

INTENDENCIA REGION AISEN

SECRETARÍA REGIONAL DE PLANIFICACION
Y COORDINACION DE LA REGION AISEN

CORPORACION DE FOMENTO
DE LA PRODUCCION

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACION
DE RECURSOS NATURALES

PERSPECTIVAS DE DESARROLLO DE
LOS RECURSOS DE LA REGION AISEN DEL
GENERAL CARLOS IBAÑEZ DEL CAMPO

GEOMORFOLOGIA



INTENDENCIA REGION AISEN

SECRETARIA REGIONAL DE PLANIFICACION
Y COORDINACION DE LA REGION AISEN

CORPORACION DE FOMENTO
DE LA PRODUCCION

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACION
DE RECURSOS NATURALES

PERSPECTIVAS DE DESARROLLO DE LOS RECURSOS DE LA REGION AISEN
DEL GENERAL CARLOS IBAÑEZ DEL CAMPO

GEOMORFOLOGIA

FRANCISCO FERRANDO ACUÑA
MANUEL MUÑOZ LUZA

PUBLICACION 26

SANTIAGO, AGOSTO 1979, COIHAIQUE

INTENDENCIA REGION AISEN -- SERPLAC REGION AISEN -- CORFO -- IREN

Inscripción Nº 50.068 -- SANTIAGO -- CHILE -- 1979

Diseño Gráfico: Gloria Medina C. - Ana Paz Toro A.
Impresos Esparza

Perspectivas de Desarrollo de los Recursos de la Región Aisén

EQUIPO PERMANENTE DEL PROYECTO

JEFE DE PROYECTO	:	Sr. MARIO FAJARDO RUBIO Ingeniero Agrónomo M. Sc.
SUB JEFE DE PROYECTO	:	Sr. GERMAN SILVA ARACENA Geógrafo
CONSULTOR	:	Sr. HERNAN VALENZUELA ROSALES Ingeniero Agrónomo Ingeniero Forestal
JEFE ADMINISTRATIVO DEL PROYECTO	:	Sr. KENNY GONZALEZ MACHUCA Contador

AGRADECIMIENTOS

El Instituto Nacional de Investigación de Recursos Naturales IREN-CORFO, desea expresar sus agradecimientos a las Autoridades y Comunidad Regionales, a los Organismos Públicos y Privados, profesionales, técnicos y expertos, por el permanente apoyo y colaboración recibidos durante la ejecución del Proyecto "Perspectivas de Desarrollo de los Recursos de la Región Aisén", del cual el presente volumen constituye uno de sus estudios temáticos.

Del mismo modo, expresa su reconocimiento a todo el personal de IREN que participó en el análisis, revisión y discusión de la presente investigación.

JEFATURA DE PROYECTO

IREN - XI REGION AISEN

PROLOGO

La XI región Aisén; del General Carlos Ibáñez del Campo ha sido caracterizada, en algunas oportunidades como "una solución de continuidad entre la provincia de Llanquihue y el Territorio de Magallanes". Esta definición refleja un poco la dinámica del desarrollo de esta parte de Chile.

El relieve abrupto, disímil a través de su territorio, el clima fuertemente contrastado durante el año, su escasa densidad poblacional, la transitoriedad de elementos provenientes de otras regiones del país, sus recursos y su intensa explotación, unida a una marcada fragilidad del habitat aisenino, han contribuido poderosamente a mantener este lento desarrollo, a veces estancamiento, frente a la evolución económica, cultural y social experimentada en el resto del país.

Frente a esta realidad, el Supremo Gobierno, a través de sus Autoridades Regionales decidió analizar exhaustivamente la situación de los recursos naturales, humanos, productivos y servicios de apoyo, con el fin de buscar alternativas viables destinadas a conocer, utilizar y, eventualmente, incrementar la base productiva regional.

En este contexto, se encargó al Instituto Nacional de Investigación de Recursos Naturales, IREN-CORFO, el Proyecto "Perspectivas de Desarrollo de los Recursos de la Región Aisén" por medio de un Convenio suscrito con fecha 26 de Agosto de 1977 entre la Intendencia Regional, Corporación de Fomento de la Producción, a través de su Dirección Regional, e IREN-CORFO, siendo la Secretaría Regional de Planificación y Coordinación (SERPLAC - Región Aisén), el organismo encargado de controlar y coordinar, a nivel regional, la ejecución del Proyecto.

El financiamiento de la operación del Proyecto se ha hecho con cargo al Fondo Nacional de Desarrollo Regional (F.N.D.R.) y de IREN-CORFO en lo relativo a infraestructura, servicios y personal profesional especializado.

En atención a lo señalado, el Proyecto "Perspectivas de Desarrollo de los Recursos de la Región Aisén", del cual este volumen es parte, se orienta a la obtención, a nivel regional, de aquellos antecedentes básicos que permitan un conocimiento adecuado de los recursos disponibles, para que, mediante el propio esfuerzo y medios regionales, se logren alternativas que conduzcan a un mejor aprovechamiento del potencial existente, y, en consecuencia, a un mejoramiento de la calidad de vida de sus habitantes e integración efectiva de la Región Aisén con el resto del País.

DELEGADO PROVISORIO
IREN-CORFO

INDICE

	Págs.
GEOMORFOLOGIA REGIONAL	
PREFACIO.....	1
INTRODUCCION.....	2
I.- ANTECEDENTES GENERALES.....	4
A.- Ubicación y Superficie.....	4
B.- Marco Físico Regional.....	5
II.- ANÁLISIS DE LOS GRANDES CONJUNTOS DE RELIEVE.....	6
A.- Sector Insular y/o Archipiélago.....	6
A.1.- Antecedentes Geológicos y Estructurales.....	6
A.2.- Descripción Morfológica.....	7
B.- Depresión Central.....	9
B.1.- Antecedentes Generales.....	9
B.2.- Descripción Morfológica de las Unidades Emergidas.....	9
C.- Cordillera de los Andes.....	10
C.1.- Antecedentes Geológicos y Estructurales.....	10
C.2.- Descripción Morfológica.....	11
D.- Cordones Sub Andinos Orientales.....	21
D.1.- Antecedentes Geológicos y Estructurales.....	22
D.2.- Descripción Morfológica.....	22
E.- Relieves Planiformes Orientales.....	26
E.1.- Relieves Residuales.....	27
E.2.- Planos Depositacionales.....	28
III.- RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	31
A.- Resultados Cuantitativos.....	31
B.- Conclusiones.....	31
IV.- BIBLIOGRAFIA.....	35
V.- MATERIAL CARTOGRAFICO Y FOTOGRAFICO UTILIZADO.....	36
VI.- ANEXOS.....	37

Cartografía

- Geomorfología Escala 1:250.000

GEOMORFOLOGIA DE LOS EJES FLUVIALES PRINCIPALES DE LAS HOYAS HIDROGRAFICAS DE LOS RIOS AISEN Y BAKER.

INTRODUCCION.....	43
I.- GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO SIMPSON.....	45
A.- Antecedentes Geológicos.....	45
A.1.- Unidades Litológicas.....	45
B.- Rasgos Geomorfologicos.....	47
B.1.- Las Geoformas Fluviales.....	47

B.2.- Geofomas Glaciales	48
B.3.- Geofomas Glacifluviales	49
B.4.- Geofomas Coluviales	50
B.5.- Formas Lacustres	50
B.6.- Geofomas Remanentes	51
II.- GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO MAÑIGUALES	52
A.- Antecedentes Geológicos	52
A.1.- Unidades Litológicas	52
B.- Rasgos Geomorfológicos	53
B.1.- Las Geofomas Fluviales	53
B.2.- Formas Coluviales	55
III.- GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO AISEN	56
A.- Antecedentes Geológicos	56
A.1.- Unidades Litológicas	56
B.- Unidades Geomórficas	56
B.1.- Formas Aluviales	56
B.2.- Depósitos Coluviales	58
IV.- GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO BAKER	59
A.- Antecedentes Geológicos	59
A.1.- Unidades Litológicas	59
B.- Unidades Geomórficas	59
B.1.- Las Formas Fluviales	59
B.2.- Geofomas Glaciales	61
B.3.- Geofomas Lacustres	61
B.4.- Formas y Depósitos Coluviales	62
V.- RESULTADOS	63
A.- Cartografía Geomorfológica	63
B.- Procesos Naturales Asociados a las Formas	63
B.1.- Valle del Río Aisén	63
B.2.- Valle del Río Simpson	64
B.3.- Valle del Río Mañiguales	66
B.4.- Valle del Río Baker	67
C.- Conclusiones y Recomendaciones	67
VI.- BIBLIOGRAFIA	69

— Cartografía a Escala 1:50.000

- Geomorfología Valle del Río Aisén.
- Geomorfología Valle del Río Simpson Inferior.
- Geomorfología Valle del Río Simpson Medio.
- Geomorfología Valle del Río Mañiguales Curso Inferior Medio.
- Geomorfología Valle del Río Baker Curso Superior-Medio.

GEOMORFOLOGIA REGIONAL

Francisco Ferrando A.
Geógrafo

PREFACIO

Una de las principales acciones, a que está encaminado el reconocimiento de los recursos naturales de una región, y su potencialidad natural, es el tendiente a proporcionar una visión acabada al planificador, a fin de servir como elemento básico en la implementación de adecuados programas de desarrollo regional, con el objetivo último de incorporar real y eficientemente nuevas áreas al ecúmene nacional.

Es por lo tanto, un pre-requisito esencial a los planes de desarrollo, el conocimiento cabal de la dotación de recursos naturales de una región, las posibilidades de desarrollo potencial, y la diferencia entre éstas y su respuesta actual frente a las acciones del hombre.

Esta diferencia es motivada, fundamentalmente, por la ausencia de técnicas adecuadas a las condicionantes físicas, hecho éste que obstaculiza el aprovechamiento de los recursos como tales, o el nivel de rendimiento, frenando con ello las expectativas de desarrollo.

INTRODUCCION

Como parte del programa regional de "Perspectivas de Desarrollo de los Recursos de la Región Aisén", el estudio Geomorfológico considera la elaboración de dos niveles de información. El primero, constituye un reconocimiento general de la Región, con distinción de unidades morfológicas mayores. Estas son descritas y caracterizadas desde el punto de vista geomorfológico, considerando para ello antecedentes geológicos, y analizados en su morfodinámica genética y evolutiva actual, manejando los sistemas de erosión tanto pasados como presentes.

De este modo cada unidad mayor aparece definida por sus caracteres topográficos, morfología y morfodinámica.

El segundo nivel de información, referido a algunos tramos de los valles de los ríos principales, tiene un carácter semidetallado. En éste se entregan antecedentes de tipo sedimentológico, genético y dinámico de las diferentes formas reconocidas, junto a la influencia de los relieves que circunscriben dichos valles en los procesos formativos y modificatorios de dichas formas.

Esta información entrega a los demás estudios una síntesis de las características del marco geográfico físico y su dinámica natural, a fin de que dicha realidad sea valorada en su justa medida frente a situaciones de tipo multidisciplinario, tanto en la explicación de los problemas inherentes a otras ciencias aplicadas, como en la implementación de programas de acción, manejo, conservación, etc., y proyectos de obras específicos.

Estos aportes de la geomorfología, fundamentalmente en un medio de alta dinámica e inestabilidad de las formas, con los consiguientes riesgos y trastornos para el desarrollo de actividades económicas, justifican perfectamente la realización y prosecución de este tipo de investigaciones.

Las dificultades que la región de Aisén presenta para llevar a cabo estos estudios, derivan de su condición de zona de colonización reciente y localizada, y de las características de su geografía y clima. Estas razones, unidas a las dificultades de acceso, son la consecuencia de que exista gran carencia de información sobre ésta y otras materias.

La elaboración de este informe y la cartografía correspondiente debió salvar este vacío mediante reconocimiento de terreno a nivel general y foteointerpretación de imágenes a escala detallada, obteniendo la visión de conjunto por medio de imágenes de satélite a escala mediana.

La base cartográfica es insuficiente, no en escala (1:250.000) para cartas regionales, sino en calidad y exactitud, por lo que su uso en las campañas de terreno presentó serias dificultades en cuanto a ubicación de fenómenos naturales y unidades morfológicas, hecho que debió ser corregido con la información proporcionada por las fotografías aéreas.

Finalmente se debe señalar que esta Región del país, localizada en una zona de fiordos y canales, presenta en su superficie cambios y transiciones notables, principalmente en el sentido este-oeste, ya que se trasciende desde una morfología profundamente disectada y afectada por tectónica de hundimiento, al oeste, a través de altas cordilleras englaciadas, hacia relieves bajos, amplios y de topografía suave al este, transición que se hace más marcada aún por los cambios de clima y de vegetación.

Se señala como la impronta morfológica, heredada de la acción de los hielos

cuaternarios sobre las formaciones rocosas y sedimentos pre-existentes, constituye en la actualidad el rasgo más sobresaliente del paisaje regional, a la vez que condiciona y/o dificulta enormemente las comunicaciones y el asentamiento humano. Sin embargo, y paralelo a lo anterior, los paisajes y bellezas naturales hacen de esta Región un centro turístico potencial de grandes proyecciones. Notoria es, en la actualidad, la falta de infraestructura y equipamiento acorde a lo expuesto.

En este sentido, se deja en claro cómo lo abrupto de los relieves, en la franja central y occidental de la Región, junto a las características climáticas y los agentes de erosión actuales, dificultan aún más la ejecución de obras de infraestructura ya que, esta conjunción de factores, otorga un alto índice de inestabilidad al medio.

Es así, como se observa en forma periódica el corte de puentes y caminos, causados por avenidas, derrumbes y/o deslizamientos. Junto a ello, los sedimentos drenados por los ríos van rellenando lentamente las cabeceras de los fiordos, produciendo cambios en las funciones de núcleos urbanos, otrora litorales, como ha sido el caso de Puerto Aisén.

I.- ANTECEDENTES GENERALES

A.- UBICACION Y SUPERFICIE

La XI región se enmarca, dentro de una concepción de regiones naturales del país, en la región de los Canales, la cual tiene por límite norte los 43° 30' lat. S., es decir, la latitud aproximada de Palena e Isla Guafo. Esta Región natural termina con los últimos conjuntos de islas del extremo austral del Continente Sudamericano, representados por las Islas Diego Ramírez.

La región de Aisén, coincide en su límite administrativo norte con dicha región natural, a diferencia de su límite sur, el cual oscila alrededor del paralelo 49° lat. S.

En su desarrollo longitudinal, esta Región presenta un eje central de orientación NNE-SSO. Su límite oriental es sinuoso, debido en parte al sistema hidrográfico y por otra parte, a acuerdos de división de hoyas actualmente internacionales, pero que drenan sus aguas hacia el océano Pacífico. El punto más oriental de la Región lo constituye la Aduana Apeleg (71° 6' 0" long. oeste en el nacimiento del estero Los Patos, tributario del río Cisnes.

Por su parte, el desmembrado litoral posee su punto continental más occidental en Cabo Raper (75° 41' 50" long. O. en la península de Taitao.

