



GOBIERNO DE CHILE
SERVICIO NACIONAL DE
GEOLOGÍA Y MINERÍA

ISSN 0717-7283

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA



GEOLOGÍA DEL ÁREA QUELLÓN-ISLA SAN PEDRO

REGIÓN DE LOS LAGOS

David Quiroz P.
Paul Duhart O.

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA

No. 94

Escala: 1 :100.000

2006

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA - CHILE

SUBDIRECCIÓN NACIONAL DE GEOLOGÍA

**GEOLOGÍA DEL ÁREA
QUELLÓN-ISLA SAN PEDRO**

REGIÓN DE LOS LAGOS

David Quiroz P.
Paul Duhart O.

**CARTA GEOLÓGICA DE CHILE
SERIE GEOLOGÍA BÁSICA**

No. 94

Escala 1:100.000

2006

GEOLOGÍA DEL ÁREA QUELLÓN-ISLA SAN PEDRO, REGIÓN DE LOS LAGOS

Escala 1:100.000

CARTA GEOLÓGICA DE CHILE

SERIE GEOLOGÍA BÁSICA, No. 94, 2006

ISSN 0717-7283

Inscripción No. 158.860

© Servicio Nacional de Geología y Minería, Avda. Santa María 0104, Casilla 10465, Santiago, Chile.

Director Nacional: Patricio Cartagena D.

Subdirectora Nacional de Geología: Renate Wall Z.

Derechos reservados. Prohibida su reproducción.

Comité Editor: Paula Cornejo P., Aníbal Gajardo C., Estanislao Godoy P-B., Arturo Hauser Y., Ernesto Pérez d'A., Carlos Portigliati N., Andrew Tomlinson, Renate Wall Z.

Editores: Estanislao Godoy P-B., Aníbal Gajardo C., Manuel Suárez D.

Jefe de Publicaciones: Manuel Suárez D.

Encargada de Publicaciones: Soraya Amar N.

Corrección idiomática y diagramación: Soraya Amar N.

Referencia bibliográfica

Quiroz, D.; Duhart, P. 2006. Geología del Área Quellón-Isla San Pedro. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 94, 20 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Portada: Depósitos de limos glaciolacustres de la Glaciación Llanquihue, expuestos en Punta Paula, extremo noreste de la isla Coldita, al suroeste de Quellón.

Fotografía: P. Duhart O.

Tiraje: 300 ejemplares

CONTENIDO

| | |
|---|----|
| RESUMEN | 5 |
| ABSTRACT | 5 |
| INTRODUCCIÓN | 6 |
| ESTRATIGRAFÍA | 6 |
| PALEOZOICO-TRIÁSICO | 6 |
| COMPLEJO METAMÓRFICO BAHÍA MANSA (PzTrbm) | 6 |
| PLEISTOCENO | 8 |
| DEPÓSITOS DE LA GLACIACIÓN LLANQUIHUE | 9 |
| Depósitos morrénicos (Plm1) | 9 |
| Depósitos glaciofluviales (Plgf1) | 9 |
| Depósitos glaciolacustres (Plgl1) | 10 |
| HOLOCENO | 11 |
| DEPÓSITOS EÓLICOS (Heo) | 11 |
| DEPÓSITOS LITORALES (Hp) | 11 |
| DEPÓSITOS FLUVIALES (Hf) | 11 |
| DEPÓSITOS ESTUARINOS (He) | 11 |
| DEPÓSITOS COLUVIALES (Hc) | 12 |
| GEOLOGÍA ESTRUCTURAL | 12 |
| RECURSOS MINERALES | 13 |
| SÍNTESIS GEOLÓGICA | 13 |
| AGRADECIMIENTOS | 14 |
| REFERENCIAS | 14 |

ANEXOS

| | |
|---|----|
| I OCURRENCIAS MINERALES | 19 |
| Tabla 1. Ocurrencias de Rocas y Minerales Industriales | 19 |
| II DATACIONES RADIOMÉTRICAS | 19 |
| Tabla 2. Edades ¹⁴ C | 19 |
| Tabla 3. Datos analíticos y edades ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar de este trabajo | 20 |

Mapa (fuera de texto)

Geología del área Quellón-Isla San Pedro, Región de Los Lagos, escala 1:100.000.

RESUMEN

Las rocas más antiguas expuestas en el área Quellón-Isla San Pedro, están representadas por el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), de edad paleozoica-triásica, compuesto por esquistos pelíticos a cuarzo feldespáticos, en algunos casos intensamente plegados, con menor cantidad de metaareniscas, y escasos esquistos verdes y metacherts.

Depósitos de la última glaciación pleistocénica, denominada Glaciación Llanquihue, están ampliamente distribuidos en la zona interna o Depresión Intermedia de la región, donde se apoyan sobre el CMBM. Las estructuras y asociaciones de facies de estos depósitos representan principalmente ambientes proglaciales y subglaciales de un sistema de lóbulos o glaciares de piedemonte, que cubrió la mitad sur de la Isla Grande de Chiloé.

El Complejo Metamórfico Bahía Mansa evidencia, al menos, tres episodios de deformación, caracterizados por el desarrollo de fuerte foliación, y dos de metamorfismo, uno en la facies de esquistos azules, de probable edad carbonífera-pérmica, y otro en la facies de esquistos verdes, sobrepuesto al anterior y de edad pérmico-triásica. Este complejo habría evolucionado como un prisma de acreción en un ambiente de subducción, en el margen suroccidental de Gondwana.

A escala regional existe amplio registro de un fenómeno de extensión cortical ocurrido durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano. El inicio de la extensión, en el Oligoceno tardío, a la que se asocia volcanismo y la generación de cuencas sedimentarias, coincide con el comienzo del actual período caracterizado por una alta razón de convergencia y de convergencia menos oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana. Las rocas volcánicas y sedimentarias marinas resultantes de estos procesos están expuestas al oeste del área del mapa, en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa.

Un alzamiento neto del terreno ocurrido en los últimos 5.000 años AP, tanto en la Isla Grande de Chiloé como en sus cercanías, estaría relacionado con rebote isostático después del retiro del hielo de la última glaciación pleistocena y, en menor grado, con tectonismo.

ABSTRACT

The Bahía Mansa Metamorphic Complex (BMMC) of Paleozoic-Triassic age represents the oldest rocks in the Quellón-Isla San Pedro area. They are composed of quartz-feldspathic to pelitic schists, in some cases, intensely folded, with minor quantities of metasandstones and scarce greenschists and metacherts.

Glacigenic deposits of the last Pleistocene glaciation, known as Llanquihue Glaciation, are well represented in the internal zone or Central Depression of the region, where they overlie the BMMC. The structures and facies associations of these deposits represent proglacial and subglacial environments of lobe systems related to piedmont glaciers that covered the southern half of Isla Grande de Chiloé.

The Bahía Mansa Metamorphic Complex presents, at least, three episodes of deformation, characterized by the development of strong foliation, and two phases of regional metamorphism, one in the blueschists facies, of probable Carboniferous-Permian age, and the other in the greenschists facies, overprinted to the previous, of Permian-Triassic age. This complex would have evolved as an accretionary prism in Gondwana's southwestern convergent margin.

