the effects of the earthquakes of May 1960 in the city of Ancud and Vicinity, Chiloé: Bull. Seismol. Soc. of Am. V.53, N°6, p. 1273-1280.
- GARCIA, F., 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central en: Bello, A., ed., "El Terciario de Chile zona central": Santiago, Chile, Soc. Geol. de Chile, p. 25-57.
- HERVE, F., 1977. Petrology of the crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile: En: T. Ishikawa and L. Aguirre (editors), "Comparative Studies on the Geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile", Japan and Chile; Japan Soc. for the Promotion of Science Tokyo p.1-51.
- HEUSSER, C., 1966. Late Pleistocene Pollen Diagrams from the province of Llanquihue, Southern Chile: Proc. Am Philos Soc. V. 110, N°4, p. 269-305.
- ILLIES, H., 1960. Geología de los alrededores de Valdivia, Chile: N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 111, s. 30-110, Stuttgart.

- KATZ, H. R., 1970. Randpazifische Bruchtektonik am Beispiel Chiles und Neuseelands: Geol Rundschau 59, Hf 3, 898-926.
- LOPEZ, L., FREY, F. A. y VERGARA, M., 1974. Andesites from Central-South Chile: Trace element Abundances and Petrogenesis: IAVCEI-Symposium Internacional de Volcanología Preprint N°61, p. 1-30.
- MACHADO, M. R., 1908. La existencia de Petróleo en la Provincia de Llanquihue: Boletín Sociedad Nacional de Minería, N°141 p. 486-490.
- MACHADO, M. R., 1909. Yacimientos de Petróleo en el Sur de Chile: Bol. Soc. Nac. Min. N°150 p. 357-362.
- MARTINEZ, R., 1976. Hallazgo de Sphaeroidinella Dehiscens (Parker y Jones) en el Plioceno de Arauco: Su significado para la reinterpretación del Neógeno superior en Chile: 1^{er} Congreso Geol. Chileno V-1 p. C-125-142 Depto. de Geol. U. de Chile, Santiago.
- MERCER, J. M., 1976. The Last Glaciation in Chile: A Radiocarbon-Dated Chronology: Actas I Congreso Geol. Chileno, Tomo I p. D55-D68 Santiago.
- MIDDLETON, G. V., HAMPTON, M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and depositions: Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Pacific Section, short course Turbidites and deep Water sedimentation, 38 p.
- MUÑOZ CRISTI, J. y BORGONO, C. F., 1928. Informe preliminar sobre algunos de los depósitos glaciales en la zona comprendida entre Santiago y Ancud: Bol. Min. Soc. Nac. Minería N° 345, p. 5-12.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1947. Reseña de la Geología de Chile: U. de Chile Esc. Ingeniería Ed. Galcon., 1-54, Santiago.
- MUÑOZ CRISTI, J. 1950. Cap. III, Geología en Geografía Económica de Chile, T. 1, p. 55-184, Santiago.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1968. Contribución al conocimiento geológico de la región situada al sur de Arauco y participación de mate-

rial volcánico en los sedimentos eocenos.

En: Bello, A., edit. El Terciario de Chile zona central Santiago, Chile, Soc. Geol. de Chile., p. 63-93.

PHILIPPI, R. A., 1887. Los Fósiles Terciarios y Cuaternarios de Chile: Ed. Museo Nacional de Chile, 256 p., Santiago.

RUIZ C., et al., 1965. "Geología" Cap. III p. 35-92, en Geografía Económica de Chile, Texto refundido, Corporación de Fomento de la Producción, E. Universitaria, S. A., Santiago.

SALIOT, P., 1968. Sur la presence et la signification de la lawsonite dans la cordillere cotiere du Chili (Ile Chiloé): C.R, Acad. Sc. París, t. 267, p. 1183-1185.

SALIOT, P., 1969. Etude géologique dans l'île de Chiloé (Chili). Bull. Soc. Geol. de France (7), p. 388-399.

TAVERA, J., 1982a) Informe estudio sobre material Paleontológico Procede de la localidad de Chiloé: Informe Inédito, Depto. Geología 2 p.

TAVERA, J., 1982b). Informe sobre determinación de material Paleontológico procedente de Chiloé, 2 p.

TORRES, T., VALENZUELA, E., y GONZALEZ, I., 1981. Troncos fósiles del Terciario de Ancud, Chiloé Insular, Chile: Anais II Congreso Latino-Americano Paleontología, V. 1, p. 449-457, Porto Alegre, Brasil.

VERGARA, M., y MUNIZAGA, F., 1974. Age and Evolution of the upper Cenozoic Andesitic Volcanism in Central-South Chile: Geol. Soc. Am. Bull. V. 85, p. 603-606.

WEISCHET, W., 1964. Geomorfología Glacial de la Región de Los Lagos: Comunicaciones de la Escuela de Geología N°4, p. 1-36, Santiago.

WATTERS, W. A., y FLEMING, C. A., 1972. Contributions to the Geology and Paleontology of Chiloé Island Southern Chile. Phil. Trans. Royal Soc. of London, B/Biological Sc., V. 263, p. 369-408. N°853