La región de Aisén posee una superficie total de 108.000,62 km² (1), la cual se encuentra dividida en tres provincias, de N. a S.:

Provincia de Aisén	= 40.909,68 km ²
Provincia Gral. Carrera	= 29.374,70 km ²
Provincia Capitán Prat	= 37.716,24 km ²

Estas superficies, desde el punto de vista político-administrativo, necesariamente deben ser complementadas con hechos de carácter físico de importancia regional como son:

a) Superficie Area Insular o Archipelágica = 19.568,32 km².
(Base Planimétrica: Carta 1:250.000 IGM-CHILE).
(Detalle ver Anexo I).

b) Superficie de Lagos y Lagunas = 3.665,60 km².
(Detalle ver Anexo II).

c) Campos de Hielo: (Superficie determinada en base a imágenes LANDSAT. 1975-76).

- Campos de Hielo Norte o del Monte San Valentín = 4.705 km²
- Campos de Hielo Sur o del Dr. Juan Brüggen = 3.530 km²
(Area correspondiente a la XI región).

A estos campos de glaciares habría que sumar la superficie de un gran número de cuerpos menores de hielo, entre los que destacan los de:

- Cerro Overo - Cerro Alto Nevado
- Volcán Melimoyu
- Volcán Mentolat
- Volcán Macá.

(1) Fuente: *Planimetría IREN de CARTAS 1:250.000 IGM-CHILE*

- Volcán Cay
- Volcán Hudson (Ventisquero Huemules)
- Ventisquero Erasmo
- Nevado de Los Mogotes
- Cerro Blanco
- Cerro Gorra de Nieve
- Cerro Tres Frailes

Todos estos centros gélidos y otros de menor importancia, permiten aproximar esta cifra a 9.000 km² de superficie cubiertas de hielo en la Región.

Vienen a sumarse a esta cifra, las áreas sometidas a nevazones en forma constante y, las superficies ubicadas por sobre la isoterma de 0° C o sometidas al sistema de erosión periglacial, lo que permite considerar que un porcentaje importante de la Región de Aisén carece de potencialidad agrícola, ganadera o forestal, restando sólo la minera y la turística.

B. - MARCO FISICO REGIONAL

En esta Región es posible distinguir cinco grandes conjuntos de relieves, alineados groseramente en franjas de orientación NNE-SSO al norte del golfo de Penas y N-S a NNO-SSE al sur de dicho Golfo.

Estos conjuntos orográficos mayores corresponden a:

- Sector Insular y Archipiélago
- Depresión Central (2)
- Cordillera Andina y Campos de Hielo
- Cordones Subandinos Orientales
- Relieves Planiformes Orientales

La impronta morfológica regional corresponde, en un 90 o/o, a la marca de la erosión por el hielo, desde inicios del Pleistoceno, proceso que aún persiste en amplios sectores de la Región.

Lo abrupto del modelado glacial se halla en parte sumergido al O. de la cordillera de Los Andes, restando sólo la parte superior de estos relieves en forma de islas, con evidentes huellas del paso de los hielos por su superficie. Este modelado emerge en toda su magnificencia en la cordillera Andina, para irse suavizando lentamente a medida que se trasciende hacia los relieves esteparios, constituídos por amplios planos depositacionales, en los que sobresalen algunos relieves residuales.

La gran cantidad de lagos y lagunas que se concentran, principalmente, en el sector subandino oriental y en la pampa, son también el resultado de la erosión glacial y depósitos de sedimentos generados como culminación del proceso.

(2) Estructuralmente corresponde a la continuación de la Depresión Intermedia de Chile Central, pero posee carácter morfológico diferente, encontrándose en su mayor parte bajo el nivel del mar.

II.— ANALISIS DE LOS GRANDES CONJUNTOS DE RELIEVE

Se describen y analizan a continuación, las unidades físicas mayores de la Región, señaladas en el Cap. I.B., considerando para ello antecedentes de tipo geológico y estructural, así como el origen y naturaleza de formas y depósitos, a la vez que su respuesta actual a los agentes erosivos, incorporando para ello variables climáticas, hidrológicas y vegetacionales.

El manejo de estas variables, en su real magnitud conjuntamente con la naturaleza litológica y la génesis y dinámica de las formas y sedimentos, proveerá de los criterios adecuados para considerar, las diferentes unidades morfológicas en su capacidad real de respuesta, frente al uso que de ellas pretendan hacer los diferentes programas de acción a implementarse en el futuro.

A.— SECTOR INSULAR Y/O ARCHIPIELAGICO

A.1.— Antecedentes Geológicos y Estructurales

a) Litología

Esta unidad comienza, en su extremo N., con el golfo Corcovado ($43^{\circ}45'S$) el cual está constituido, principalmente por rocas del basamento metamórfico compuesto de filitas, metacherts, esquistos nodulares y esquistos verdes (F. Herve et al, 1976).

Esta litología es similar a la Formación King (H. Miller, 1975), del archipiélago de los Chonos (F. Herve et al, 1976). En la porción suroriental del archipiélago aflora un complejo de brechas volcánicas dacíticas y pórfidos tonalíticos y granodioríticos, intruyendo el basamento.

Dichas brechas presentan un aspecto masivo y están alteradas hidrotermalmente. (F. Herve et al, 1976).

Al sur del archipiélago de Los Chonos, entre los 45° y 46° lat. S., Skarmeta (1976) indica una composición similar a la de las islas y archipiélagos más al N., con un predominio de esquistos y filitas hacia el oeste, de edad Paleozoico superior, y del complejo granítico patagónico (granitos y granodioritas) hacia el E., de edad Jurásico-Cretácica.

Señala, además, la presencia, en el extremo S. de la isla Luz y ribera N. del canal Vicuña, de afloramientos de volcanitas verdes vesiculares, con intercalaciones de areniscas medias, de hasta 10 cm. de espesor. Las brechas y tobas volcánicas tienen clastos de la misma composición, redondeados a subangulosos en una matriz andesítica.

Asimismo, indica, en la parte occidental de la isla Traiguén, el afloramiento de una serie de andesitas tobáceas grises y verdosas, con intercalaciones de lutitas negras y areniscas feldespáticas verdes y grises con estratificación gradada (J. Skarmeta, 1976).

Las rocas volcánicas a que se hace referencia fueron observadas también en la isla Casma, correspondiendo principalmente a brechas.

Al S. del paralelo 46° lat. S., los antecedentes son escasos. La Carta-geológica de Chile (IIG-1968) indica para la península de Taitao la presencia de rocas metamórficas (esquistos, filitas y pizarras), de edad Paleozoica y/o Precámbrica, las cuales han sido afectadas por intrusivos graníticos de edad Cretácica, y de mayor volumen a los observados por F. Herve et al (1976) y J. Skarmeta

(1976) al norte del paralelo indicado. Se aprecia, además, la existencia de depósitos pleistocénicos en el sector oriental de la península.

Al S. del golfo de Penas, las rocas graníticas cretácicas ocupan prácticamente todo el sector ubicado al oriente del canal Fallos, con la sola excepción de pequeños sectores metamórficos en la mitad oriental de la isla Prat, y en ambos costados de la salida del canal Caldeleugh al canal Messier.

Al oeste del canal Fallos, la litología cambia a rocas metamórficas (pizarras y cuarcitas) de edad Carbonífero - Pérmico, las que aparecen junto a calizas, lutitas; areniscas y conglomerados fosilíferos (IIG-1968).

b) Estructura

El rol de la tectónica, en esta unidad insular, es de gran importancia para la cabal comprensión del intrincado desmembramiento que afecta a esta porción del territorio de la Región.

Al N. del golfo de Penas y O. del canal Moraleda, es posible distinguir varios sistemas de fallas, entrecruzados entre sí, los cuales no sólo controlan las direcciones de los canales y fiordos, sino también el trazado de valles y cuencas lacustres intrainsulares.

Entre los sistemas principales, se encuentra uno de orientación NO-SE y otro ENE-OSO. El primero rige en parte, la costa SO de isla Guaiteca, la costa NE de islas Level e Izaza, la costa SO de islas Tahuenahuec, parte del canal Pérez sur, canal Utarupa, fiordo Walker, fiordo Puelma al O. de los 74° 20' long. O., brazos norte, sur-oriental, nor-poniente y sur del lago Presidente Ríos, y la laguna Blanca.

El segundo sistema (ENE-OSO), controla las costas NO y SE de la isla Goycolea, las costas NO de las islas Chaffers y Concoto, la costa NO de islas Gertrudis, el canal Goñi y parte del canal Byron, parte del canal Ninualac, el seno Cornish y su prolongación en la costa NO de la península de Taitao, así como los fiordos Verdugo, Silva, Vidal, Albano y Puelma, al E. de los 74° 20' long. O., y los brazos Desagüe y Oriental del lago Presidente Ríos.

Al S. del golfo de Penas, el control tectónico tiende a acercarse a un trazado más meridiano, predominando los sistemas: uno NNO-SSE y otro NNE-SSO. El primero controla los rasgos mayores del conjunto, como son los canales Messier y Fallos, principalmente, a diferencia del segundo el cual controla la mayoría de los fiordos y canales que fragmentan la isla Campana, la isla Prat, la isla Patricio Lynch y la isla Cabrales, así como el canal estrecho del Castillo y el canal estrecho Albatros.

Un tercer sistema que predomina al E. del canal Messier, de orientación NO-SE, controla parte del fiordo Pulpo, fiordo González, fiordo Arancibia, costa NE de isla Van Der Maulen, isla y estrecho Caldeleugh y fiordo Bernardo. Este sistema rige también los fiordos y canales que recorren la isla Juan Stuyen, al S. del archipiélago Guayeco.

(Nombres tomados de Carta 1:500.000 IGM-Chile. 1972).

A.2.- Descripción Morfológica

Sobre esta base litológica y estructural, y desde comienzo del pleistoceno, la afluencia desde la alta cordillera oriental de grandes masas de hielo, previstas en sus bordes, fondo y superficie de gujarros heterométricos, dió inicio a una serie de etapas de erosión que varían de laminar o arrasamiento superficial la más antigua, a digital o lineal, la más reciente.

Reconociendo, por lo menos, la existencia de tres períodos glaciales, corresponde al primero de ellos el labrado y pulido de toda la superficie rocosa que constituye el 100 o/o de la unidad. El resultado de este proceso se observa en la actualidad en las partes centrales y altas de los conjuntos insulares, constituyendo aproximadamente el 80 o/o de la superficie total.

Morfológicamente, el resultado corresponde a una superficie de roca desnuda de sedimentos, con topografía suave a ondulada y provista de rocas aborregadas, estrías, acanaladuras y pulido glacial. Todos los materiales extraídos por el hielo, en su fase por sobre esta superficie, deben encontrarse bajo el nivel del mar, sobre la plataforma continental, al O. del conjunto de islas y archipiélagos.

Si bien, como parece, la primera glaciación debido a su carácter y potencia, hace caso omiso de las líneas de debilidad estructural, es durante una segunda glaciación, ya de tipo más concentrado, que éstas cobran importancia morfológica. Por sobre la superficie de erosión glacial, resultado de la glaciación anterior, grandes lenguas de hielo aprovechan estas líneas de debilidad de las rocas para iniciar el excavamiento de valles glaciales, de abruptas paredes, generando un alto grado de desmembramiento. Estos cuerpos de hielo, en parte provenientes del E. y otros formados en las partes altas del propio conjunto, actualmente insular, extraen grandes cantidades de sedimentos, los que trasladan en sus frentes, bordes, fondo, superficies e internamente. Estos sedimentos se encontrarían también sobre la plataforma continental y habrían sido depositados en el período en que el mar se hallaba más bajo que el nivel actual.

El resultado morfológico se traduce en una densa red de canales y fiordos de fuertes pendientes que recortan la superficie de erosión glacial antigua, junto a la carencia de sedimentos.

La última glaciación, cuyos cuerpos de hielo son generados directamente en las partes altas de esta unidad, refuerzan el carácter desmembrado de las nacientes islas y archipiélagos con el modelado de valles y circos glaciales. Es, a esta última glaciación, que se debe la presencia de los escasos sedimentos de este origen que se aprecian en algunas islas.

Propio del perfil de estos valles glaciales es la presencia de cuencas alargadas, en las que posteriormente se han formado lagos.

Con el término de las glaciaciones y la transición y advenimiento del clima actual, esta morfología se ve retocada, en el detalle, por la generación de una red de drenaje que da origen a escasos depósitos fluviales. Paralelamente, en sus desembocaduras se observan algunos conos de deyección de dimensiones reducidas y áreas cenagosas o pantanosas.

Hacia la parte superior de los valles, en las laderas es posible observar, en contadas ocasiones, la existencia de algunos corredores de derrubios y conos coluviales, y en menor proporción algunos deslizamientos.

En síntesis, constituye una unidad muy desmembrada por la erosión glacial, cuya superficie está compuesta casi totalmente por rocas pulidas por el hielo carente de meteorización o alteración, y de depósitos sedimentarios pleistocénicos de importancia, y en la que el bosque se desarrolla en condiciones particularmente severas, preferentemente en las abruptas laderas y fondos de los valles y en el borde insular.

Escapan a este esquema las islas Ipún y Guamblin principalmente, cuyo sustrato rocoso corresponde a sedimentos terciarios, y cuya evolución morfológica aparece conectada más a procesos fluviales y pluviales que glaciales, presentando valles de laderas suaves y costa interior con sedimentos aterrizados, probablemente de arena y rodados.

B.— DEPRESION CENTRAL

B.1.— Antecedentes Generales

Brüggen (1950) refiriéndose a la depresión Central (o valle Longitudinal como se le llamaba entonces), señala que “los cerros más altos del oeste” de la que hemos llamado Unidad Archipelágica, “constituye la continuación de la cordillera de la Costa y la parte oriental más baja, corresponde al valle longitudinal, al cual pertenece también el ancho canal Moraleda”. (p. 207).

Refiérese, además, a la no claridad de este límite hacia el S. por las ramificaciones y el estrechamiento del canal Moraleda, apareciendo islas en la parte central con alturas considerables (isla Traiguén).

Respecto del límite oriental de esta unidad, Brüggen (1950), observa que éste es mucho más claro y estaría constituido por una gran falla que “forma el pie occidental de la cordillera de Los Andes”, la cual se continúa en la costa del golfo de Penas. Concluye por señalar que “sólo en la región del istmo de Ofqui”... “tenemos otra vez un gran valle longitudinal cuyo ancho es superior a 25 kms....”

Borgel (1965) retoma las ideas de Brüggen (1950), y señala que “dentro de este llano central hundido sobresalen algunos relieves positivos, representados por islas de baja altura, entre las que destacamos: isla Leucayec, en el extremo S.E. del grupo de las Guaytecas; Traiguén, al S. del canal de Moraleda”. Concuerda, además, con Brüggen (1950) respecto de que sólo subsisten rasgos del “llano central” en el extremo suroriental de la península de Taitao, al E. del lago Presidente Ríos”. Por último, Borgel (1965) hace referencia al hipotético carácter insular de la península de Taitao y al hecho que el puente que la une al continente, en forma superficial, estaría constituido por material lávico originado en el cerro San Valentín.