Widespread extensional tectonism took place in the Isla Grande de Chiloé region during late Oligocene-early Miocene times. The initiation of extension, which is associated with volcanism and the generation of sedimentary basins, coincides closely with the beginning, in the late Oligocene, of the current period of both high convergence rate and less oblique convergence between the Nazca and South American plates. The resultant volcanic and sedimentary marine rocks of these processes are exposed to the west of the map area, in the western slope of the Coastal Range.

A regional uplift happened in the last 5,000 years AP, both in Isla Grande de Chiloé and its surroundings, related to isostatic rebound after the ice retreat of the last Pleistocene glaciation and in minor grade to tectonism.

INTRODUCCIÓN

El área del mapa Quellón-Isla San Pedro se ubica en la parte sur de la isla Grande de Chiloé, Provincia de Chiloé, Décima Región de Los Lagos y su base topográfica corresponde a los cuadrángulos 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar, Laguna Chaiguata, Quellón, Canal Guamblad e Isla San Pedro. Ocupa una superficie de 1.500 km² e incluye la ciudad de Quellón y los poblados de Yaldad, Huidad, Coinco, Auchac y Curahue. Además, a las islas Cailín, Laitec, Coldita y San Pedro.

Fisiográficamente está representado por la zona de transición entre la Cordillera de la Costa, con serranías que alcanzan hasta los 350 m s.n.m y la Depresión Intermedia, caracterizada, en general, por una topografía de planicies y lomajes, modelada por la acción de los hielos durante las glaciaciones pleistocenas. Si bien esta configuración amortigua la influencia directa del clima marino, proveniente del oeste, sobre la Depresión Intermedia, la situación geográfica del extremo sur de la isla, abierta hacia el golfo Corcovado, expone esta zona esporádicamente a los vientos del sur y suroeste desde el Pacífico abierto.

La red de drenaje, en el área del mapa, se origina fundamentalmente en la Depresión Intermedia y se desarrolla al este y al sur a través de los ríos Yaldad, Lopla, Michailelo, Asasao, Ayentema y del estero Guamblad, los que desaguan pequeños lagos de origen glacial. Estos ríos son de poca extensión y de relativa alta pendiente. El lago de mayor superficie en esta zona se denomina Laguna Chaiguata y sus aguas desaguan al oeste, hacia el Pacífico abierto, a través de la laguna de Chiguaco y del río Medina, ambos al oeste del área del mapa.

Las unidades litológicas que afloran en el área Quellón-Isla San Pedro, corresponden a rocas metamórficas del Paleozoico-Triásico (Complejo Metamórfico Bahía Mansa), cubiertas, en la parte nororiental, por depósitos sedimentarios asociados a la última glaciación pleistocena y sedimentos no consolidados del Cuaternario. En un contexto regional, rocas volcánicas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano así como rocas sedimentarias marinas del Mioceno, que afloran al oeste, frente al Pacífico abierto, fuera del área de este mapa, representan los procesos magmáticos y sedimentarios que caracterizan la transición Paleógeno-Neógeno de la Cordillera de la Costa en la región.

Para el mapeo geológico se utilizaron, además de las cartas topográficas escala 1:50.000 indicadas más arriba, fotografías aéreas SAF 1998 de escala aproximada 1:70.000, e imágenes satelitales de variadas escalas. Las medidas de tiempo geológico se basaron en la Carta Estratigráfica Internacional de Gradstein *et al.* (2004). El trabajo geológico de campo contempló el uso de vehículos todo terreno y botes Zodiac con motor fuera de borda para el mapeo de la zona oriental de la isla y el arriendo de lancha mayor para el trabajo en la costa sur y occidental de Chiloé. Este trabajo ha sido producido en el marco del proyecto denominado 'Estudio geológico y geoambiental de Chiloé Insular y del sector occidental de la IX Región', a cargo de la Oficina Técnica de Puerto Varas, del Servicio Nacional de Geología y Minería.

ESTRATIGRAFÍA

PALEOZOICO-TRIÁSICO

COMPLEJO METAMÓRFICO BAHÍA MANSÁ, PzTrbm (¿Devónico?-Triásico)
(Duhart *et al.*, 1998)

Conjunto de rocas metamórficas fuertemente foliadas, representadas, principalmente, por esquistos pelíticos, con menor cantidad de esquistos máficos y escasos metacherts. Esta unidad fue definida, en primer lugar, más al norte, en el ámbito de la Cordillera de la Costa (Duhart *et al.*, 1998, 2001) y, posteriormente, extendida a toda la región costera de Chiloé insular (Antinao *et al.*, 2000; Arenas y Duhart, 2003; Quiroz *et al.*, 2004). En el área del mapa, se encuentra parcialmente cubierta por depósitos sedimentarios no consolidados del Pleistoceno, mientras que hacia el norte y al oeste, fue intruida por

cuerpos subvolcánicos y 'stocks' terciarios, y cubierta por rocas volcánicas terciarias. Sus rocas se exponen, ampliamente, en la parte suroccidental del área del mapa, donde conforman la parte más baja y la extensión más austral de la Cordillera de la Costa, en el ámbito del archipiélago de Chiloé.

Los esquistos pelíticos (a) son de color gris, de aspecto lustroso, foliación bien desarrollada y tienen amplia distribución. Microscópicamente, en la mayor parte de estas rocas, se observan bandas policristalinas de cuarzo-albita que alternan con bandas lepidoblásticas de muscovita-clorita, mineralogía que constituye la asociación metamórfica principal, además de escasos minerales accesorios como esfeno, turmalina, epidota y circón. La calcita es escasa y evidencia cristalización postectónica. Localmente, se distinguen esquistos filíticos de color gris oscuro, de mineralogía similar, aunque enriquecidos en grafito. En los sectores de Punta Tasca, Canal Guamblad y Bahía Asasao los esquistos pelíticos presentan, además, granate sintectónico.

Intercalaciones de metacherts de espesores centimétricos, no cartografiables a la escala del mapa, se distinguen, de manera difusa, en los esquistos pelíticos. Microscópicamente, no presentan fábrica interna y están constituidos, casi por completo, por cuarzo granoblástico con cantidades menores de muscovita, esfeno y circón.

Esquistos máficos (b), a escala maleable, afloran, escasamente, en Canal Guamblad, mientras que en otras localidades, como en Bahía Asasao, solo constituyen afloramientos centimétricos a métricos. Son rocas que varían de color verde, cuando se encuentran frescas, a pardo, cuando están meteorizadas, y desarrollan una foliación principal según bandas de clorita-anfíbola o epidota-clorita. En algunos sectores, constituyen esquistos filíticos de color verde oscuro, con abundante clorita de grano muy fino. Microscópicamente, en la mayor parte de estas rocas, se observan bandas policristalinas de clorita, albita y epidota, con menor anfíbola y mica blanca, y minerales accesorios como apatito y esfeno, y escaso cuarzo, que conforman bandas alternantes de textura nematoblástica a granonematoblástica. Al igual que en los esquistos pelíticos, calcita se encuentra escasamente y evidencia cristalización postectónica. Análisis químicos de dos muestras de esquistos máficos, recolectadas en el sector de Canal Guamblad, fueron reportadas por Hufmann y Massone (2000). Sobre la base de las composiciones de elementos trazas y de tierras raras, ellas presentan patrones diagnósticos de basaltos toleíticos de una dorsal oceánica normal. Al norte de la Isla Grande de Chiloé, la asociación de rocas metasedimentarias, de protolito pelítico a arenoso, con esquistos máficos, de protolito volcánico con características geoquímicas de fondo oceánico, en partes, con estructuras relictas de lavas almohadilladas y, localmente, con esquistos azules, sugiere que el CMBM representa un complejo de acreción-subducción (Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001).