A estos antecedentes se suma la hipótesis planteada por E. Pérez D. y L. Aguirre L. (1969), referente a la correspondencia entre la existencia de la depresión Central y la presencia de volcanismo cuaternario Andino, hecho que parece ratificar la existencia de una depresión Central en la Región, considerando la ocurrencia de una cadena de volcanes en el borde occidental de la cordillera Andina, como son, de N. a S., los volcanes Melimoyu, Mentolat, Macá, Cay, Hudson y probablemente, según Borgel (1965), San Valentín (3), junto a otros centros de menor importancia.

Si bien lo expuesto aboga en favor de la presencia de la depresión Central en la región de Aisén, hasta el golfo de Penas, no cabe duda que aún se requiere de investigaciones más precisas al respecto.

B.2.— Descripción Morfológica de las Unidades Emergidas

De acuerdo con lo señalado por los autores citados en el punto anterior, corresponde a los sectores insulares la misma descripción que a la unidad insular y archipelágica, presentando sólo mayor atención al sector de sedimentos cuaternarios desarrollados en los alrededores de la laguna San Rafael, y hasta la costa nororiental del golfo San Esteban.

A partir de punta Elefantes hacia el SSO, el monótono paisaje rocoso que cons-

(3) L. Lliboutry 1956, señala que el San Valentín es una intrusión granítica y, por lo tanto, no un volcán, como da a entender Borgel, 1965. Sobre el tema se vuelve a reflexionar en el sub-capítulo de Volcanismo de la cordillera de Los Andes.

tituye las costas del golfo Elefantes cambia su impronta con la presencia de una serie de sedimentos glaciales y fluvio-glaciales los que, generados por los glaciares Reichert-Gualas, San Rafael y San Quintín, otorgan a la morfología un paisaje de colinas alargadas, insulares o no, y planos depositacionales ligeramente inclinados al O.

El calibre de los glaciares mencionados, durante la última glaciación, aumenta con la latitud, hecho del que resultan las relativamente reducidas dimensiones del arco morrénico del más septentrional de ellos. (Reichert-Gualas), el cual se desarrolla entre punta Elefantes y punta Leopardo, circunscribiendo un semicírculo convexo hacia el O.

A diferencia de éste, los depósitos del glaciar San Rafael comprenden un bien desarrollado arco morrénico que alcanza anchos cercanos a los 1.000 a 1.200 mts. y una altura entre 40 y 50 m.s.n.m. El conjunto de lomajes que constituye este depósito morrénico presenta sus mayores alturas en el borde de la laguna, a partir de las cuales descienden suavemente hacia el exterior, engranando lateralmente con depósitos fluvio-glaciales finos, de poco desarrollo.

Por último, el ventisquero San Quintín presenta un arco morrénico muy cercano de su frente actual, el cual aparece disectado por varios cursos fluviales. Hacia el N.O., O. y S.O. de este depósito se extiende una amplia planicie fluvio-glacial, surcada por numerosos cursos de agua fuertemente anastomozados, que recorren esta semi-inundada planicie en dirección del río San Tadeo, donde se observan remanentes de un cordón morrénico más antiguo, y de la costa del golfo San Esteban.

Brüggen (1950) describe los depósitos glaciales como una "arcilla de bloques", indicando con esto una matriz arcillosa en la que se encuentran incluidos numerosos fragmentos que van de gravillas y gravas hasta bloques que superan el metro de diámetro. Indica además la presencia de bloques erráticos en la superficie de las lomas, algunos de los cuales habrían rodado hacia el pie interior del arco morrénico, debido a la "destrucción de la costa por las olas".

Por su parte, los sedimentos fluvio-glaciales aparecen como una alternancia de capas finas, unas arcillosas y otras arenosas finas, depósito que presenta, a veces mezclas irregulares con arcillas arenosas y arenas, además de la inclusión de bloques, como resultado del derretimiento de témpanos que los transportaban en su interior. (Brüggen, 1950).

C.— CORDILLERA DE LOS ANDES

Se reseñan a continuación los caracteres geológicos y estructurales de esta gran unidad, para luego, sobre esta base, describir y analizar la realidad geomorfológica y morfodinámica de la misma.

C.1.— Antecedentes Geológicos y Estructurales

a) Litología

El macizo montañoso andino está constituido fundamentalmente por rocas del complejo granítico, compuesto por tonalitas y granodioritas principalmente, situación que se mantiene hasta la latitud del lago General Carrera, a partir del cual estas rocas aparecen en contacto hacia el oriente con rocas metamórficas Paleozoicas (Devónicas) del tipo esquistos, pizarras y filitas.

Las edades del complejo granítico están en relación con la ocurrencia de tres ciclos intrusivos, datados como Jurásico, Cretácico y Terciario. Las rocas más

antiguas de este complejo se localizan hacia el oeste, y las más recientes componen la margen oriental del edificio andino.

Sólo en restringidos sectores, se presentan secuencias estratificadas de rocas volcánicas y sedimentarias continentales de edad Cretácica, como por ejemplo en las márgenes del canal Puyuhuapi y seno Ventisquero.

Por último, el complejo granítico aparece localmente cubierto por rocas extrusivas (volcánicas) de edad Pleistocena, tales como andesitas y basaltos.

b) Estructura

El complejo granítico del batolito andino, así como el conjunto de rocas metamórficas, se encuentran afectados por una serie de sistemas de fallas y fracturas, tanto de carácter regional como local.

El principal sistema, al N. del monte San Valentín, posee una orientación general SO-NE, y controla una gran cantidad de fiordos, canales, cuencas lacustres y valles. Por ejemplo, rige el trazado del canal Puyuhuapi, el extremo occidental de fiordo Aisén, el fiordo Quitralco, el estuario Francisco y su prolongación en el curso superior del río Huemules, siguiendo en el lago Riesco, curso inferior del río Blanco y río Mañiguales, hasta la localidad del mismo nombre.

Este sistema controla, también, el trazado de algunos canales y fiordos al SO del campo de Hielos norte, como son: el fiordo Benito, el fiordo Eloísa, el fiordo Nicolás, el canal Sierralta, canal Somerset, fiordo Rowley y el estrecho Farquhar.

Otros sistemas de menor importancia y carácter local, tienen orientaciones ONO-ESE a NO-SE. Estos afectan, por ejemplo, el canal Yacaf, el seno Magdalena, el seno Canalad, la mitad oriental del fiordo Aisén, el valle del río Exploradores, etc.

Por otra parte; en el sector del Campo de Hielos Norte y hacia el S. tiende a predominar un sistema de grandes fallas de orientación NNO-SSE, acompañado de sistemas menores, de orientación E-O y N-S, aproximadamente.

En este sentido, se puede concluir un cambio en la orientación de las fuerzas geodinámicas internas (tectónica) revelado por el diferente trazado de los sistemas de fallas principales a partir de los $46^{\circ}30'$ lat. S., predominando los megalineamientos NE-SO al norte, y los NO-SE al sur.

C.2.— Descripción Morfológica

a) Morfogénesis y Formas de Relieves Principales

Es irredargüible el papel que, con el inicio del Pleistoceno, les cupo a los hielos en la morfogénesis regional. Por casi dos millones de años, grandes masas de hielo se generaron en los sectores más altos y avanzaron hacia las áreas periféricas alcanzando, en sus comienzos, tanto al mar como la pampa patagónica. Estos movimientos de avance y retroceso de los hielos, de los cuales se reconocen 3 a 4, fueron perdiendo fuerza paulatinamente, como si se tratara de una sola gran glaciación, con un avance máximo y un retroceso ritmado por avances parciales. Estas fases de retroceso o interglaciales correspondieron a períodos de atemperamiento del clima que, para la región de Aisén significaban, al parecer

el paso de un clima glacial a climas templado-fríos y lluviosos.

Como resultado de toda esta dinámica es que observamos en la actualidad una impronta predominantemente glacial en el paisaje, en la morfología.

El área Andina, sensu strictu, cumplió el papel de proveedora de sedimentos, los que fueron transportados por las lenguas de los glaciares y, posteriormente, por los ríos, hacia las áreas bajas, e inclusive sobre la plataforma continental, bajo el nivel del mar.

La extracción de esta gran cantidad de sedimentos, por acción de los sistemas de erosión glacial, periglacial y pluvio-fluvial, condujo al rebajamiento de la topografía original, tanto en forma a real como lineal.

El resultado de todos estos procesos es una topografía abrupta y quebrada, con grandes desniveles salvados por estrechas gargantas o por cascadas, y una gran escasez de planos depositacionales amplios intermontanos.

Las principales formas de relieve que se pueden reconocer en el marco andino corresponden a:

a.1) Partes altas de los cordones montañosos

Estos sectores se caracterizan por poseer una superficie fundamentalmente regolítica, con frecuentes afloramientos de la roca en superficie, y por carecer de vegetación, todo ello como resultado de encontrarse por sobre la isoterma de 0° C durante todo el año, ámbito en el cual actúan el sistema periglacial y sus particulares procesos, tales como gelifracción y soliflucción.

Como resultado de ello, la relación roca-manto de derrubios cambia constantemente en detrimento de la primera, al igual que la topografía sufre modificaciones, debido a deslizamientos o remoción de masas de detritos por las laderas, al producirse el derretimiento de las nieves durante primavera y verano. Esta unidad varía sus dimensiones y pendientes según se trate de nudos o macizos montañosos, de superficies somitales amplias, o de cordones dipluviales poco ramificados. En los primeros se observan topografías alomadas (onduladas) de pendientes generalmente suaves, y en ella se organizan pequeños valles fluviales elementales, producto del derretimiento de las nieves. Por su parte, los segundos presentan cumbres rocosas escarpadas, a partir de las cuales se desprenden laderas de fuerte pendiente con mayor dinámica de deslizamientos o remosiones de masas de detritos (soliflucción).

En todas estas áreas, correspondientes a las partes más altas de la cadena Andina no cubiertas por hielo, se encuentran albergados gran número de circos glaciales, especie de anfiteatros rodeados por farallones rocosos, los cuales constituyeron en el pasado el punto de acumulación de precipitaciones sólidas, nieve granizos, cuya dinámica posterior contribuyó a conformarlos. A partir de ellos se formaron los cuerpos glaciarios cuyas lenguas de hielo trascendieron y avanzaron a sectores más bajos y más temperados.

a.2) Red de formas de dirección lineal

Esta segunda unidad areal del marco andino, es el resultado del avance de las lenguas de hielo. El hielo es una masa plástica que armada de clastos y detritos, es capaz de avanzar lentamente por empuje desde su parte superior, aún a contrapendiente en tramos cortos, erosionando con dichos materiales el sustrato

por el que se desplaza. Lógicamente erosionará más fácilmente en las líneas de debilidad tectónica (fallas, fracturas, redes de diaclasas, etc.).

Así enormes y profundos valles fueron tallados, en la roca preexistente, la cual quedó pulida en su superficie, además de rallada (estrías y acanaladuras) por los fragmentos de mayor tamaño arrastrados por la lengua glacial.

Estos valles, cuyas paredes constituyen verdaderos farallones sólo suavizados por la presencia de conos coluviales y escombros de falda en su parte inferior, conservan aún, bajo el manto vegetal, esta impronta superficial dejada por el paso del hielo.

La superficie de la roca, debido al tipo de clima imperante en el marco andino, aparece prácticamente inalterada, (no meteorizada), dando como resultado un muy escaso regolito y ausencia de suelo, el que sólo se presenta con relación a una cubierta cinerítica y al aporte de materia orgánica por la vegetación in situ.

Bajo las masas boscosas, la materia vegetal alcanza fuertes espesores (1 m o más), pero las raíces de los árboles bajo este manto, se hallan introducidas en las grietas de las rocas. Este hecho, debido al aumento de presión sobre las rocas encajonadoras por crecimiento de las raíces explica, junto a otros factores, la frecuencia de los desprendimientos de importantes cantidades de rocas de las laderas o paredes de valles, los que arrastran el bosque consigo.

Se suma a ello el efecto del bosque sobre la lluvia, haciendo aumentar la productividad de ella al dejarla caer en forma amortiguada, aumentando con ello el embebimiento del sustrato, así como su peso mismo.

Todo esto conduce a pensar que el bosque, en esta morfología abrupta y bajo este clima, posee una utilidad protectora cuestionable, ya que coadyuvaría en parte a los deslizamientos de masas, tanto directa como indirectamente.

b) Campos de Hielo

Respecto a estos conjuntos gélidos de magnitud mayor, se efectúa una descripción de sus características morfológicas en base a sistemas de teledetección multiespectral, para posteriormente presentar algunos alcances sobre la influencia de su presencia en el medio físico.

b.1) Descripción morfológica

El análisis de las imágenes del satélite Landsat del sector de los campos de hielo, mediante un Visor Multiespectral, muestra claramente que en el interior del campo de hielo norte, no es posible delimitar las cuencas de alimentación particulares para cada lengua glacial efluente. Por otra parte, se observa una clara diferencia tanto al N. como al S. del paralelo 47° S.

La mitad boreal aparece como un casquete o pequeño inlandsis rodeado de cadenas montañosas, por cuyos puntos más bajos o portezuelos efluyen, hacia todas direcciones, lenguas de hielo de diverso calibre. En su interior no se observan, salvo pequeñas excepciones, cordones montañosos o nunataks.

A diferencia, la mitad austral presenta un gran cordón montañoso central, con algunos ramales o estribaciones, pudiéndose diferenciar y separar alrededor de 3 ó 4 cuencas de alimentación principales, las que dan nacimientos a varias lenguas de hielo, muchas de las cuales confluyen al abandonar el marco del

campo de hielo, razón por la cual se aprecian numerosas morrenas centrales supraglaciales.

Los cordones de montañas, borderos o marginales en la parte norte y centrales en la parte sur, aparecen ligeramente carentes de hielo en sus crestas o filos de altas cumbres.

Por último, la presencia de materiales morrénicos en las lenguas glaciales es ínfima en aquellas que efluyen hacia el Pacífico, a diferencia de aquellas que drenan tanto al N. y al S. como al este.

El campo de Hielo sur, por su parte, presenta también varios compartimientos tipo casquete de hielo, inscritos en marcos montañosos, tanto borderos como internos o divisorios.

Uno de estos cordones divisorios posee características volcánicas, a las que se hará referencia en el subcapítulo de las Formas Volcánicas.

Las grandes cuencas o compartimientos distinguidos ofrecen en algunos casos una estructura semicircular, discontinua por el desbordamiento de lenguas de hielo, así como elongada en otros, semejando grandes y amplios valles, los que por la altura alcanzada por la masa de hielo, constituyen también parte de la zona de alimentación.

A partir de estas cuencas alargadas, se observa como estas grandes masas de hielo trascienden gradualmente de la zona de alimentación a la de ablación o fusión, mediante grandes lenguas glaciales provistas de abundante material morrénico lateral y supraglacial, así como intra e infraglacial.

En las partes altas de las lenguas gélidas se observan las morrenas supraglaciales en forma transversal, pero en la medida que se avanza hacia el extremo inferior del cuerpo de hielo adquieren la configuración de una "V" o punta de flecha, debido a la mayor velocidad de la parte central de la lengua. De estas particulares formas de cordones morrénicos es posible contabilizar cuatro, cada uno dentro del otro, indicando ello la existencia de igual número de reavances parciales dentro de un retroceso general, desde el tardi y postglacial hasta la actualidad.