La foliación principal que exhiben las rocas de este complejo, está definida por la alternancia de bandas de mineralogía diferente y se encuentra localmente plegada. Sin embargo, microscópicamente es común observar, además, pliegues desraizados de cuarzo, microfoliación intrafolial y crenulación de la foliación principal. Lo anterior implica la existencia de, al menos, tres fases de deformación, siendo la fase de deformación principal D_2 de carácter dúctil y penetrativo y asociada con la foliación principal S_2 . La foliación intrafolial y los pliegues desraizados de cuarzo evidencian la existencia de un evento de deformación anterior D_1 , mientras que la crenulación de la foliación principal indica un evento de plegamiento de carácter frágil-dúctil asociado a un evento de deformación D_3 .

Las mineralogías descritas previamente, tanto en las rocas de protolito pelítico como volcánico, son indicativas de un evento de deformación y metamorfismo principal, de carácter dúctil y penetrativo, en la facies de esquistos verdes, que afectó a todo el conjunto de rocas. La presencia de granate sugiere, además, que, localmente, parte de este complejo puede haber alcanzado la transición a la facies anfibolita. Cristales relictos de lawsonita en los alrededores de Castro (Saliot, 1969) y de glaucofano en la cordillera de Piuchén (Kato, 1976; Hufmann y Massonne, 2000), en la parte central de la Isla Grande de Chiloé, al norte del área del mapa, señalan la probable existencia de un evento metamórfico previo de alta presión-baja temperatura. Kato (1976) y Duhart y Muñoz (2001) proponen la existencia de un metamorfismo previo en la facies de esquistos azules, casi completamente obliterado por un evento sobrepuesto en la facies de esquistos verdes. Más al norte, aproximadamente a los 41°S, cerca de la localidad tipo del CMBM, un evento metamórfico de alta presión-baja temperatura acotado en 300-320 Ma, equivalente al Carbonífero, por Kato y Godoy (1995), habría afectado los componentes más antiguos del CMBM.

Antecedentes geocronológicos U-Pb en circones detríticos de rocas de protolito pelítico de la parte norte y centro de la Isla Grande de Chiloé (Antinao *et al.*, 2000; Arenas y Duhart, 2003), indican edades máximas de depositación devónica y carbonífera, respectivamente. Dataciones U-Pb en circones detríticos del CMBM, han arrojado edades en el rango 278-410 Ma, lo que muestra edades de depositación máxima devónica, carbonífera y pérmica (Duhart *et al.*, 2001).

En la parte sur del área del mapa, se realizaron cuatro dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita de esquistos pelíticos, que entregaron edades en el rango de 230 a 188 Ma (Tabla 3). Una de estas, con una edad plateau de $230,1 \pm 1,6$ Ma, (Triásico Medio) es comparable con los antecedentes radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar en muscovita de esquistos micáceos, provenientes de las cercanías de Ancud y Castro, los que han entregado edades en el rango de 240-220 Ma (Triásico Medio-Superior). En dos muestras de muscovita con trazas de clorita no fue posible obtener edades plateau. Sin embargo, se obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ integradas de $211,4 \pm 1,4$ Ma y $200,5 \pm 1,3$ Ma (Triásico Superior), menos confiables, debido al efecto 'recoil' que resulta en la pérdida de ^{39}Ar . Otro análisis entregó una edad plateau de $188,0 \pm 1,3$ Ma (Jurásico Inferior), en una muestra que microscópicamente exhibe un fuerte clivaje de crenulación (S_3) y puede representar, por tanto, un evento más tardío de deformación (D_3). Así, del conjunto de edades obtenidas, la edad más antigua de $230,1 \pm 1,6$ Ma se interpreta como la edad de enfriamiento asociada al evento de deformación y metamorfismo en la facies de esquistos verdes, la que es concordante con las edades obtenidas en la Isla de Chiloé (Antinao *et al.*, 2000; Arenas y Duhart, 2003) y en la localidad tipo del CMBM (Duhart *et al.*, 2001).

PLEISTOCENO

A partir del Pleistoceno Medio (775.000 años AP) procesos sedimentarios asociados, al menos, a cuatro periodos glaciales, habrían generado una serie de depósitos glaciogénicos (morrénicos, gaciofluviales y glaciolacustres) no consolidados y modelado gran parte del relieve que actualmente conocemos en la depresión central, entre Temuco y Chiloé. Los periodos glaciales son conocidos en la Región de Los Lagos, de más antiguo a más joven, como Caracol (Peistoceno Medio, 680.000 a 500.000 años AP), Río Llico (480.000 a 338.000 años AP), Santa María (260.000 a 132.000 años AP) y Llanquihue (73.000 a 14.500 años AP). En la Isla Grande de Chiloé, están representados mayoritariamente los depósitos asociados a la Glaciación Llanquihue y, aisladamente, aquellos asociados a las glaciaciones Santa María y Río Llico.

Un detallado trabajo de análisis estratigráfico y radiométrico en la Región de Los Lagos y Chiloé, ha permitido establecer la cronología de los avances máximos de los glaciares de piedemonte, hacia el final de la Glaciación Llanquihue (Heusser *et al.*, 1995; Lowell *et al.*, 1995; Heusser *et al.*, 1999; Denton *et al.*, 1999; Villagrán 1985). Se reconocen tres grandes avances del hielo: 28.558-30.070 años AP, documentado en Dalcahue, al norte del área de este mapa; un máximo cercano a 22.295 años AP, documentado en Teguaco, y un último avance a los 14.805 años AP, registrado en Dalcahue, y correspondiente al avance más extenso del lóbulo Castro, durante el último máximo glacial en ese sector.

Edades obtenidas en la localidad de Mayol y en el estero Huitanque, ambas unos 40 km al norte del área del mapa Quellón-Isla San Pedro, representan el comienzo del retroceso del hielo entre 14.941 años AP y 13.345 años AP, interrumpido por un corto avance a los 14.805 años AP (Heusser *et al.*, 1995; Lowell *et al.*, 1995; Heusser *et al.*, 1999). Villagrán (1985) estableció que ya a los 12.470 años AP, en la laguna Pastahue, unos 15 km al norte de la ciudad de Castro, las condiciones climáticas eran más cálidas que las actuales. Estos datos indican un retroceso del hielo inmediatamente después del máximo glacial de 14.805 años AP, aproximadamente en 14.600 años AP (Denton *et al.*, 1999). El avance del hielo datado en 14.805 años AP en Dalcahue, muy cerca de la edad de 14.941 años AP para la deglaciación en Mayol, sugiere un máximo glacial de corta duración (Heusser *et al.*, 1999). Antecedentes paleoecológicos obtenidos en Chiloé y en otros sectores de la Región de Los Lagos, junto a las dataciones de Quemchi y Pastahue, indican que el final de la Glaciación Llanquihue se habría producido de manera rápida y abrupta (Villagrán, 1988; Ashworth y Hoganson, 1993; Heusser *et al.*, 1995). Se estima que los avances iniciales de la Glaciación Llanquihue habrían comenzado hace 73.000 años AP (EIOM 4, Shackleton y Opdyke, 1973, 1977; Mercer, 1983; Clapperton, 1993).