En el caso de este campo de hielo, los depósitos morrénicos se presentan tanto sobre las lenguas de hielo que drenan al Pacífico como hacia los lagos orientales (lago O'Higgins, lago Viedma, etc.)

b.2) Influencia en el medio físico

Sin entrar a considerar el papel de biombo climático ejercido por el macizo andino en que se encuentran localizados, los campos de hielo ejercen un rol importante desde el punto de vista hidrogeomorfológico, así como magnifican el papel de los relieves sobre el clima.

En este último sentido, el enfriamiento de las masas de aire húmedo del oeste y sur oeste, provoca una fuerte condensación, lo que redundo en una disminución notable de las precipitaciones en el sector oriental de estas unidades gélidas con respecto a los montos caídos tanto en el interior de ellas como en la vertiente occidental.

Desde el doble punto de vista hidrogeomorfológico, su importancia e influencia se puede sintetizar en dos hechos:

— Lugar de nacimiento y alimentación de sistemas hidrográficos.

– Aporte de abundantes sedimentos, por vía fluvial, hacia las tierras bajas, cuencas lacustres y fiordos.

Con respecto al primero de estos hechos, un gran número de ríos tienen su nacimiento y fuente de alimentación, tanto directamente de las aguas de fusión de los frentes de las lenguas de hielo, como de lagunas proglaciales de represa morrénica. Considerando estas dos variables, los regímenes hídricos varían fundamentalmente.

Los ríos cuyas aguas provienen directamente de las aguas de fusión del hielo sufren importantes variaciones de caudal con los cambios de temperatura entre el día y la noche, a diferencia de aquellos que drenan lagunas proglaciales o presentan alguna unidad lacustre en su curso superior. Estos últimos poseen un caudal ponderado o regulado naturalmente, y sólo presentan crecidas accidentales derivadas de la caída de avalanchas, o desprendimientos de bloques de hielo del frente glacial.

En relación con el aporte de sedimentos, los ríos cuyas nacientes se hallan en campos o cuerpos de hielo son los que transportan la mayor cantidad de sedimentos, debido a la gran cantidad de material morrénico, en todas sus modalidades y granulometrias, que se encuentra incluido en las lenguas de hielo.

En este caso, se debe considerar también la alteración que ocasiona la presencia de lagunas en el curso de los ríos, ya que la mayoría del material grueso transportado se deposita en el fondo de ellas, y sólo el material fino en suspensión continúa su curso.

Cuando no se presentan unidades lacustres en el curso de los ríos, tanto el material de arrastre como el de suspensión trasciende hacia sectores más bajos, depositándose en el lecho de los valles cuya pendiente ha disminuído a un punto en que la capacidad de transporte del río no le permite continuar llevando dicha carga. Si la pendiente es suficiente, los sedimentos alcanzan las desembocaduras y pasan a rellenar los sectores subacuáticos adyacentes, tales como cabeceras de fiordos, cuencas lacustres y costados de canales.

c) Depósitos de Sedimentos

Dentro del marco andino, los depósitos de sedimentos son escasos y poco evolucionados. Se refiere fundamentalmente a depósitos de pie de ladera y fondo de valle.

c.1) Depósitos de pie de ladera

Estos dicen relación con conos coluviales, escombros de deslizamiento por solifluxión o derrumbe, y pequeños conos coluvio-deyeccionales en la base de quebraditas incipientes.

- Los conos coluviales, ubicados en el extremo inferior de algunos corredores de derrubios, están compuestos por fragmentos rocosos heterométricos, con ausencia de fracciones inferiores a la arena, desde un punto de vista granulométrico. Carecen de estructura o algún grado de ordenamiento en el perfil, acumulándose los fragmentos de mayor tamaño en la parte baja. Los materiales son angulosos producto del escaso recorrido. Poseen una pendiente de 33° o inferior, la cual corresponde a una pendiente de equilibrio. Cualquier aumento de ella, por llegada de nuevos sedimentos desde la parte alta, romperá este equili-

brio, produciéndose un acomodamiento general que tiende a alcanzar nuevamente dicho valor y reestablecer la estabilidad.

- Los escombros de deslizamientos por soliflucción son el resultado de la humectación, o embebimiento de agua, de una masa de detritos generados por gelifración en las partes altas de las laderas, lo que conduce a la formación de una masa detrítico-barrosa que se desliza violentamente por la ladera, aumentando de volumen durante este trayecto por la incorporación de nuevos materiales para terminar en una acumulación más achatada y de menor pendiente que los conos coluviales al pie de la ladera, sepultando las superficies adyacentes. Estos depósitos son también heterométricos, pero incluyen limos y arcillas en sus componentes. Los detritos son muy angulosos, ya que no sufren trabajo de redondeamiento alguno al descender en un colchón de barro.
- Los escombros de deslizamientos por derrumbes, muy comunes en esta Región, son el resultado de la interacción de varios elementos. La presencia de grietas y fracturas en las rocas; la instalación de vegetación que introducen sus raíces en ellas; el elevado monto de precipitaciones; la fuerte pendiente; la fuerza de gravedad; etc.
Por una parte, el crecimiento natural de las raíces ejerce presión sobre las paredes de la grieta o fractura, reventando la roca. Si a ello sumamos el peso de la biomasa, aumentado por el agua de lluvias, y considerando la pendiente, todo ello conlleva al desprendimiento de grandes bloques y árboles que arrastran en su vertiginoso descenso otros árboles y rocas, formándose verdaderos caminos de piedra en las laderas y caos de bloques y troncos al pie de ellas.
Esto conduce a pensar que la vegetación arbórea, si bien normalmente protege, en algunos casos particulares es uno de los factores que en unión con otros contribuye a la ocurrencia de derrumbes. Por el contrario, aquellas laderas rocosas cubiertas por arbustos y hierbas aparecen como más estables.
- Los conos coluvio-deyeccionales menores que se forman al pie de quebradillas incipientes, se gestan por el acarreo por aguas lluvias que se encauzan en ellas, de detritos sueltos en las laderas.
En los períodos interpluviales, estos depósitos se ven incrementados por la caída o rodadura de fragmentos por acción del viento, la gravedad, o la gelifración.
Los sedimentos que conforman esta unidad presentan, también, una amplia gama granulométrica y ofrecen cierto ordenamiento en forma de una estratificación incipiente en el sentido de la pendiente, cuyas estratas se diferencian por la presencia o ausencia de arenas finas, limos y arcillas, en la masa de detritos. Su pendiente es ligeramente cercana a la de equilibrio (33°) quedando por bajo ella.

c.2) Los depósitos de fondo de valle

Están constituidos principalmente por terrazas aluviales, fluvioglaciales, y conos de deyección, así como algunos depósitos morrénicos.

- Las terrazas aluviales no presentan un gran desarrollo en el marco andino, con algunas excepciones tales como el curso inferior del río Aisén y del río Mañiguales, y sus materiales corresponden a sedimentos glaciales y fluvioglaciales retransportados y retrabajados por los ríos. Presentan una estructura estratifi-

cada a lenticular, en que se distinguen capas o lentes de arena, arenas finas con rodados, arenas gruesas con rodados y bolones, etc. Todos los sedimentos aparecen en buen estado de conservación, es decir, sin alteración.

La topografía de estas terrazas es plana a levemente inclinada, con pendientes medias de 1 a 3 ‰.

El caudal de avenidas y aluviones en invierno hace que las terrazas más bajas estén sujetas a modificaciones, tanto en su extensión areal como en la cubierta superficial, la cual puede sufrir erosión y/o redepositación de mantos o bancos de arena y rodados.

Las terrazas más altas poseen una granulometría mayor que las más bajas, incluyendo grandes bolones y bloques en su perfil, lo que habla en favor de una mayor potencia y, por lo tanto, de una mayor agresividad climática en el pasado.

- Los depósitos fluvioglaciales en los valles andinos están representados por terrazas de Kames, las cuales se forman entre las laderas de un valle y el borde de un cuerpo glacial, es decir, son generadas durante el desarrollo de los períodos glaciales.

Son escasas en esta unidad, y cuando se presentan poseen poco desarrollo.

Sus materiales están bastante trabajados (redondeados) debido a que el transporte por curso de agua sobreglaciales provoca un fuerte desgaste.

Presentan estratificación entrecruzada en su perfil y granulometría media a gruesa de arenas, rodados y bolones. La pendiente general es ligeramente superior a la de las terrazas aluviales (2 a 5 ‰).

También existen algunos planos depositacionales proglaciales, los cuales corresponden a la dinámica de los frentes, principalmente de los heleros orientales del Campo de Hielos Norte o del San Valentín. Dichos materiales son arrastrados y depositados por el agua de fusión del frente de la lengua glacial. Este caudal líquido divaga sobre el fondo del valle glacial depositando su carga de sólidos, compuestos por harina glacial (sedimentos finos angulosos resultantes de la trituración de la roca subyacente por los detritos arrastrados por el hielo), gravas y fragmentos subangulosos.

Estos depósitos no ofrecen diferencia de niveles, presentan una superficie limpia y muy activa, y una estructura lenticular a estratificación entrecruzada. La pendiente es semejante a la de una terraza fluvial (1 a 3 ‰). Por último, carecen de evolución edáfica, así como presentan cobertura de sedimentos alóctonos.

- Las formas de sedimentación glacial están representadas por lomajes de arcos morrénicos que corresponden fundamentalmente a reavancés pequeños, post-glaciales y recientes, y distan pocos metros de los frentes de las lenguas de hielo, muchas veces conteniendo parcialmente las aguas de fusión, con lo cual se han originado algunas lagunas de importancia. Aunque la extensión areal de estos depósitos es muy pequeña, su importancia radica en este hecho.

En su perfil aparece toda la gama granulométrica y carece de todo ordenamiento o viso de estructura. Las laderas de estos lomajes son de pendientes considerables, siendo la que mira aguas arriba más empinada que la opuesta. Oscilan entre 5° y 15°, pudiendo alcanzar hasta 20° en algunos casos.

- Los conos de deyección, dentro de esta unidad, pueden ser divididos en varios grupos, de acuerdo con su dinámica genética y el calibre de sus materiales, así como por su morfología.

En primer lugar se encuentran algunos abanicos aluviales amplios y de suave

pendiente, cuya depositación ha sido paulatina, pudiéndose observar una estratificación clara, los que actualmente son afuncionales y están disectados por el curso de agua en forma de un valle secundario que recorta los materiales de dicho abanico. Los sedimentos corresponden a arenas y rodados, con algunos bolones y carecen de alteración. La vegetación se ha instalado directamente sobre estos materiales, o sobre cubiertas alóctonas, generalmente, de cenizas volcánicas. La pendiente general es suave (2 a 4 0/0) pero ligeramente superior a la de las terrazas aluviales. Como ejemplo se puede señalar el correspondiente al río Mañiguales, en su confluencia con el río Simpson.

Cuando este tipo de cono diyeccional desemboca en un lago, o en la cabecera de un fiordo, adquiere un carácter deltaico, siendo común de ellos la subdivisión del eje fluvial en numerosos brazos, y la formación de vegas y mallines debido a la escasa pendiente y lo superficial de la napa freática. El problema de la presencia de estos fenómenos carece de solución inmediata, ya que para ello sería necesario aumentar la diferencia de altura entre la superficie del terreno y el nivel de base. En otras palabras, aumentar el desnivel entre el continente y el mar. En el caso de un lago esto último es posible. Elevar la superficie del terreno sólo puede hacerse en pequeños sectores, empleando sistemas artificiales de muros de contención y relleno sedimentario.

Por otra parte, la dinámica natural del medio y sus elementos tienden, en el largo plazo, a remediar algunas de estas situaciones, ya que el arrastre de sólidos de los ríos va rellendo cada vez más la parte superior de los fiordos, quitando terreno al mar. Este hecho influye en un aumento general del nivel del relleno hacia aguas arriba de la desembocadura, en función de variables hidrológicas tales como potencia bruta y neta de un río, perfil de equilibrio, etc.

En este sentido se estima que, en el largo plazo, el arrastre de sólidos por los ríos de Aisén los que provienen fundamentalmente del marco andino, y su escasa proporción del relleno de la "pampa", no es totalmente pernicioso, ya que permite aumentar la superficie de terrenos aluviales en detrimento del mar, y por lo tanto, aumentar la escasa superficie agropecuaria de la Región. El embancamiento de puertos interiores carece de importancia relevante frente a este hecho.

Por último, están los conos de avalancha o aluvionales, cuyo caso más conocido es el del río Correntoso. Las principales causas de ellos son: La amplitud de la cuenca y el angosto exutorio o salida de la cuenca, la elevada pendiente general, la altura media de la cuenca, la elevada pluviosidad, y la existencia de detritos y sedimentos disponibles para su evacuación.

La suma de estos factores y elementos hace que se precipite hacia el exutorio un gran volumen de agua, barro, bloques y, también, troncos de árboles arrancados de raíz, masa que arrasa, destruye y sepulta todo cuanto se encuentra a su paso al traspasar el umbral de su cuenca. Si el valle al que se evacúa este aluvión es angosto, y de pendiente media considerable, éste conserva su energía y avanza destruyendo valle abajo pudiendo alcanzar varios kilómetros de recorrido. Por el contrario, si desemboca en un valle ancho, relativamente hablando, el aluvión se expande, desconcentra, y avanza poco, tomando la forma de un cono. Este último es el caso del río Correntoso al desembocar en el río Simpson.

El conocimiento de este proceso implica la necesidad de obras ingenieriles adecuadas si se desea construir un puente permanente justo en el punto crítico.

d) Formas Volcánicas

Existen, en el marco andino regional, unidades volcánicas diferentes tanto morfológica como cronológicamente.

Así, se tiene una línea de centros volcánicos mayores en un eje N-S, en cuyos contornos se encuentran una serie de conos parásitos y cráteres adventicios. Ligeramente al oriente de ellos, se localizan pequeños grupos de centros volcánicos más recientes.

Los edificios volcánicos principales son en un transecto N-S, los siguientes:

Nombre	Altura (mt. s.n.m.) (5)	Coordenadas Geográficas
Yanteles (1)	2.042	72° 50' long. O y 43° 28' lat. S.
Melimoyo	2.400	72° 52' long. O y 44° 05' lat. S.
Mentolat	1.660	73° 06' long. O y 44° 41' lat. S.
Cay	2.200	73° 00' long. O y 45° 04' lat. S.
Macá	2.960	73° 12' long. O y 45° 07' lat. S.
Caldera Macá Sur (2)	2.330 (aprox.)	73° 08' long. O y 45° 09' lat. S.
Hudson	1.525 (aprox.)	72° 58' long. O y 45° 54' lat. S.
Cò. Pirámide	1.750	71° 52' long. O y 46° 16' lat. S.
S/N (2)	2.408	73° 26' long. O y 48° 42' lat. S.
S/N (2)	2.400 (aprox.)	73° 27' long. O y 48° 48' lat. S.
Lautaro (3)	3.380	73° 33' long. O y 49° 01' lat. S.
Viedma (3) (4)	1.300 (6)	73° 20' long. O y 49° 25' lat. S.

- (1) Está localizada inmediatamente al norte del Límite Regional.
- (2) Detectado por fotointerpretación; requieren confirmación por estudio específico.
- (3) Localizados inmediatamente al sur del Límite Regional.
- (4) Su condición de Centro Volcánico ha sido recientemente puesta en duda.
- (5) Alturas en base a la Carta Preliminar IGM-CHILE.
- (6) Altura según Lliboutry, 1956.

No se incluyen en esta lista, el monte San Valentín, ya que los antecedentes son contradictorios, o poco claros. Junto a lo ya señalado, en un capítulo anterior, por Brügger (1950), Lliboutry (1958) y Borgel (1965), se suman antecedentes previos como es en Feruglio (1949), quien anota lo siguiente: "El cerro San Valentín (4.058 m.) al oeste del lago Buenos Aires, ha sido considerado por Hauthal como un posible centro volcánico; pero no podemos asegurarlo pues su cumbre, envuelta totalmente de hielo, no fué nunca pisada".

"En el croquis de este cerro recién levantado por Heim (1946), no se alcanza a reconocer la forma de cono volcánico. Pero la fotografía publicada por Hess (1942) deja la impresión que podría tratarse realmente de un cerro volcánico en estado de demolición bastante avanzado".

Feruglio (1949) señala, además, la posibilidad que el cerro Cono Helado, al S. del San Valentín, sea un volcán, por su "forma cónica característica". Por otra parte, se incorporan a este listado otros tres posibles centros volcánicos detectados por medio de análisis multiespectral de imágenes Landsat. Uno de ellos ha sido denominado como Caldera Macá Sur, de aproximadamente 2.330 m. de altura, ya que su forma semeja este tipo de estructura volcánica. Los otros dos, ubicados dentro del Campo de Hielo Sur, carecen de denominación y

de todo tipo de antecedentes. Se los señala como tales por la forma de sus cumbres, aún cuando no se observaron signos de actividad reciente, a excepción de una cubierta de cenizas en torno de sus posibles cráteres.

Si bien el "volcán Viedma" ha sido desestimado como tal, la imagen Landsat ofrece con bastante claridad la presencia de un sector rocoso oscuro e irregular en un punto que, por su posición y altitud, debería estar cubierto de hielo, y cuya ausencia se explicaría solamente por actividad geotérmica.

Fuera de estos centros volcánicos aún no bien estudiados o determinados, el análisis de las imágenes permite señalar otros dos puntos de interés en relación con la posible existencia de formas y/o actividad extrusiva Cenozoica. El primero de ellos, de pattern fotográfico muy semejante al V. Viedma, se halla en el costado N. del glaciar Bernardo, a los $73^{\circ}48'$ long. O y $48^{\circ}38'$ lat. S. El segundo corresponde al cerro Gorra Blanca (2.200 mt.), cuyas coordenadas son $73^{\circ}07'$ long. O y $49^{\circ}08'$ lat. S.

En relación con la litología de los centros volcánicos de la Región, los antecedentes son escasos. Para los volcanes Macá y Cay, Stern et al (1976), señala que están constituídos predominantemente de basaltos de olivino. Más adelante, el mismo autor indica que las rocas de ambos centros presentan texturas porfíricas cuyos fenocristales están compuestos por plagioclasas, piroxenos, olivinos y hornblenda basáltica. La masa fundamental estaría compuesta de "pequeños microlitos de plagioclasa, cristales pequeños de olivino, piroxenos y minerales opacos en una masa vítrea de color muy oscuro e índice muy alto". Por su parte, Fuenzalida, 1974 caracteriza el magma del Vn. Hudson señalando que "éste estaría dentro de la Serie Alcalina de Kuno, (González-Ferrán y Katsui, 1970)". Los valores del análisis químico de algunas muestras "en su diagrama alkalisílico, se ubican en la porción media del campo de las andesitas, (E.A.K. Middlemost, 1972)". Por último señala que muestras recolectadas antes de la erupción de 1971, corresponden a andesitas basálticas.

Desde un punto de vista morfológico, estas estructuras volcánicas han perdido en gran medida su forma característica de cono truncado, fundamentalmente por acción de la erosión glacial.

Como corolario quedaría pensar que corresponden al volcanismo pre e interglacial en su mayoría, pero considerando la magnitud de las glaciaciones en la Región, así como del tardiglacial, parece más acertado incluir cronológicamente, en el volcanismo tardío y postglacial a la mayoría de ellos, como son el Vn. Yanteles, el Vn. Melimoyu, el Vn. Cay, el Vn. Macá y el Vn. Mentolat.

Fuenzalida, 1974, supone que la formación de la caldera del Vn. Hudson se habría iniciado con anterioridad al comienzo del Postglacial, pero al contemporizar los productos de este centro volcánico con la capa I de Vaino Auer (1958) cuyas capas I, II, III son postglaciales, no logra localizar cronológicamente la caldera en cuestión (4).

La capa I tiene una edad de 9.000 años A. P., (5), la capa II: 5.000 años A. P., y la capa III: 2.200 años A. P. (Auer, 1950).

La gran mayoría de los volcanes mencionados, aparte de presentar sus estructuras con bastantes signos de erosión glacial y denudación, se encuentran localizados en sectores montañosos, ocupando las partes altas de ellos, y poseen una

(4) Las capas I, II y III corresponden a mantos de cenizas volcánicas relacionadas con igual número de períodos de actividad efusiva durante el post-glacial.

(5) A.P. indica que las edades señaladas corresponden a "años antes del presente".

cubierta gélida, manifestada en glaciares cónicos e irradiantes, o bien pequeñas calotas con glaciares efluentes.

Gran importancia poseen los productos surgidos de estos volcanes en relación con cambios morfológicos. Los de mayor trascendencia y claridad de efectos corresponden al conjunto Vn. Cay - Vn. Macá-Caldera Macá sur, cuyas avenidas de barro volcánico o lahares, han transformado la impronta netamente glacial de los valles de los ríos Uspallante y Marta, los cuales drenan en el canal Puyuhuapi, construyéndoles un amplio fondo plano de material piroclástico, así como contribuido al crecimiento de sendos conos de deyección.

Hacia el E. han gestado una cuenca lacustre y rellenado parte de ella, separando el lago Yulton del Meullín, otrora uno solo.

Hacia el S. O., los lahares han rellenado el fiordo Aisén en su continuación hacia el canal Devia, construyendo un puente entre el continente y un macizo rocoso, otro tiempo insular.

Todas estas estructuras volcánicas de magnitud aparecen, en mayor o menor grado, acompañadas de conos parásitos y/o cráteres adventicios, surgidos en las laderas de la misma estructura o bien, en el piedmont de ellas.

Paralelamente, pero desplazados más al oriente, se han reconocido recientemente otros centros volcánicos menores, tales como el conjunto que separa el canal Puyuhuapi del lago Risopatrón y del cual sólo se conoce actualmente una actividad de tipo termal. Fuenzalida y Etchart (1974) indican una composición basáltica para ellos. Igual naturaleza litológica asume Ferrando (1978) para una serie de cuatro pequeños centros volcánicos localizados en torno a una falla N° 17° E, aproximadamente en la longitud 72° 30' y latitud 43° 38' a 43° 55' S, desplazada unos 8 a 10 km al occidente de la gran falla Puyuhuapi-río Frío.

Todos estos centros volcánicos menores carecen de erosión glacial, más aún, uno de ellos ha surgido en el centro de un circo glacial, disfrazando su forma, lo cual los ubica cronológicamente como post-glaciales.

Finalmente, la actividad volcánica ha generado una cubierta cinerítica y en parte pumicítica, sobre una amplia zona de la superficie regional, con espesores de varias decenas de centímetros. Estos materiales volcánicos han sepultado bajo su manto tanto superficies rocosas como aéreas de sedimentos pre-existentes, de diverso origen. La nube de polvo volcánico que cubrió tanto montañas como llanos, durante la erupción del volcán Hudson, el 12 de agosto de 1971, ocasionó un daño momentáneo en los campos, ya que los suelos esqueléticos de arenas y rodados de origen fluvial y fluvio-glacial vieron incorporado a su perfil elementos minerales enriquecedores, y con mayor razón aún las superficies de roca.

Respecto del volcanismo de tipo fisural, no se tienen antecedentes para el cuaternario en la Región.

D.— CORDONES SUB ANDINOS ORIENTALES

Si bien el cordón montañoso andino mantiene cierta regularidad en su desarrollo longitudinal, en su vertiente oriental se observa el desprendimiento de cadenas de cerros que se extienden hacia el oriente, hasta su contacto con los relieves planos de la pampa patagónica. Estos relieves transversales no se diferencian del dorso principal sólo por su posición, sino también por su constitución litológica. (IREN, 1967).

D.1.— Antecedentes Geológicos y Estructurales

a) Litología

Esta unidad fisiográfica está compuesta fundamentalmente por rocas volcánicas. Así tenemos rocas volcánicas Jurásicas (tobas, tobas brechosas y lavas brechosas), a las que se superponen rocas volcánicas Cretácicas (dacíticas) estratificadas con capas de areniscas continentales. Al NE de Coihaique se observa, también, una serie sedimentario-volcánica de edad Terciaria, la cual está en contacto hacia el O. con un intrusivo granítico de igual edad.

Al S. del lago General Carrera existen también, dos conjuntos de rocas terciarias. Uno de ellos corresponde a una meseta basáltica al S. S. O. de Chile Chico, y el otro a una secuencia de capas de rocas sedimentarias continentales, las que ocupan un área comprendida entre Mallín Grande y el río Chacabuco. Estas últimas corresponden a areniscas, limolitas y conglomerados.

Por último, sólo en escasos sectores se ha detectado la existencia de rocas sedimentarias marinas, estratificadas, de edad Neocomiana (Cretácico Inferior).

b) Estructura

La disposición original de las capas en las diferentes formaciones sedimentarias, sedimentario-volcánicas y marina, ha sufrido cambios o deformaciones, producto de la ocurrencia de pequeños intrusivos graníticos terciarios.

Es común observar estructuras concordantes horizontales en toda esta unidad, y localmente, algunas capas ligeramente basculadas o levemente plegadas.

Los contactos entre formaciones son fundamentalmente concordantes, con leves excepciones locales de discordancia de erosión.

A pesar de este hecho, se observa en gran medida una conservación de la disposición original, ratificada por la correspondencia existente entre la secuencia estratigráfica y la topografía.

Con relación a la tectónica, en esta unidad sólo es posible distinguir sistemas de fallas y fracturas locales, como son las de orientación NE-SO a NNE-SSO, que controlan la mitad oriental del lago La Paloma por ejemplo, y NO-SE a ONO-ESE que rigen el trazado de algunos afluentes occidentales del río Jeinemeni, así como el río La Paloma.

De menor importancia son algunas fallas y fracturas de orientación N-S (río San Martín, río Claudio Vicuña, etc.) y E-O (lago Lapparent).

D.2.— Descripción Morfológica

La conformación litológica y estructural ya descrita, conduce a la gestación de una morfología totalmente diferente a aquella del marco andino.

a) Formas de Relieve

El promedio altimétrico se reduce considerablemente y los valles se ensanchan, Las laderas disminuyen su pendiente y los relieves pierden gran parte de su morfología glacial.

Debido a que la mayoría de los relieves agradados de esta unidad están conformados por paquetes de capas de rocas estratificadas, cada una de las cuales

posee una resistencia diferente a los agentes de erosión, o lo que es lo mismo, una diferente respuesta morfodinámica, es común observar superficies amesetadas, dorsos y frentes de cuesta, laderas escalonadas, así como suaves anticlinales y sinclinales.

El papel de las fuerzas geodinámicas endógenas ha sido fundamental en la modificación de las estructuras y su disposición original. Por su intermedio se ha logrado la modificación de las formaciones sedimentario-volcánicas de la región, en las variadas formas arriba mencionadas. A los procesos de fallamiento, basculamiento y plegamiento se han sumado posteriormente los procesos geomorfológicos.

Así, por ejemplo, es posible observar mesetas y dorsos de cuestas (planos altos monoclinales) que corresponden al techo o límite superior de capas de rocas más resistentes, en cuya superficie aún suelen observarse remanentes de la capa sobreyacente, en forma de montículos o cerros testigos y de cubiertas regolíticas.

Por su parte, los frentes de estos relieves de cuesta son laderas abruptas y escalonadas en que se suceden, altimétricamente, franjas horizontales constituidas por farallones de roca (capas resistentes), alternadas con franjas constituidas fundamentalmente por derrubios y material coluvial (arena y gravas con bloques) lo que redundo en una menor pendiente (capas menos resistentes).

Paralelamente se observan relieves constituídos por conjuntos de capas de roca de similar naturaleza y resistencia, lo cual ha dado como resultado laderas rectas a ligeramente cóncavas, y pendiente suave en el piedmont, producto de la ocurrencia de derrumbes y/o deslizamientos, así como, en algunos casos, conos de deyección de corto recorrido, cuya causa fundamental se encuentra en la ocurrencia de abundantes precipitaciones y en el derretimiento primaveral de las nieves, lo cual conlleva procesos de solifluxión por embebimiento de los sedimentos sueltos generales in situ, por fragmentación de las rocas, o por estas formadas dichas capas por materiales no bien consolidados o deleznales.

Lo hasta aquí descrito, no implica necesariamente la ausencia absoluta de morfología glacial en esta unidad. El límite entre el cordón andino central y su piedmont oriental, constituido fundamentalmente por cordones montañosos desprendidos desde él, corresponde a una franja meridiana de transición, en la cual se acentúan las formas pluvio-fluviales en detrimento de las glaciales y periglaciales a medida que se desliza hacia el este y vice versa.

Sin embargo, existen cordones montañosos que, por su altura, presentan o conservan aún rasgos nítidos de morfología glacial, como es el caso de la cordillera Cerro Castillo y aquella comprendida entre el lago Lapparent y el lago General Carrera.

Al sur de este último, la morfología glacial domina todos los relieves, ya que los cordones Subandinos quedan al lado oriental del límite internacional, a excepción de algunos fondos de valles, posteriormente remodelados por acción de la red hidrológica.

En las partes altas de esta unidad subandina oriental se observan, por último, algunos relieves residuales, derivados de la erosión de algunas capas de roca, en forma de torreones o mogotes que sobresalen de la superficie. Es el caso del "cordón de Las Estatuas", de la "cordillera Cerro Castillo", del "cerro Mano Negra", etc. Este último posee una cumbre múltiple formada por el remanente,

en forma de sombrero, de una capa dura que, por acción erosiva periglacial, ha sido profundamente disectada en una serie de torreones, coalescentes por la base.

Los valles, por otra parte, son más amplios en esta unidad, y se han desarrollado en ellos una serie de formas, tales como terrazas y conos de deyección, de muy variado origen, el cual va desde glacial y fluvio-glacial a lacustre y fluvial.

Para comprender exactamente la génesis de dichas formas, primero es necesario indicar que, anteriormente, tanto las lenguas de hielo, como los drenes proglaciales, escurrían en dirección al este, a partir de una línea de máximas alturas comprendida en el macizo andino, y que con posterioridad a las glaciaciones, la mayor agresividad erosiva en la margen occidental condujo al retroceso de cabeceras y a capturas que cambiaron el sentido del escurrimiento de algunos ríos, vaciando posteriormente por erosión, cuencas depositacionales mixtas, como es el caso del área en derredor de la ciudad de Coihaique, y sus prolongaciones en los valles de los ríos Coihaique y Simpson.