DEPÓSITOS DE LA GLACIACIÓN LLANQUIHUE (Pleistoceno Superior) (Mercer, 1976)

Depósitos morrénicos (Plm1)

Están conformados por diamictos glaciares ('till') leve a moderadamente compactados, macizos, matriz a clastosoportados. Se distribuyen principalmente en el área nororiental del mapa y ocupan parte de la Depresión Central, al este de la Cordillera de la Costa. Al oeste de Yaldad, en los alrededores de laguna Chaiguata, se conservan cordones morrénicos, elongados en dirección este-oeste, que alcanzan alturas, en promedio, de 130 m s.n.m. En la Cordillera de la Costa, los depósitos morrénicos habrían sido intensamente meteorizados y, en parte, erosionados, por lo que están distribuidos irregularmente en forma de 'parches' de diamictos Plm1, en general de poco espesor (< 1 m). Es posible que la influencia climática del Pacífico abierto desde el sur y suroeste, en el extremo sur de la isla de Chiloé, haya contribuido en forma importante al proceso erosivo.

La mayoría de los afloramientos del diamicto Plm1, muestran facies de 'till' basal (morrenas de fondo), fuertemente compactadas y con desarrollo de clivaje subhorizontal. Solo en el sector de Auchac (sector noreste del área del mapa), se verificó la ocurrencia de facies de 'till' de fusión o marginal, poco compactadas y con estructuras de laminación fina. Si se estima que la actividad glaciar en el área de este mapa, es la continuidad de aquella evidenciada por los depósitos ubicados hacia el norte de la Isla Grande de Chiloé, se puede inferir, de acuerdo a Heusser *et al.* (1995), que los lóbulos glaciares que ocuparon los valles fueron moderadamente planos y que, además, los glaciares fueron poco activos, según se desprende de la ausencia de morrenas terminales bien desarrolladas. Cursos fluviales actuales, de pequeño tamaño, observados a través de fotos aéreas y, aisladamente, en puentes y vados fuera del área del mapa, donde afloran arenas y gravas, representarían canales de desagüe subglacial poco desarrollados. Estos canales son reconocibles en el área sur y norte de laguna Chaiguata y habrían permitido el transporte de sedimentos hacia el oeste.

Los clastos contenidos en los diamictos son litológicamente muy variados, pero predominan los fragmentos de andesitas y granitoides, con cantidades variables de esquistos y, escasas dacitas y basaltos. Son clastos redondeados que, aisladamente, alcanzan hasta 4 m de diámetro de eje mayor, y algunas veces se presentan como bloques erráticos (la mayoría de estos son bloques de intrusivos) sobre los cordones de las morrenas. En general, se observan frescos y sin cáscaras de meteorización.

Dataciones ^{14}C realizadas en materiales orgánicos, de sedimentos lacustres desarrollados sobre el diamicto Plm1, al suroeste de laguna Chaiguata y en Puerto Carmen, entregan valores de 13.100 ± 260 años AP y de 13.040 ± 210 años AP, respectivamente, edades que son concordantes con un período libre de hielo en la región (Villagrán, 1988). Al suroeste del lago Yaldad, madera contenida en intercalaciones orgánicas de sedimentos glaciolacustres, subyacentes al diamicto Plm1, ha arrojado una edad ^{14}C de 32.550 ± 300 años AP (este trabajo), correspondiente con el último período interestadial del Llanquihue medio (30.000 – 60.000 años AP, Denton *et al.*, 1999; Villagrán *et al.*, 2004). Esta datación, junto a otras realizadas en el área de Chonchi-Cucao, al norte del área de este mapa, por el método ^{14}C en material carbonoso incluido en la unidad Plm1, con edades que abarcan de ca. 37.000 a 49.000 años AP (Quiroz *et al.*, 2004), permiten configurar con más detalle la cronoestratigrafía de este interestadial. Estudios palinológicos y radiométricos en materiales similares a los dados, realizados por Heusser *et al.* (1999) entre Castro y Ancud, han permitido inferir las condiciones paleoclimáticas y vegetacionales de esta zona, en el rango de edades correspondiente al último interestadial del Llanquihue Medio. De acuerdo con estos autores, la disminución paulatina de *Nothofagus* y especies arbóreas afines a esta, conjuntamente con el aumento de gramíneas, sugeriría el lento descenso de la temperatura así como la disminución pausada del bosque verde subantártico en este período.

Depósitos Glaciofluviales (Plgf1)

Conforman planicies y estrechos canales de desagüe glacial ('outwash') distribuidos irregularmente en el área noroeste del mapa; relieves planos, que conforman llanuras de poca extensión, están disectados

por cursos fluviales actuales en la misma zona. Se disponen en los márgenes y frentes de los cordones morrénicos de la Glaciación Llanquihue, a los que sobreyacen en discordancia de erosión. También sobreyacen, en discordancia angular, a esquistos pelíticos en las islas Laitec y Coldita y en algunos sectores al sur de laguna Chaiguata. En la zona del río Asasao, estos depósitos han generado un relieve plano, aterrazado, sobre el nivel actual del río.

Los depósitos están compuestos por arenas y gravas y, en menor proporción, de limos y arcillas. Las gravas son matriz soportadas, aunque localmente se encuentran horizontes y lentes clastosoportados, que se generan por flujos hiperconcentrados. Son moderadamente a bien seleccionadas, con clastos subredondeados a redondeados y matriz de arena gruesa a limos. La mayoría de los clastos son volcánicos, de composición andesítica y, subordinadamente, intrusivos granitoides y metamórficos, sin cáscaras de meteorización. Presentan estratificación planar horizontal e imbricación frecuente. Las arenas, gruesas a finas, exhiben estratificación planar horizontal y cruzada. Son frecuentes los lentes de arena y limos intercalados entre las gravas. Asociaciones de facies, que ocurren aislada e irregularmente, exhiben depósitos de limos y arenas laminadas, subordinadas a gravas glaciofluviales. Considerando los criterios de Miall (1985, en Benn y Evans, 1998), estas representarían parte de sistemas de ríos trenzados con formación de llanuras de inundación.

En ciertos sectores de Oqueldán, al este de Quellón, los depósitos glaciolacustres, compuestos por arenas gruesas laminadas y escasas gravas con intercalaciones limosas, muestran inclusiones irregulares de escala decamétrica de depósitos gravosos, con estratificación inclinada e inclusiones de bloques decimétricos. Este arreglo de facies sugiere aporte de grandes cantidades de detritos en un solo evento, como ocurre en los 'montículos de descarga de Iceberg' descritos por Benn y Evans (1998). Este tipo de depósito se presenta también en el sector de Auchac, al noreste del estero Huilad, donde las relaciones de contacto entre los depósitos glaciofluviales y los morrénicos Plm1 son complejas. Las arenas glaciofluviales y limos glaciolacustres muestran estructuras de descargas de grava ('montículos de descarga de Iceberg' de Benn y Evans, 1998), así como contactos laterales irregulares con bancos de gravas y arenas con imbricación difusa, que podrían representar depósitos de flujos de detritos. Localmente, los estratos de arenas y limos se encuentran deformados y en contacto con diamictos (glacitectonita). En el extremo noreste del área del mapa, en los alrededores de Curahue y Auchac, arenas y gravas con estratificación horizontal y, localmente, estratificación cruzada, rellenan canales de escala centimétrica a decamétrica, inscritos en diamictos de la Glaciación Llanquihue (Plm1). Los arreglos de estos sobre los diamictos, así como la fuerte compactación de las arenas y gravas, sugiere una génesis por canales subglaciales labrados en las morrenas de fondo.