Procesos y condiciones similares sufrieron contemporáneamente los valles de los ríos Cisnes, Ñireguao y Chacabuco, así como la cuenca de Villa Ortega. Esta última, según Skarmeta, 1974, habría tenido uno de sus puntos de evacuación hacia el río Coihaique a través de un valle suspendido, entre el Co. Colmillo y el Co. Fraile.

Con posterioridad al avance máximo de los hielos durante la última glaciación, se inicia la fase de retroceso por ablación o consunción de los mismos, lo cual crea una serie de ambientes lagunares proglaciales, represados al este por las morrenas derivadas de dicha glaciación. Ha este hecho nos referiremos en el capítulo sobre los relieves planiformes orientales, pero existen otros dos ambientes lagunares, derivados de reavances tardi-glaciales presumiblemente, los cuales están incluidos dentro del marco subandino oriental. Estos corresponden a la presencia de sedimentos que atestiguan la existencia de dos grandes lagos, los que habrían superado la centena de kilómetros cuadrados, en el sector de Coihaique y en el sector de Villa Ortega. Ambos depósitos están inscritos en sedimentos glaciales y fluvio-glaciales pre-existentes, en los cuales en la red de drenaje ha tallado sus lechos dando origen a varios niveles de terrazas de erosión, las que vinieron a sumarse a las terrazas de Kames pre-existentes. Con posterioridad aportes laterales, de tipo coluvial y deyeccional, han transformado las superficies originales de dichas terrazas, en las márgenes de los valles.

Por último, se observa algunas formas de decapado, en las que capas cercanamente horizontales resistieron parcialmente el embate de las glaciaciones, apareciendo actualmente como superficies estructurales discontinuas, de techos planos y bordes abruptos.

Esta configuración topográfica ha permitido la formación de una serie de lagunitas como las que se observan en la ribera occidental del río Simpson, a la altura del lago Atravesado, y en el camino desde éste al poblado de villa Frei.

Paralelamente, existen algunas amplias cuencas lacustres, las que ocupan completamente inmensos complejos de valles glaciales. En los bordes de ella es posible apreciar una serie de formas escalonadas, contabilizándose hasta un máximo de 5 niveles, que dicen relación con el espesor y potencia de las lenguas de hielo durante los períodos glaciales. Estos niveles alcanzan su mayor desarrollo a la salida de valles, afluentes, probablemente ex-valles glaciales suspendidos, donde han sido cubiertos tanto por conos de deyección aluviales, como disectados por

los cursos hídricos en busca de su nivel de base, correspondiente a la actual superficie del lago, proceso en el cual han retomado, transportado y redepositado los materiales de dichos niveles.

El desarrollo de estos fenómenos morfológicos ocurre principalmente en torno del lago General Carrera. En las otras cuencas lacustres prácticamente no se observan, salvo en contadas excepciones y con escaso desarrollo, como es el caso del lago Verde.

Niemeyer (1975) señala que estos niveles, denominados como "lacustres antiguos" en la carta que acompaña este estudio, corresponderían a "terrazas fluvio-lacustres" cuyo mecanismo de formación estaría en relación con el "desarrollo de deltas, en la desembocadura de los ríos" (p. 268). Además, cita a varios autores (Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Heim, 1942) respecto de las alturas de los diferentes niveles, de cuyo análisis y correlación se obtienen las siguientes cotas sobre el nivel del lago (227 m.s.n.m.): 90-100 m., 130 m., 150 m., 190-200 m., 250 m. y 270 m.

Niemeyer acota, además, que "El nivel de 190-200 mts. es el más ampliamente representado en la zona de Chile Chico, Fachinal, Mallín Grande y Guadal". A esta lista debemos agregar, los niveles que se observan en la desembocadura del río Avellanos, y en la península Levicán.

b) Tipo de Depósitos y Sedimentos

Se describen, en este subcapítulo, las características de los depósitos que se presentan en esta unidad de cordones sub-andinos orientales, así como los sedimentos que los constituyen

En los fondos de los valles de esta unidad se observan, en primer lugar, algunos relieves suaves que conforman lomas aisladas o pequeños cordones, de poca pendiente. Estos relieves corresponden a depósitos de morrenas mediales, laterales o frontales, o a restos de ellas. En su perfil se observa una amplia heterogeneidad granulométrica, es decir, arenas, gravillas y gravas, bloques y bolones, etc., dispuestos en forma anárquica o, en otras palabras, sin presentar ordenamiento o estructura alguna, por lo que, en una faena de excavación en estos materiales, no se encontrarán capas o lentes separados por la granulometría de sus componentes, sino que una mezcla absoluta de ellos. Desde un punto de vista práctico, esto indicaría depósitos no adecuados para la extracción de materiales de construcción, tales como arenas, rodados, etc.

En derredor de estos lomajes y ocupando la mayor parte de los valles, se extienden superficies tabulares de poca pendiente que corresponden a sedimentos fluvio-glaciales, lacustres y fluviales.

Los sedimentos fluvio-glaciales predominan en la morfología y se caracterizan por estar estructurados en forma lenticular y, a veces, en capas, compuestas por arenas y rodados de diverso tamaño, pero por debajo del promedio granulométrico de los componentes de las morrenas. Si se encuentran bloques de grandes dimensiones en estos depósitos, son erráticos y fueron abandonados por el glaciar en retroceso para, posteriormente, ser rodeados y/o cubiertos por los sedimentos fluvio-glaciales.

Las formas fluviales, tales como terrazas, son de escasa magnitud y, sus componentes provienen de los sedimentos pre-existentes ya descritos. Aparecen estructurados en capas y lentes, y ofrecen un mayor grado de redondeamiento y selección granulométrica por capas.

Los bolones o bloques que suelen observarse en los lechos actuales derivan en gran medida de desmoronamientos en los depósitos laterales, y escasamente, provienen de crecidas o aluviones, a diferencia del marco andino.

Los valles han disectado también antiguos depósitos lacustres denominados "varves" cuya estructura estratificada en finas capas horizontales aparece, en sectores, modificada por procesos de crioturbación que las han plegado suavemente. Skarmeta (1974) menciona estos depósitos en varios lugares, y señala que los existentes en las quebradas del cerro Divisadero y las terrazas del río Simpson "están formados por láminas claras de 0,5 cm. de arcilla y lámina de limo y arena de 3 a 10 cm".

Se han superpuesto a todos estos sedimentos, a partir de los relieves circundantes, una serie de conos coluviales o de deslizamiento, los que han aumentado las pendientes en dirección del eje de los valles. Los conos coluviales están compuestos por fragmentos angulosos de amplio rango de tamaños, con escasez o ausencia de matriz fina, y alcanzan pendientes de hasta 30 y 32 grados. Obedecen al desprendimiento de fragmentos por diversos procesos, y su caída y amontonamiento al pie de las laderas, invadiendo la planitud de las terrazas o la superficie de morrenas laterales.

Los conos de deslizamiento son producto de procesos de soliflujión en que se desplazan grandes cantidades de detritos en una matriz barrosa, alcanzando dimensiones considerables. La masa y la velocidad, es decir, el "momentum" de estos deslizamientos es tal que arrasan con todo cuanto se interponga en su camino. La pendiente, una vez estabilizada, es menor que la de los conos coluviales y el perfil es cóncavo.

Por último, la superficie, varias decenas de kilómetros en torno al Vn. Hudson, principalmente hacia el E y NE, está cubierta por ceniza y piedra pómez, siendo esta última escasa, en espesores de varios centímetros a decenas de ellos (40-50 cm.). Este material volcánico recubre ampliamente tanto laderas como fondos de valles, sepultando los depósitos descritos y las superficies rocosas pulidas por el hielo.

La importancia de esta cubierta cinerítica es muy alta en relación con los suelos de la hoya del río Simpson, ya que la mayoría de ellos han evolucionado a partir de estos sedimentos, o de la mezcla de ellos con otros materiales pre-existentes.

E.— RELIEVES PLANIFORMES ORIENTALES

Se analizan y describen en este capítulo, aquellas áreas de la gran pampa patagónica que, de manera discontinua, se hallan al oeste del límite chileno-argentino.

Son cuatro los sectores en que, de algún modo, se hace presente esta unidad morfológica. Ellos son:

- a) El área de las nacientes del río Cisnes, al este del meridiano 71° 30' long. O.
- b) El sector de Ñireguao-Baño Nuevo, al E. del meridiano, 71° 40' long. O.
- c) El área de Coihaique Alto, al E. del mismo meriadiano, y
- d) El sector de Balmaceda, al oriente del río Blanco.

Existen otros dos pequeños sectores, como son: Chile Chico y el valle del río Chacabuco. El primero, de transición hacia la pampa, corresponde a un amplio cono de deyección aluvial. El segundo, en las nacientes del río Chacabuco, si bien corresponde a la pampa, con una superficie de 25 km² aproximadamente, al S. y SE. del cerro Lucas Bridget, no se describe en conjunto con los otros sectores por no ser posible el acceso en la época en que se efectuó el reconocimiento terrestre. Se asumen, sin embargo, iguales características de acuerdo al pattern fotográfico.

E.1.— Relieves Residuales.

Dado que se trata de unidades primordialmente depositacionales cuaternarias, se describe la naturaleza litológica y estructural de algunos escasos relieves rocosos que, resistiendo la acción erosiva de los hielos, han permanecido como unidades residuales, mudos testigos de la extensión de las formaciones rocosas con antelación a las glaciaciones.

a) Antecedentes Geológicos y Estructurales

Estos relieves, desde el punto de vista geológicos, corresponden a rocas volcánicas, tales como brechas, tobas, riolitas y andesitas, y a areniscas continentales. Desde el punto de vista estructural, estas rocas están dispuestas en capas, con una estratificación gruesa concordante, predominando ampliamente las capas volcánicas sobre las de areniscas continentales.

Constituyen la formación Ñireguao (Espinoza y Fuenzalida, 1971) cuya área más representativa se extiende entre la localidad del mismo nombre y Coihaique Alto.

Cronológicamente corresponde al Terciario Inferior, y tectónicamente es de tipo monoclinal con manteo hacia el oriente.

b) Descripción Morfológica

Estos relieves residuales corresponden morfológicamente a cerros testigos que indican el alcance del volcanismo terciario, así como de procesos de sedimentación por aguas tranquilas y viento en forma intercalada.

Aparecen diseminados en el paisaje, como mogotes o torreones de rocas de flancos abruptos y cumbres amesetadas. Al pie de sus laderas o farallones se observan algunas acumulaciones de bloques producto de derrumbes desde las partes altas de ellos.

Producto de la erosión y de los derrumbes señalados, las cumbres han adquirido una forma semejante a una cúpula.

Por otra parte, cuando los agentes erosivos han encontrado la roca suficientemente disgregada y fracturada, han rebajado a tal grado estos relieves que en partes sólo se encuentran algunos conjuntos de bloques sobre pequeños afloramientos rocosos, de topografía irregular, que corresponden a la base de un cerro testigo destruido.

La erosión eólica, por transporte de partícula por el viento, sobre las caras de algunas de estas formas, las ha pulido como si se tratara de una lija, dejando superficies suaves y brillantes.

E.2.— Planos Depositacionales

Estos planos o sectores de pampas patagónicas poseen una gran importancia, por su valor como áreas de pastoreo extensivo, para la actividad pecuaria regional. En atención a ello es que se describen a continuación sus características morfológicas, a objeto de una correcta estimación de sus capacidades naturales de respuesta a las prácticas de explotación a que sean sometidas.

a) Descripción Morfológica

Tal como se señala en el subcapítulo de las Formas de Relieve de los cordones Subandinos Orientales, estos grandes planos depositacionales ofrecen una historia morfodinámica en que se aúnan procesos glaciales, fluvio-glaciales y fluviales, con cuencas lacustres proglaciales.

Por sobre toda posterior división administrativa, el alcance de los frentes glaciales durante el Pleistoceno sobrecedió el ámbito nacional, razón por la cual la mayoría de los arcos morrénicos terminales se encuentran en territorio argentino, si no constituyendo parte del límite internacional, tratándose en este caso de las morrenas frontales del máximum glacial de la última glaciación.

Hacia el occidente, se observan algunas formas morrénicas reseccionales, junto a morrenas laterales, de fondo y mediales.

El retroceso de los hielos, por fusión de su frente oriental, creó las condiciones topográficas para la formación de cuencas lacustres de gran envergadura, en este sentido, Skarmeta (1974), indica la existencia de depósitos de varves en: los alrededores de Baño Nuevo, al E. de Ñireguao; río Goichel al N. de Punta del Monte; río Coihaique, entre los meridianos $71^{\circ}30'$ y $71^{\circ}45''$ long. O.; y los alrededores de Balmaceda. Estos últimos se encuentran aún conformando terrazas del río Simpson en el pie meridional del cerro La Virgen (976 m.s.n.m.), al oeste de la localidad de río Blanco.

Estos depósitos lacustres se hallan cubiertos fundamentalmente por material fluvio-glacial, el cual obviamente provino del oeste, desde los frentes glaciales. Este hecho estaría indicando que con posterioridad al máximum glacial de la última glaciación, durante el tardiglacial, estas áreas de pampa fueron objeto de dos fenómenos. El primero, de tipo lagunar, el cual debió en algún momento verter sus aguas a través de los arcos morrénicos orientales, disectándolos, para permitir la ocurrencia del segundo fenómeno, es decir, la sobredepositación de materiales fluvio-glaciales. Sólo después de este doble proceso, y cuando los hielos se hubieron retirado a las más altas cumbres andinas, dejando profundos auges (6) abiertos al Pacífico, se habría iniciado el cambio de sentido del escurrimiento hacia el litoral occidental.

Con este hecho y la cercanía del nivel de base general, habría comenzado el encauzamiento del drenaje, incidiendo sus talvegs (7) en los sedimentos pre-existentes y modelando diferentes niveles de terrazas, las cuales no tienen relación como en otros lugares, con el número de períodos glaciales, sino con cambios tardi y póst-glaciales relativos al clima y condiciones morfodinámicas locales. Así, por ejemplo, en el valle del río Coihaique, cerca de Coihaique Alto, se reconocen una serie de niveles aterrizados, en los que Skarmeta, 1974,

(6) Auges = Valles glaciales con típico perfil en "U".

(7) Talvegs = Vaguadas.

reconoce 5, con las siguientes cotas sobre el nivel del mar: 580 mts., 585 mts., 680 mts., 700 mts. y 710 mts.

Estos niveles de terrazas están indicando que, durante el Holoceno, y desde un punto de vista climático, las condiciones se han ido degradando hacia la aridez, en términos relativos, pero no por ello despreciables.

Corroborando esto último, Niemeyer, 1975, señala la existencia de series de conos coluviales, en las que los más recientes han disectado los más antiguos, inscribiéndose en ellos y alcanzando un tamaño considerablemente inferior.

b) Tipo de Depósitos y Naturaleza de los Sedimentos

IREN (1967), señala que la pampa, que se desarrolla entre 400 y 700 mts. de altura "por lo general corresponde por una parte al sector donde los depósitos glaciarios, fluvio-glaciarios y aluviales han logrado una mayor potencia, y por otra, a una diferenciación climática por fuertes vientos, mayor insolación, menor precipitación (menos de 500 mm. anuales), lo que unido a una mayor permeabilidad del suelo, determina que la cubierta vegetacional sea pobre, y sólo prosperan los pastos que reciben el nombre generico de "coirón", perteneciente a las familias *Festuca* y *Stipa*.

En este párrafo, ya se señalaban, junto a otras variables, los depósitos que componen esta unidad planiforme, con excepción de los grandes bancos de varves (sedimentos lacustres). Además, se indica que poseen una permeabilidad por lo menos buena, sino excesiva, lo cual indica que se trata de sedimentos gruesos.

Se describen a continuación los diferentes depósitos ya señalados.

Los sedimentos lacustres, por lo general sepultados por sedimentos posteriores, corresponden a sedimentos finos denominados "harina glacial", el cual es un polvo impalpable que resulta de la fricción y desgaste a que son sometidos los fragmentos de roca entre el lecho y la morrena de fondo de un glaciar (Lliboutry, 1956). Estos sedimentos se originaron, por lo tanto, en el marco andino y subandino, por lo que derivan de rocas graníticas en primer lugar y de rocas volcánico-sedimentarias continentales, ricas en sílice, en segundo lugar.

Se presentan en espesores considerables, midiéndose 5 mts. de ellos en río Nirégua, al N. de punta del Monte. En el río Simpson, a la altura del cerro La Virgen, se observan aproximadamente 8 a 10 mts. en el corte de la terraza. Están estructurados en capas de espesor variable de algunos centímetros a varios decímetros, dependiendo ello de la velocidad de fusión de los frentes de hielo.

Si bien la granulometría es muy fina, lo que redundaría en un sustrato semi-impermeable a impermeable, presenta algunas variaciones, encontrándose en forma alternada algunas capas con mayor contenido de arenas muy finas, y ocasionalmente arenas medias.

Como se señalara en un capítulo anterior, por efecto de crioturbación estos sedimentos aparecen, en algunos sectores, deformados a suavemente plegados.

Estos sedimentos han sido sepultados por materiales fluvio-glaciales principalmente, en espesores que alcanzan hasta 20 o más metros.

Estos depósitos fluvio-glaciales se caracterizan por estar estructurados en lentes y bancos, y por una granulometría que va de arenas muy finas hasta bolones de mediano tamaño (30 - 40 cm.) cuyo grado de redondeamiento es variable

entre sub-anguloso en las gravillas a sub-redondeados en rodados y bolones. Dado que esta cubierta no es continua, apareciendo los sedimentos lacustres en superficie en numerosos sectores, es que se observa una abundancia de área de mal drenaje, con vegetación hidrófila y napa superficial. Ayuda a la ocurrencia de estos fenómenos, denominados "mallines", el afloramiento del sustrato rocoso, el cual se constituye en represa, y pequeñas depresiones propias de áreas de lomajes morrénicos.

Contrastan con las áreas de mallines, aquellos sectores de cubierta fluvio-glacial espesa, en cuya superficie se observa una microtopografía de lomitas u ondulaciones suaves, y una composición de gravillas y gravas, limpias de sedimentos finos, los cuales han sido transportados por el viento, formando pequeñas dunas de cola a sotavento de los coironales. Dichas gravillas y gravas están compuestas, en una alta proporción, por sílice, en forma de cuarzo, y feldespato. Los depósitos morrénicos son escasos y, en gran parte, borderos de las áreas de pampas, aunque también se encuentran, como ya fuera señalado, áreas de lomajes morrénicos bajos, correspondientes a morrenas de fondo, mediales e intraglaciales.

Los sedimentos que integran estos depósitos, a diferencia de los fluvio-glaciales, carecen de ordenamiento o estructura, encontrándose en su perfil diseminados al azar, abundantes fragmentos gruesos y medios en una matriz barrosa.

La composición de estos sedimentos está ligada, también, a la litología del área andina y subandina oriental, es decir, rocas graníticas y sedimentario-volcánicos continentales ricos en sílice.

Por su parte, los sectores aluviales, representados por valles de considerable amplitud pero escaso profundizamiento, por lo general, sólo han retomado los sedimentos ya señalados desde estas áreas orientales pampeanas y, a través de la cordillera Andina, los están drenando al océano Pacífico.

Esto ha implicado que las vías de drenaje sólo han llevado a cabo procesos de destrucción o erosión sobre los sedimentos pre-existentes, procesos aún en vigencia. Dependiendo de la pendiente y del nivel de base local, este hecho presenta diferentes grados.

En este sentido, se observan lechos amplios y suaves, prácticamente sin niveles de terrazas, en que los cursos de agua divagan en un trazado lleno de meandros, algunos de los cuales son posteriormente abandonados, pasando a conformar lagunas en forma de cacho de buey (oxbow-lakes). El proceso de transporte y erosión de estos cursos de agua es insignificante. Ej.: Sector de Balmaceda.

En contraste, otros cursos de agua cuyo nivel de base local es más bajo, topográficamente hablando, y más cercano al origen del dren, lo que implica una mayor pendiente, han tallado varios niveles de terrazas con desniveles de algunos metros, evacuando todos los sedimentos pre-existentes hacia el oeste. Ej.: río Coihaique.

En este proceso de retransporte, estos sedimentos sufren fricciones, roce, fenómenos que aumentan la proporción de sedimentos finos en detrimento de los gruesos, a la vez que estos últimos son desgastados y redondeados, con lo cual adquieren la forma característica de rodados fluviales, perdiendo su carácter fluvio-glacial.

III. – RESULTADOS Y CONCLUSIONES

A. – RESULTADOS CUANTITATIVOS

- Superficie total aproximada de islas de la Región: 19.568,32 km²
 - Superficie total aproximada de lagos y lagunas de la Región: 3.665,6 km²
 - Superficie total aproximada de Campo de Hielo Norte o del monte San Valentín: 4.705 km²
 - Superficie regional-total del Campo de Hielo Sur o del Dr. Juan Brüggén: 3.530,00 km²
 - Superficie total aproximada de áreas cubiertas por glaciares en la Región: 9.000,00 km² (incluye ambas cifras anteriores).
 - Superficie total aproximada de áreas sobre la isoterma de 0° C, cubiertas de nieve o hielo, o sometidas al sistema de erosión periglacial: 24.784,00 km²
- Esta superficie carece de valor agropecuario o forestal. Sólo posee algún eventual valor desde el punto de vista de la prospección geológica-minera, así como del desarrollo de actividades turísticas, siempre que exista el interés por estudios más específicos.

B. – CONCLUSIONES

- El sector insular y archipelágico corresponde fundamentalmente a áreas de rocas pulidas por el hielo y una muy escasa dotación de áreas deposicionales, localizadas en forma de anillo discontinuo en la costa de estas unidades o en la desembocadura de algunos valles generalmente de escaso desarrollo.
- La posible depresión Central, en la Región, sólo adquiere caracteres de tal en el sector del istmo de Ofqui, y está representada por planos depositacionales fluvio-glaciales, glaciales y fluviales, de escasa altura sobre el nivel del mar, presentando abundantes zonas de mal drenaje.
- Durante los últimos 2 millones de años, la Región sufrió cambios climáticos que comprometieron 3 ó 4 períodos glaciales e igual número de períodos templado-fríos y lluviosos, con los consiguientes cambios de sistemas erosivos, los cuales transformaron la superficie de la Región modelando los caracteres morfológicos que aún dominan su topografía.
- En los últimos 20.000 años (hasta la actualidad), esta morfología sólo ha sido ligeramente retocada, y los sedimentos generados o movilizados por los agentes actuales, principalmente los ejes fluviales, sólo han contribuido a rellenar las cabeceras de los fiordos. Este proceso se ha visto acelerado en los últimos 50 - 80 años producto de grandes incendios que han dejado descubiertos y a merced de la erosión importantes sectores.
- Estas condiciones climáticas no han colaborado a la meteorización de la roca o los sedimentos, por lo que esta región carece de cubierta edáfica, en una gran parte de su superficie, y donde éstas existen, son poco evolucionadas, pobres o esqueléticas.
- Esta dinámica de sedimentación y relleno de la cabecera de los fiordos es positiva en el mediano y largo plazo ya que, por un lado, se le quita terreno al mar, y por otro, se aumentan las superficies planas de sedimentos aluviales, de inne-

gible valor agropecuario y tan escasas en la Región. Para darles un valor actual a los nuevos terrenos surgidos por esta condición se requiere, evidentemente, de prácticas de drenaje.

El desconocimiento de estos aspectos morfodinámicos ha conducido a la ciudad de Puerto Aisén a perder su calidad de tal, hecho que habría sido aminorado de tenerse en cuenta lo expuesto. Este efecto reazará también para Puerto Chacabuco dentro de algunas decenas de años, dependiendo ello de la velocidad de avance de la barra fluvial, lo cual depende a su vez del volumen de sedimentos drenados y en último término de la aplicación de sistemas y medidas de control de la erosión adecuados a la realidad morfodinámica regional. En todo caso se podría estimar que la ganancia de terrenos sedimentarios de valor agropecuario es de mayor trascendencia que el cambio de funciones de algunas urbes, o el traslado de puertos cada vez más al oeste.

- La influencia del bosque en la estabilidad del medio, fundamentalmente en el marco andino y sus sectores más occidentales es cuestionable, ya que su presencia influye en los deslizamientos y derrumbes que se observan.

En este sentido, y considerando que se trata de un bosque en gran parte maduro y, en sectores, ya sobremaduro, no tiene sentido dejar que se pudra sin aprovecharlo racionalmente, y de acuerdo a un plan de manejo con tala selectiva.

- La mecánica de los campos de hielo y glaciares está marcada por un retroceso general, en el cual se observan en promedio cuatro reavances parciales, correspondientes a igual número de arcos morrénicos transversales sobre las lenguas de hielo. Cada uno de ellos es de menor magnitud que el anterior, por lo que las morrenas más altas son las más recientes.

Este hecho indica un atemperamiento climático general, en forma gradual pero constante, a partir del tardi y post-glacial, lo cual implica un aumento de las temperaturas y un descenso de las precipitaciones.

Este fenómeno ocurre con el transcurso de miles de años, razón por la que es escasamente perceptible en los registros climáticos más largos y constantes.

- La morfoconservación, o control de la erosión, presenta una valla insalvable en la mayor parte de la Región, debido a varios factores:

1. Abundantes fragmentos y detritos en las partes altas de cerros y montañas, producto del sistema de erosión periglacial.
2. Intensa fracturación de la roca.
3. Abundante precipitación líquida y sólida.
4. Rápido derretimiento de las nieves a comienzo de Primavera.
5. Efecto de la masa boscosa, en las rocas y su desprendimiento, y el aumento de la productividad de las aguas lluvias.
6. Topografía abrupta del marco andino.

Todos estos factores son de carácter incontrolable, por lo que deben ser considerados en todo programa de desarrollo, manejo, construcción, etc., como parámetros constantes en el tiempo y el espacio.

- El volcanismo en la Región, a diferencia de lo que antes se pensaba, se encuentra bastante desarrollado, claro que posee por lo general un carácter latente o potencialmente activo. Sólo se observan en la actualidad manifestaciones secundarias tales como fuentes termales.

A través de algunos estudios (Fuenzalida y Etchart, 1974; Ferrando, 1978) se ha constatado una migración del magma más hacia el interior del continente, producto seguramente del desplazamiento de las placas de Nazca y Antártica

por bajo la placa América, cuyo punto de triple unión se localiza en el sector del golfo de Penas.

- La influencia de los productos volcánicos derivados de erupciones, principalmente el polvo volcánico, ha sido de gran importancia para aquellas áreas bajo el radio de alcance de los materiales eyectados, ayudados en su desplazamiento por las corrientes eólica. A este fenómeno se debe la existencia de una serie de suelos y asociaciones de ellos de origen volcánico, ricos en minerales máficos.
- Los cordones subandinos orientales, a diferencia del macizo andino central, principalmente granítico, están compuestos por rocas sedimentario - volcánicas. Este hecho genera una topografía escalonada y una morfología de cuevas, junto con otorgar una cierta inestabilidad al medio, derivada de la alternancia de capas duras y capas blandas, en términos relativos.

Existen huellas y evidencias que indican un cambio en el sentido de escurrimiento de las aguas superficiales a fines de la última glaciación.

Durante las glaciaciones, los flujos de hielo y agua poseían una divisoria marcada por las más altas cumbres del macizo andino, pero con posterioridad a ellas, gran parte el drenaje invirtió el sentido de su escurrimiento hacia el océano Pacífico; ello tuvo un efecto de gran importancia para la morfología regional, ya que el acercamiento entre nacientes y desembocaduras conduce al incremento sustancial de la potencia erosiva de las aguas corrientes.

- Durante el retroceso de los hielos con posterioridad al máximo de la última glaciación se formaron una serie de ambientes lagunares de grandes dimensiones, fenómeno que implica la presencia de varves (sedimentos lagunares finos estratificados) en amplios sectores, explicando ello la existencia de zonas de mal drenaje y mallines en las áreas deposicionales.
- En el área de los relieves planiformes orientales se observan, en algunos sectores, principalmente del río Coihaique una serie de terrazas de erosión que corresponden a cambios tardi y postglaciales, posteriores a la inversión del escurrimiento. En este sentido, no existe relación entre el número de estos niveles y el número de glaciaciones que afectó a la Región.

Por otra parte este encauzamiento cada vez mayor, pero con un ritmo decreciente en cuanto a: magnitud de las terrazas generadas, volumen de los sedimentos movilizados, y caudal hídrico, indica que se ha ido produciendo una degradación climática hacia condiciones menos húmedas y más cálidas.

- Dentro de la unidad de relieves planiformes orientales (sectores de pampas patagónicas), la inversión del drenaje ha implicado, en parte, el escurrimiento sobre áreas deposicionales de mínima pendiente, por lo que se observan amplios lechos con cursos de aguas muy ramificados y divagantes, de escurrimiento lento y escasa infiltración por un sustrato lacustre prácticamente impermeable. Todo esto hace que en estos sectores la erosión hídrica sea mínima, a diferencia de la erosión eólica, principalmente de tipo deflacionario, con lo que la mayoría de las partículas finas son erradicadas, quedando superficies con predominio de gravas y gravillas.

- Respecto del potencial turístico de la Región de Aisén, desde un punto de vista morfológico, éste se manifiesta en la abundancia de ambientes naturales propicios, así como por el hecho de conservar en gran medida el carácter nativo, no modificado por el hombre, de su superficie.

Entre estos ambientes con posibilidades de desarrollo turístico están, entre

otros, los innumerables lagos y lagunas, los ríos, los fiordos y canales, las fuentes termales, etc. A todo ello habría que agregar las actividades deportivas como la pesca, muy abundante, y el desarrollo de centros de deportes invernales tales como el sky.