Tomando en cuenta los criterios de Porter (1981), que considera el escaso desarrollo de cáscaras de meteorización y de suelo, la exigua presencia de óxidos de Fe y Mn, una morfología plana aterrazada muy bien conservada y su relación espacial con los cordones morrénicos de la Glaciación Llanquihue (73.000-14.600 años AP), estos depósitos han sido asignados a esa misma glaciación y, probablemente, representen, en parte, eventos sedimentarios tardíos durante el retroceso del hielo.

Depósitos Glaciolacustres (PIgl1)

Depósitos de arcillas y limos laminados glaciolacustres ('varves' o 'ritmitas') están bien expuestos en la isla Coldita y en el río Alcaebu. En otros sectores, su distribución es reducida y subordinada a los depósitos glaciofluviales, por lo que se han incluido en dicha unidad (costa occidental de isla Cailín, norte de punta Queuman y laguna Marta). Localmente, muestran estructuras 'slump' con pliegues convolutos y 'drop stones'. Además, aisladamente, en algunos lugares de la isla Coldita donde se verifica contacto entre los depósitos glaciolacustres y los diamictos Plm1, se observa plegamiento y fallamiento generado por empuje glacial (glacitectonita). Los afloramientos expuestos en la costa suroeste de isla Coldita muestran laminación horizontal continua y alcanzan espesores expuestos de hasta 30 m. Subyacen a diamictos Plm1 y sobreyacen a esquistos pelíticos del CMBM.

Al sur del lago Yaldad, en las cabeceras de un afluente del río homónimo, intercalado en la base de limos glaciolacustres de reducida exposición, un trozo de madera contenida en un estrato de 20 a 30 cm de

material carbonoso, se dató por el método ^{14}C . Este depósito subyace al diamicto Plm1, y su edad se determinó en 32.550 ± 300 años AP (este trabajo, Tabla 2). Esta se suma a otras edades ^{14}C , en el rango ca. 37.000-49.000 años AP, obtenidas al norte, en el área del mapa Chonchi Cucao (Quiroz *et al.*, 2004), que representan parte importante del último interstadial del período Llanquihue medio (30.000-60.000 años AP).

HOLOCENO

DEPÓSITOS EÓLICOS Heo (Holoceno)

Estos depósitos conforman dunas bajas, que alcanzan hasta 3 m de altura, con topografía ondulante, dispuestas irregularmente a lo largo de la costa. Están integrados por arenas de grano medio a fino, bien seleccionadas, que sobreyacen discordantemente a depósitos morrénicos y glaciofluviales del Pleistoceno. Las arenas presentan estratificación planar horizontal y cruzada de alto ángulo. Los depósitos se ubican en el extremo oriental del área del mapa, en el lado norte del canal Chiguao y en la costa este de la isla Cailín. En esta isla, las dunas forman barras elongadas en dirección norte-sur, lo que configura la bahía Huellanquén.

DEPÓSITOS LITORALES Hp (Holoceno)

Se disponen en franjas angostas, paralelas a la línea de costa en las playas de Punta Lapa y Quellón Viejo y, en áreas reducidas en Tuildad, Auchac y en los sectores este y oeste de la isla Laitec. En Bahía Asasao, en el extremo suroeste del mapa, estos depósitos conforman franjas discontinuas y, en la desembocadura del río Ayentema, exhiben al menos cinco paleolíneas de costa subparalelas al borde costero actual. Están compuestos por arenas y gravas, bien a moderadamente seleccionadas.

Las gravas, con cantidades variables de matriz arenosa, están presentes en todas las playas donde se verifica el aporte de material grueso proveniente del retrabajo de sedimentos glaciofluviales. Es común la presencia de bloques de escala métrica, dispuestos aleatoriamente sobre sedimento más fino, en los sectores donde los depósitos litorales se encuentran en contacto con los diamictos de la Glaciación Llanquihue. Los clastos son redondeados a subredondeados, con litología predominantemente andesítica, pero también son frecuentes granitoides y rocas metamórficas. Algunos bancos muestran imbricación difusa distribuida irregularmente.

DEPÓSITOS FLUVIALES Hf (Holoceno)

Estos depósitos conforman secuencias alternadas de gravas y arena, así como estructuras de canales y barras. Los depósitos acumulados en valles planos (río Yaldad y río Asasao) con cursos de ríos meandriformes, muestran facies de llanura de inundación, especialmente arenas de grano fino, asociadas con abundante materia vegetal. Los depósitos fluviales tienen escasa distribución en el área del mapa y se encuentran, principalmente, en los alrededores de los ríos Yaldad, Ayentema, Asasao y Alcalebu.

Están compuestos por arenas y gravas moderadamente seleccionadas, con clastos redondeados a subredondeados. Las arenas son de grano medio a fino, con estratificación planar horizontal. En el río Alcalebu (noreste del mapa) afloran gravas, en parte clastosoportadas, con matriz de arena de grano grueso, imbricación de clastos y, en algunos casos, gradación normal hasta arena de grano fino y limo. Las gravas son polimícticas, con predominio de fragmentos de andesitas y granitoides.

De manera similar a lo que ocurre hacia el norte de esta zona, el escaso desarrollo de suelo y de meteorización, junto a su formación a partir de los sedimentos de la Glaciación Llanquihue, permiten establecer una edad posglacial para estos depósitos, es decir, serían más jóvenes que 14.600 años AP (Denton *et al.*, 1999).

DEPÓSITOS ESTUARINOS He (Holoceno)

Conforman terrenos planos y bajos, compuestos por depósitos de arenas de grano fino y limos que engranan con depósitos fluviales. En la zona intermareal, donde se presentan total a parcialmente

saturados de agua, se produce la sedimentación y/o retrabajo, dependiendo de la condición climática, en forma continua durante la marea alta.

Consisten en limos, arcillas, arenas finas y materia orgánica presentes en la desembocadura del río Alcaebu, en el sector del estero Huidad, al norte de Quellón. Dataciones ^{14}C obtenidas al norte del área del mapa (Quetalmahue, río Pudeto), asignan a esta unidad una edad menor que 5.000 años AP (Bartsch-Winkler y Schmoll, 1993).

DEPÓSITOS COLUVIALES Hc (Holoceno)

Constituyen depósitos de piedemonte que no muestran forma geométrica definida, salvo uno de estos, en los alrededores del río Asasao, que tiende a formar un cono de deyección. Son depósitos sin estructura interna y mal seleccionados. Se generan por caída gravitacional de derrubios, asistida por la escorrentía superficial, en laderas de cerros, cabeceras de quebradas y escarpes rocosos. Están constituidos por arenas, bloques y gravas polimícticas, provenientes del retrabajo de depósitos diamícticos de la Glaciación Llanquihue y de esquistos del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM). En la mayoría de los casos están cubiertos por densa vegetación.

En el sector del estero Huidad sobreyacen, en discordancia de erosión, a depósitos glaciofluviales y morrénicos de la Glaciación Llanquihue y, además, a esquistos pelíticos del CMBM en el sector del río Asasao.

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Isla Grande de Chiloé está dividida estructuralmente en tres segmentos que representan rasgos morfológicos y geológicos distintivos (Muñoz *et al.*, 1999a). Un segmento norte, que incluye la localidad de Ancud y cuyo límite sur coincide con una falla de dirección noroeste desarrollada entre Río Catiao y la isla de Quinchao. Un segmento central, caracterizado por constituir un bloque alzado donde se encuentra la Cordillera de Piuchén, con cotas máximas de ca. 800 m s.n.m., y cuyo límite sur lo constituye otra falla de orientación noroeste, desarrollada entre Cucao y la isla Tranqui. Esta última estructura se extiende hacia la plataforma continental y ha sido descrita como Cañón de Cucao por Mordojovich y Álvarez (1977). El segmento sur, que abarca la porción restante de la isla de Chiloé, muestra en la Cordillera de la Costa, al igual que el segmento norte, bloques montañosos de baja altura (menos de 350 m s.n.m.) y morfología relativamente plana. Las estructuras noroeste que limitan los segmentos mencionados son regionalmente muy notorias, coinciden con lineamentos magnéticos y, de acuerdo con Muñoz *et al.* (1999b), son las que habrían controlado el alzamiento y rotación del segmento central. Estos autores sugieren, además, que fallas normales de orientación norte-sur en la parte norte y central de la isla, originadas por extensión cortical durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano, habrían controlado, en parte, la ubicación de las cuencas sedimentarias en esta zona (Cuenca de Chiloé, Cuenca de Puerto Montt-Reloncaví) y el emplazamiento del magmatismo Oligoceno-Mioceno de la Cordillera de la Costa (Muñoz *et al.*, 1999b).

Las rocas metamórficas de esta región, incluidas en el CMBM, exhiben fábrica esquistosa, generada por deformación regional ocurrida durante el Pérmico-Triásico (Munizaga *et al.*, 1988; Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001). Este evento, que obliteró por completo las características primarias de las rocas, está representado por una foliación penetrativa, interpretada regionalmente como una segunda foliación (S_2). Sin embargo, en el segmento sur de la isla y fuera del área del mapa, se ha reconocido localmente S_1 plegado y bien desarrollado en esquistos máficos, intercalados en paquetes metasedimentarios. Esta foliación primaria (S_1) es, además, paralela a la foliación principal (S_2), la que a su vez está mejor representada en las rocas metasedimentarias. En los segmentos central y norte de la isla, un tercer evento (D_3) de deformación ha generado plegamiento y, en parte, transposición de S_2 (Muñoz *et al.*, 1999b). En el área del mapa Quellón-Isla San Pedro, el evento D_3 se ha observado, localmente, a ambos lados del canal Guamblad y en otras localidades solo es evidente en estudios al microscopio.

En la parte sur del área del mapa, es destacable la existencia de dos zonas topográficamente distintivas por sus diferencias de altura. Estas se encuentran separadas por el canal Guamblad, de dirección NNW-SSE, y presentan, además, rocas metamórficas con direcciones estructurales diferentes. En efecto, la mayor parte de las foliaciones medidas al este del canal Guamblad tienen un rumbo predominante en la dirección NNW, con manteos variables entre 10 y 35° hacia el suroeste, mientras que al oeste de este mismo canal, la mayor parte de las foliaciones medidas son cercanamente este-oeste, con manteos variables entre 10 y 25° hacia el norte. La foliación principal, S_2 , al este del canal Guamblad, se presenta localmente plegada, con pliegues simétricos de eje suavemente buzante al NNW y plano axial manteando al oeste. Una lineación de estiramiento, representada por varillas de cuarzo, buza suavemente al noroeste. También son visibles pliegues isoclinales de carácter intrafolial, que evidencian la existencia de una foliación anterior. La foliación principal, S_2 , al oeste del canal Guamblad, se presenta localmente plegada, con pliegues simétricos de eje buzante al noroeste y plano axial manteando al oeste. Se infiere, de acuerdo con estas observaciones, que la inflexión de la foliación en esta zona, se debe a un plegamiento de escala kilométrica con eje NNW.

Lineamientos notables de escala regional, observados en imágenes obtenidas con sensores remotos, se han interpretado como probables fallas. Aunque de cinemática desconocida, por la cobertura vegetal y accesos restringidos, los lineamientos NS a NNE podrían corresponder a fallas de alto ángulo (Arenas y Duhart, 2003).

Si bien se ha propuesto la ocurrencia de un alzamiento tectónico regional asociado al sistema de subducción (Atwater y Vita-Finzi, 1989; Atwater *et al.*, 1992), estudios estratigráficos en el área de Maullín (Atwater y Vita-Finzi, 1989; Atwater *et al.*, 1992) y en la zona del seno de Reloncaví (Hervé y Ota, 1993; Barrientos *et al.*, 1992) muestran evidencias que avalan un alzamiento neto del terreno ocurrido en los últimos 5.000 años AP, tanto en la Isla Grande de Chiloé como en sus cercanías, por rebote isostático después del retiro del hielo de la última glaciación pleistocena. Los alzamientos y hundimientos relativos de terreno en la región, asociados a grandes sismos, como el terremoto de mayo de 1960, estarían relacionados con mecanismo tectónico regional (Bartsch-Winkler y Schmoll, 1993), pero el alzamiento indicado para los últimos 5.000 años AP resulta un fenómeno atribuible al rebote isostático (Bartsch-Winkler y Schmoll, 1993).

RECURSOS MINERALES

En el área de Quellón-Isla San Pedro no existe, en la actualidad, actividad extractiva de minerales metálicos, aunque, según información de lugareños, algunos placeres auríferos fluviales se habrían explotado de manera intermitente en el sector de Laguna Marta, al menos 40 años atrás.

Recientemente, se ha incrementado el interés en los depósitos de turba en toda la Isla Grande de Chiloé. En la actualidad, al noreste de Castro (sector de Quilquico) y al sur de Chonchi (Iago Tarahuin), existen dos turberas sometidas a explotación de escala artesanal, cuyo producto se destina a sustrato para cultivos de flores y champiñones. Si bien las turberas de mayor importancia en Chile se distribuyen hacia el sur, en las regiones XI y XII (Hauser, 1996), en Chiloé son abundantes hacia la Depresión Intermedia y se albergan en pequeñas depresiones endorreicas favorecidas por la deglaciación holocena y localizadas sobre depósitos glaciales del Pleistoceno. Tres localidades han sido detectadas como potenciales depósitos de turba dentro del área del mapa Quellón-Isla San Pedro, en los sectores de Tuildad, Oqueldán y Guillermina, donde sería posible, además, explotar y comercializar el musgo (*sphagnum*, usado en cultivos de flores, principalmente) que se desarrolla en la parte superficial de estos depósitos.

SÍNTESIS GEOLÓGICA

El Complejo Metamórfico Bahía Mansa, representado parcialmente en el área de Quellón-Isla San Pedro, muestra asociaciones litológicas, condiciones de metamorfismo y estilo de deformación que

señalan un ambiente tectónico tipo prisma de acreción (Duhart *et al.*, 2001). Este, relacionado con subducción activa, habría evolucionado en el margen suroccidental de Gondwana (Hervé, 1988; Duhart *et al.*, 2001). Nuevos antecedentes geocronológicos regionales indican una evolución compleja del denominado 'basamento metamórfico' de Chile, considerado previamente como una sola unidad, y sugieren que fragmentos localizados más al sur, evolucionaron de manera diacrónica (Hervé *et al.*, 1998; Hervé *et al.*, 1999; Hervé y Fanning, 2001; Duhart *et al.*, 2001).

Aunque en el área del mapa no están representadas, rocas volcánicas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, junto con potentes espesores de sedimentos marinos que se depositaron durante el Mioceno temprano-medio afloran al oeste del área de este mapa, en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa (e.g., Estratos de Cucao, Quiroz *et al.*, 2004).

El Pleistoceno está caracterizado en la región por la ocurrencia de, al menos, cuatro sucesivos ciclos glaciales desde el Pleistoceno Medio (ca. 775.000 años AP). En el área del mapa, está representada la última glaciación, denominada Llanquihue (Mercer, 1976). Las facies sedimentarias glaciogénicas que muestran a este ciclo, indican asociaciones representativas de ambientes subglaciales y proglaciales de un sistema de lóbulos o glaciales de piedemonte. Depósitos fluviales y sedimentos litorales y eólicos de los sectores costeros, representan los procesos de sedimentación ocurridos durante el Holoceno.

Durante los últimos 5.000 años AP se ha determinado un alzamiento neto del terreno, tanto en la isla Grande de Chiloé como en sus cercanías (Atwater y Vita-Finzi, 1989; Atwater *et al.*, 1992; Hervé y Ota, 1993; Barrientos *et al.*, 1992). Este se asociaría a rebote isostático ocurrido después del retiro del hielo de la última glaciación pleistocena, sumado a un alzamiento tectónico regional (Bartsch-Winkler y Schmoll, 1993).

AGRADECIMIENTOS

Esta cartografía geológica ha sido ejecutada por la Oficina Técnica Puerto Varas del Servicio Nacional de Geología y Minería y financiada a través de un programa especial sectorial (fondos regulares del SERNAGEOMIN). Los autores agradecen el patrocinio del Gobierno Regional de la Región de Los Lagos. También, el apoyo técnico del Laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería, así como al Proyecto MAP-GAC y al Dr. R. P. Beukens, del Iso Trace Radiocarbon Laboratory, Canadá, por su valiosa colaboración en la datación de muestras por el método ¹⁴C. Se agradece, de manera especial, a E. Godoy, A. Gajardo, P. Cornejo y M. Suárez por la minuciosa revisión del manuscrito y las valiosas sugerencias a la versión original.

REFERENCIAS

- Antinao, J.L.; Duhart, P.; Clayton, J.; Elgueta, S.; McDonough, M. 2000. Área de Ancud-Maullín, Región de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 17, 1 mapa escala 1: 100.000.
- Arenas, M.; Duhart, P. 2003. Geología del Area Castro-Dalcahue. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 79, 31 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Ashworth, A.C.; Hoganson, J.W. 1993. The magnitude and rapidity of the climate change marking the end of the Pleistocene in the mid-latitudes of South America. *Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, No. 101, p. 263-270.
- Atwater, B.F.; Vita-Finzi, C. 1989. Net Late Holocene emergence in the subsidence belt of the giant 1960 earthquake, southern Chile. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, Vol. 70, p. 1330-1331.
- Atwater, B.F.; Jiménez, H.N.; Vita-Finzi, O. 1992. Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south central Chile. *In Neotectonic Aspects of the Evolution of Quaternary Coasts* (Ota, Y.; Nelson, A.R.; Berryman, K.; editors). *Quaternary International, Special Issue*, Vol. 15/16, p. 77-85.
- Barrientos, S.; Plafker, G.; Lorca, E. 1992. Postseismic Coastal Uplift in Southern Chile. *Geophysical Research Letters*, No. 19, p 701-704.
- Bartsch-Winkler, S.; Schmoll, H.R. 1993. Evidence for Late Holocene relative sea-level fall from reconnaissance stratigraphical studies in an area of earthquake-subsided intertidal deposits, Isla Chiloé, southern Chile. *In Tectonic*

- Controls and Signatures in Sedimentary Successions (Frostick, L.E.; Steel, R.J.; editors). *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, No. 20, p. 91-109.
- Benn, D; Evans, D. 1998. Glaciers and Glaciation. *Arnold*, 734 p. New York.
- Clapperton, C.M. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. *Elsevier Science Publishers*, 779 p. Amsterdam.
- Crignola, P.; Ordóñez, A., 2003. Depósitos metalíferos, anomalías geoquímicas, rocas y minerales industriales y recursos energéticos del sector sur de la Región de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie, Recursos Minerales y Energéticos*, No 21, 32 p., 1 mapa escala 1:500.000. Santiago.
- Denton, G.H.; Lowell, T.V.; Heusser, C.J.; Schluchter, C.; Andersen, B.G.; Heusser, L.; Moreno, P.; Marchant, D.R. 1999. Geomorphology, stratigraphy and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the area of the southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, Vol. 81A, No. 2, p. 167-230.
- Duhart, P.; Muñoz J. 2001. K-Ar geochronologic evidence for a Triassic metamorphic event in the main Chiloé island, south-central Chile. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 3, Resúmenes*, Vol. 1, p. 566-599. Pucón.
- Duhart, P.; Lara, L.; Pérez, Y.; Rodríguez, C.; Antinao, J.L.; Clayton, J.; McDonough, M.; Fonseca, E.; Muñoz, J. 1998. Síntesis Geológica, Vol. 2, Tomo I. *In Estudio Geológico-Económico de la X Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería (Inédito), Informe Registrado*, IR-98-15, 6 Vols., 12 Tomos, 27 mapas. Santiago. (*)
- Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martin, M.; Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 2, p. 179-208.
- Gradstein, F.; Ogg, J.; Smith, A.; Bleeker, W.; Lourens, L. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, Vol. 27, No. 2, P. 83-100.
- Hauser, A. 1996. Los depósitos de turba en Chile y sus perspectivas de utilización. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 217-229.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol.11, No. 3, p. 183-188.
- Hervé, F.; Ota, Y. 1993. Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chile, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, p. 15-24.
- Hervé, F.; Fanning, C.M. 2001. Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 1, p. 91-104.
- Hervé, F.; Prior, D.; López, G.; Ramos, V.; Rapalini, A.; Thomson, S.; Lacassie, J.; Fanning, M. 1999. Mesozoic blueschists from Diego de Almagro, Southern Chile. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. 318-321. Río de Janeiro.
- Hervé, F.; Aguirre, L.; Godoy, E.; Massone, H.; Morata, D.; Pankhurst, R.J.; Ramírez, E.; Sepúlveda, V.; Willner, A. 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. *In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10, y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Actas*, Vol. 2, p. 134-137. Buenos Aires.
- Heusser, C.J.; Denton, G.H.; Hauser, A.; Andersen, B.G.; Lowell, T.V. 1995. Quaternary pollen records from the Archipiélago de Chiloé in the context of glaciation and climate. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 1, p. 25-46.
- Heusser, C.J.; Heusser, L.E.; Lowell, T.V. 1999. Paleocology of the southern Chilean Lake District-Isla Grande de Chiloé during middle-late Llanquihue Glaciation and deglaciation. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, Vol. 81A, No. 2, p. 231-284.
- Huffmann, L. A.; Massonne, H. J. 2000. Ancient arc-back-arc and N-MORB volcanics incorporated in the late Palaeozoic/early Mesozoic metamorphic complex of the Coastal Cordillera of Chiloé, southern central Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 738-741. Puerto Varas.
- Kato, T. 1976. The relationship between low grade metamorphism and tectonics in the Coast Range of central Chile. Ph. D. Dissertation (Unpublished), *University of California*, 120 p.
- Kato, T.; Godoy, E. 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the Coastal Range of Chile. *International Geology Review*, Vol. 37, p. 992-1006.
- Lowell, T.V.; Heusser, C.J.; Andersen, B.G.; Moreno, P.L.; Hauser, A.; Heusser, L.E.; Schlüter, C.; Marchant, D.R.; Denton, G.H. 1995. Interhemispheric correlation of late Pleistocene glacial events. *Science*, Vol. 269, p. 1541-1549.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, Vol. 6, p. 125-166.
- Mercer, J.H. 1983. Cenozoic glaciation in the Southern hemisphere. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, Vol. 11, p. 99-132.
- Mordojovich, C.; Álvarez, J. 1977. Morfología de la plataforma continental de Chile del sector Valdivia-Isla Guafo. *Ciencia y Tecnología del Mar*, CONA, Vol. 3, p. 9-22. Santiago.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.; Brook, M.; Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol.1, No. 3, p. 309-316.

- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C. 1999a. Oligocene Early Miocene Coastal Magmatic Belt in South-Central Chile. *In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 4, Resúmenes Expandidos*, p. 527-531. Goettingen.
- Muñoz, J.; Duhart, P.; Huffmann, L.; Massone, H. 1999b. Geologic and Structural Setting of the Chiloé Island, Chile. *In Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas*, Vol. 1, p. 182-184. Salta.
- Quiroz, D.; Duhart, P.; Crignola, P. 2004. Geología del Área Chonchi-Cucao, Región de Los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 86, 31 p., 1 mapa escala 1:100.000.
- Saliot, P. 1969. Etude Géologique dans l'île de Chiloe (Chili). *Bulletin Societe Geologique de France*, Vol. 7, p. 388-399.
- Porter, S.C. 1981. Late Pleistocene glaciation in the southern lake district of Chile. *Quaternary Research*, Vol. 16, p. 263-292.
- Shackleton, N.J.; Opdyke, N.D. 1973. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*, Vol. 3, p. 183-190.
- Shackleton, N.J.; Opdyke, N.D. 1977. Oxygen-isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir*, No. 145, p. 449-464.
- Villagrán, C. 1985. Análisis palinológico de los cambios vegetacionales durante el tardiglacial y postglacial en Chiloé, Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, No. 58, p. 57-69.
- Villagrán, C. 1988. Late Quaternary vegetation of southern Isla Grande de Chiloé, Chile. *Quaternary Research*, Vol. 29, p. 294-306.
- Villagrán, C.; León, A.; Roig, F. 2004. Paleodistribución del alerce y ciprés de las Guaitecas durante períodos interstadiales de la Glaciación Llanquihue: Provincias de Llanquihue y Chiloé, Región de Los Lagos, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 1, p. 133-151.

(*) Documento inédito, disponible en la Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

ANEXOS

I OCURRENCIAS MINERALES

Tabla 1. Ocurrencias de Rocas y Minerales Industriales

II DATACIONES RADIOMÉTRICAS

Tabla 2. Edades ^{14}C

Tabla 3. Datos analíticos y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de este trabajo

ANEXO I

OCURRENCIAS MINERALES

TABLA 1. OCURRENCIAS DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES.

| Nombre | Cuadrángulo | UTM | | Recurso | Ambiente Geológico | Actividad |
|-------------|-------------|-----------|---------|---------|--|-----------------|
| | | N | E | | | |
| Tuildad | Quellón | 5.226.500 | 621.300 | Turba | Depósitos glaciolfluviales del Pleistoceno Superior. | Sin explotación |
| Oqueldón | Quellón | 5.228.700 | 616.500 | Turba | Depósitos glaciolfluviales del Pleistoceno Superior. | Sin explotación |
| Guillermina | Quellón | 5.228.000 | 611.500 | Turba | Depósitos glaciolfluviales del Pleistoceno Superior. | Sin explotación |

ANEXO II

DATACIONES RADIOMÉTRICAS

La datación ^{14}C para este trabajo, se realizó en el Iso Trace Radiocarbon Laboratory Accelerator Mass Spectrometry Facility de la Universidad de Toronto, Canadá, mediante el método radiométrico estándar. Este resultado es el promedio de cuatro análisis separados (alta precisión) que son corregidos por 'natural and sputtering isotope fractionation', usando las razones medidas de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Las edades de las muestras son entregadas como datos radiocarbono convencional sin calibrar en años antes del presente (AP), usando la vida media ^{14}C de Libby, de 8.033 años. Los errores representan un 68,3% de límite de confianza.

Para las muestras de madera, la celulosa es aislada para el análisis. Para el resto de las muestras se usa un pretratamiento ácido/alcalino (AAA).

TABLA 2. EDADES ^{14}C .

| Muestra | Cuadrángulo IGM | Localidad | UTM | | Unidad Geológica | Material | Edad (años AP) | Error (años AP) | Referencia |
|----------|------------------|---------------------------------|-----------|---------|------------------|--|----------------|-----------------|-----------------|
| | | | N | E | | | | | |
| CV-1 | Laguna Chaiguata | 3 km al sur de laguna Chaiguata | 5.220.800 | 585.500 | Plgf1 | Materia orgánica en sedimentos glaciolacustres | 13.100 | 260 | Villagrán, 1988 |
| CV-2 | Laguna Chaiguata | Puerto Carmen | 5.222.600 | 600.500 | Plm1 | Materia orgánica en sedimentos glaciolacustres | 13.040 | 210 | Villagrán, 1988 |
| XI-1159I | Laguna Chaiguata | 4 km al sur del lago Yaldad | 5.231.530 | 589.838 | Plgf1 | Madera en sedimentos glaciolacustres | 32.550 | 300 | Este trabajo |

TABLA 3. DATOS ANALÍTICOS Y EDADES $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ DE ESTE TRABAJO.

| Muestra | UTM | | Unidad Geológica | Material | Edad Integrada | Edad Plateau | n_p/N | $^{39}\text{Ar}\%$ | Edad isócrona inversa | MSWD | $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ |
|---------|-----------|---------|------------------|-----------|----------------|--------------|---------|--------------------|-----------------------|------|---------------------------------|
| | N | E | | | | | | | | | |
| XK-530 | 5.195.700 | 587.904 | CMBM | Muscovita | 211,4±1,4 | | | | | | |
| XK-538 | 5.194.263 | 596.169 | CMBM | Muscovita | 229,6±1,6 | 230,1±1,6 | 7/8 | 98,8 | 229,2±1,1 | 1,2 | 380 |
| XK-539 | 5.192.144 | 595.446 | CMBM | Muscovita | 200,5±1,3 | | | | | | |
| XK-546 | 5.200.750 | 598.000 | CMBM | Muscovita | 186,3±1,3 | 188,0±1,3 | 6/8 | 93 | 187,9±0,6 | 0,71 | 302±11 |

n_p/N : Número de pasos en el plateau/ total número de pasos; $^{39}\text{Ar}\%$: Porcentaje del ^{39}Ar total liberado en el plateau; **MSWD**: 'Mean Square Weighted Deviation' de la isócrona inversa; $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$: Valor del intercepto para la isócrona inversa.