Si bien existen a la fecha algunas empresas dedicadas a promover esta actividad, éstas son las menos y en su mayoría tienen el centro de operaciones en otras regiones, además de explotar sólo contados paisajes.

El problema de la explotación de estos recursos paisajísticos, junto a prácticas deportivas, no radica en la falta de vías de acceso, ya que los caminos son transitables gran parte del año, además de existir innumerables pistas de aterrizaje y compañías áreas regionales con equipo apropiado. La causa está en la calidad de los caminos y pistas; en la falta de empresas dinamizadoras de esta actividad económica, tanto a nivel nacional como internacional; en la falta de infraestructura, tales como hoteles, hostería, etc., y vehículos de turismo, tanto de tierra (buses) como de agua (lanchones, yates, etc.).

El desarrollo de esta actividad requiere, obviamente, de estudios más precisos y específicos relativos a mercado, costos, sitios privilegiados y, por lo tanto, prioritarios, etc.

Este estudio sólo cumple con poner de manifiesto estas posibilidades, lo adecuado del marco geográfico-físico, y las causas del estado actual de desarrollo de esta actividad y fuente de ingresos regional.

- En relación con la incorporación de nuevas áreas de la superficie regional a la actividad económica general, mediante la valorización de sus condiciones para la explotación de recursos y habitabilidad, esto depende de la calidad de los recursos a explotar y de las técnicas que se empleen, cuyo costo debe ser compatible con el producto que se obtenga. Por último, cuando hay razones geopolíticas, ninguna dificultad o costo tiene importancia.

Sin embargo, y en la necesidad de colonizar nuevas áreas en la Región, surgen algunos sectores como más apropiados, dado el grado de dificultad menor que presentan, en cuanto a condicionantes para la habitabilidad, y en este sentido, un costo menor, tanto social como económico, para llevar a cabo proyectos concretos a este respecto.

Entre estos sectores cabe mencionar:

- Curso medio del río Figueroa, en sector del valle de trazado norte - sur aproximado.
- Sector entre el lago Pedro Aguirre Cerda y el río Picaflor.
- Sector entre el lago Riesco y el río Blanco.
- Sector de la confluencia de los valles de los ríos Baker y Nef.
- Sector sur oeste del lago Brown.
- Sector río Mayer en inmediaciones de la frontera internacional.

IV.— BIBLIOGRAFIA

ARAYA V., JOSE F.: 1974. *Relaciones entre los Piedmonts Glaciégenicos y las Formas Marinas Litorales en el sur de Sudamérica*. En: Rev. Geog. I.P.G.H., N° 81. México. p. 115-138.

AUER, VAINO: 1948; *Las Capas Volcánicas como Nuevo Método de Cronología Post-Glacial en Fuego Patagonia*. Apartado de GAEA, Tomo VIII, pp. 31-336 Ed. Coni. Buenos Aires.

AUER, VAINO: 1958; *Wissenschaftliche Ergebnisse der Finischen Patagonien 1937-38 und der Finische Argentinischen Expeditionen 1947-53, 1957*. Helsinki, Sammlung von Souderabdrucken, Bond V., pág. 1-239.

AUER, VAINO: 1960; *The Quaternary History of Fuego Patagonia*. In: *Proceedings of the Royal Society, B*, Vol. 152, pp. 507-516.

BORGEL O., R.: 1965; *Mapa Geomorfológico de Chile*. Universidad de Chile, Fac. de Fil. y Educ., Instituto de Geografía.

BORGEL O.R.: 1971. *Geomorfología de las Regiones Australes de Chile*. En: Rev. Geog. de Chile Terra Australis, N° 21, años 1970-71 p. 135-140.

BRUGGEN, MLJ.: 1950; *Fundamentos de la Geología de Chile*. Ed. Inst. Geográfico Militar de Chile: 378 pp. y 1 mapa.

CAILLEUX, ANDRE: 1963; *Geologie de L'Antartique*. Ed. Sedes, Paris.

COMISION NACIONAL DE REFORMA ADMINISTRATIVA, CONARA; 1976; *Chile Hacia un Nuevo Destino. La Reforma Administrativa Integral*. Santiago, Comisión Nacional de Reforma Administrativa, Doc. N° 2, 505 pp.

ESPINOZA, W., Y FUENZALIDA, R. 1971; *Geología de la Provincia de Aisén entre los paralelos 45° y 46° lat. S*. Convenio Inst. de Invest. Geol. CORFO Aisén (Inf. inédito).

FERRANDO, A.F.: 1978. *Nuevos Centros Volcánicos en el curso medio del río Palena*. IREN-CORFO (Inédito).

FERUGLIO, EGIDIO: 1949; *Descripción Geológica de la Patagonia*. Ministerio de Agricultura y Comercio de la Nación, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, República Argentina. Vol. III pp. 200-207.

FUENZALIDA P., R. 1974; *El Volcán Hudson*. En: *IAVCEI - Symposium Internacional de Volcanología*. Santiago, Chile (PRE-PRINT).

FUENZALIDA P., R. Y ETCHARDS K., M. 1974. *Evidencias de Migración Volcánica Reciente desde la línea de Volcanes de la Patagonia Chilena*. En: *IAVCEI - Symposium Internacional de Volcanología*. Santiago; Chile (PRE-PRINT).

GONZALEZ - F., O. Y KATSUI, Y., 1970; *Estudio Intagrál del Volcanismo Cenozoico Superior de las Islas Shetlands del Sur, Antártica*, Inst. Antártico Chileno, serie Científica. Vol. I N° 2, págs. 123-174.

HERVE, F., THIELE, R., Y PARADA, M.A. 1976; *El Basamento Metamórfico del Archipiélago de las Guaytecas, Aisén, Chile*. En: Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Tomo I. pp. B-73 a B-86. Santiago-Chile.

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS, SANTIAGO, CHILE. IIG., 1968. *Carta Geológica de Chile, Escala 1: 1.000.000*.

INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACION DE RECURSOS NATURALES CORFO. IREN, 1967. *Provincia de Aisén. Inventario de los Recursos Naturales*. Tomo I y II Santiago, Chile, 1965-67.

LLIBOUTRY, LUIS. 1956. *Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología*. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago, Chile. 441 p. y 2 mapas.

MILLER, H. 1975. *El Basamento de la Provincia de Aisén (Chile) y sus correlaciones con las Rocas Premesozoicas de la Patagonia Argentina*. En: Actas del 6° Congreso Geológico Argentino, Bahía Blanca, Argentina.

NIEMEYER, HANS. 1975. *Geomorfología del territorio comprendido entre los Lagos General Carrera y Cochrane*. Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. (Tesis).

PEREZ D.A., E. Y AGUIRRE LE B., L. 1969. *Relación entre Estructura y Volcanismo Cuaternario Andino en Chile* En: Internacional Upper Mantle Symposium N° 22-B, Vol. II, Group II. México, D.F.

PINO G., MARIO. 1976. *Reconocimiento Geológico de los Departamentos Cochrane y Baker (Aisén) XI Región*. Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile (Tesis).

QUENSEL, P.D. 1912. *Geologisch - Petrografische Studien in der Patagonischen Cordillera*. En: Bull. Geol. Institut. Upsala.

REICHERT, F. ET AL, 1917. *Patagonia*. Ed. Bs. As. Tomos 1 y 2. Buenos Aires Argentina.

ROJO L., M.A. 1977. *Geología de la Región entre Ríos Leones y Río Nef, XI Región, Chile*. Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 171 pp. Santiago, Chile (Tesis).

SALMI, MARTI, 1941. *Die Postglazialen Eruptionsschichten Patagoniens und Feuerlands*. Annales Academiae Scientiarum Fennicae III N° 2, p. 1-115.

SKARMETA M., J. 1974. *Geología de la Región Continental de Aisén entre los 45° y 46° lat. Sur*. Escuela de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile. 226 pp. Santiago, Chile (Tesis).

SKARMETA M., J. 1976. *Evolución tectónica y Peleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aisén (Chile), durante el Neocomiano*. En: Actas del Primer Congreso Geológico Chileno, Tomo I, pp. B-1 a B-16. Santiago, Chile.

STERN, CH., SKEWES, M.A. Y DURAN, M. 1976. *Volcanismo Orogénico en Chile Austral*. En: Actas del Primer Congreso Geológico Chileno. Tomo I, pp. F-195 a F-212. Santiago, Chile.

V. MATERIAL CARTOGRAFICO Y FOTOGRAFICO UTILIZADO

CARTAS

- a) Cartas 1:250.000 (preliminares) del Instituto Geográfico Militar - Chile.
- b) Cartas 1:500.000 del Instituto Geográfico Militar - Chile.

FOTOGRAFIAS

- a) Fotos aéreas del vuelo CHILAY, escala 1:30.000 - año 1971
- b) Fotos aéreas del vuelo USAF, escala 1:60.000 - año 1974-75
- c) Imágenes Satélites LANDSAT, escala 1:3.300.000/ampiadas al 1:500.000 - año 1975.

VI.- ANEXOS

ANEXO 1

SUPERFICIES AREA INSULAR Y/O ARCHIPIELAGICA (BASE PLANIMETRICA: CARTA 1:500.000 IGM-CHILE)

NOMBRES	SUPERFICIE (KM ²) (APROX.)	NOMBRES	SUPERFICIE (KM ²) (APROX.)
1. I. GUACANEC	5	56. I. IZAZA	130,00
2. I. 1x	4,75 (WSW isla Guacanec)	57. I. TAHUENAHUEC	132,50
3. I. GUAITECA	206,25	58. I. MERCEDES	22,50
4. I. ASCENSION	50,00	59. I. MARTA	12,50
5. I. YATES	3,00	60. I. MATILDE	17,50
6. I. CLOTILDE	21,25	61. I. FRANCISCO	28,75
7. I. BETECOY	41,25	62. I. IPUN	80,00
8. I. LEUCAYEC	132,50	63. I. STOKES	115,00
9. I. ELVIRA	17,50	64. I. GUANBLIN	102,50
10. I. SANCHEZ	10,00	65. I. ROWLETT	137,50
11. I. MULCHEY	35,00	66. I. BENJAMIN	627,50
12. I. REFUGIO	145,00	67. I. GERTRUDIS	22,50
13. I. YATAC	10,00	68. I. WILLIAMS	55,00
14. I. AMITA	7,50	69. I. JORGE	110,00
15. I. TUAMAPU	12,50	70. I. JESUS	20,00
16. I. LLENIHUENU	22,50	71. I. CUPTANA	312,50
17. I. RIQUELME	12,50	72. I. TRANSITO	105,00
18. I. LLANOS	12,50	73. I. CANALAD	25,00
19. I. ARTHUR	27,50	74. I. FLORENCIA	7,50
20. I. MALLERCH	40,00	75. I. TERESA	162,50
21. I. MIDHURST	53,75	76. I. PAZ	5,50
22. I. MOREL	3,75	77. I. LIEBRE	5,00
23. I. CANAVE	5,00	78. I. 8x	2,50
24. I. GOICOLEA	32,50	79. I. 7x	7,50
25. I. MAY	15,00	80. I. 6x	8,00 (N y NE isla Williams)
26. I. BUSTOS	7,50	81. I. 5x	7,50
27. I. CONCOTO	102,25	82. I. 9x	3,75
28. I. VERDUGO	20,00	83. I. 10x	3,00
29. I. SERRANO	6,25	84. I. SILACHILL	4,25
30. I. AGUAYO	5,50	85. I. TUAP	5,00
31. I. GARCIA	45,00	86. I. LALANCA	4,50
32. I. ELENA	10,00	87. I. MAGDALENA	2.005,00
33. I. 457	22,50 (N. de isla Valverde)	88. I. JAMES	357,50
34. I. VALVERDE	97,50	89. I. MELCHOR	855,00
35. I. SHAFFERS	200,00	90. I. CHALACAVEC	10,00
36. I. FORSYTH	85,00	91. I. TANGBAC	20,00
37. I. TELLEZ	37,50	92. I. ORESTE	5,00
38. I. BROKEN	5,00	93. I. MARIA TERESA	10,00
39. I. JOHNSON	40,00	94. I. VIOLA	2,50
40. I. 2x	5,00 (N. de isla Johnson)	95. I. LUCHIN	3,00
41. I. BOLADOS	60,00	96. I. L. HILDA	7,50
42. I. ROJAS	117,50	97. I. LORENAS	2,50
43. I. JECHICA	77,50	98. I. ESTER	50,00
44. I. 3x	13,75 (E. de isla Rojas)	99. I. LATOLQUE	5,00
45. I. 4x	5,00 (SEE de isla García)	100. I. PTO. AGUIRRE	2,50
46. I. GUIA	3,00	101. I. VERGARA	2,50
47. I. CHUES	5,00	102. I. CHACULAY	40,00
48. I. QUINCHELES	5,00	103. I. MENINEA	6,25
49. I. GARRAO	65,00	104. I. CHURRECUE	37,50
50. I. LAMALEC	2,75	105. I. ELENA	22,50
51. I. FILOMENA	32,50	106. I. CASMA	2,50
52. I. ATILIO	63,75	107. I. RENAICO	3,00
53. I. ENRIQUE	13,75	108. I. MITAHUES	5,00
54. I. HARRY	4,50	109. I. CHIERCHIA	3,75
55. I. LEVEL	247,50	110. I. STA. MARIA	3,75

NOMBRE	SUPERFICIE (KM ²) (APROX.)	NOMBRE	SUPERFICIE (KM ²) (APROX.)
111. I. KENT	87,50	175. I. 16 x	3,75
112. I. LEMUY	32,50	176. I. 21 x	15,00
113. I. DRING	192,50	177. I. 23 x	20,00
114. I. VICTORIA	329,25	178. I. 24 x	22,50
115. I. QUEZADA	92,50	179. I. 25 x	27,50
116. I. QUILLIN	32,50	180. I. 26 x	5,00
117. I. ITALIA	27,50	181. I. 27 x	2,50
118. I. VENARIA	25,00	182. I. 28 x	2,25
119. I. ISQUILIAC	182,50	183. I. 29 x	2,25
120. I. TRES DEDOS	7,50	184. I. 30 x	2,50
121. I. DESIERTA	5,00	185. I. JUAN STUVEN	335,00
122. I. AUCHILU	7,50	186. I. URSULA	22,50
123. I. MARCACC	7,50	187. I. FENGUIN	2,50
124. I. CANIGLIA	6,25	188. I. CO 3 PICOS	202,50
125. I. LUZ	225,00	189. I. SOMBRERO	5,00
126. I. HUMOS	260,00	190. I. SEALOUS	45,00
127. I. TRAIQUEN	437,50	191. I. PORCIA	47,50
128. I. ROJAS	42,50	192. I. VECENTE	63,00
129. I. MATILDE	15,00	193. I. SCOUT	7,50
130. I. GARRIDO	100,00	194. I. TITO	5,00
131. I. RIVERO	535,00	195. I. ORLEBAR	47,50
132. I. CLEMENTE	177,50	196. I. IRENE VICENTE	20,00
133. I. JUAN	17,50	197. I. BERTA	7,50
134. I. 11 x	15,00 (N. isla Juan)	198. I. TERESA	25,00
135. I. 12 x	12,50 (S. isla Juan)	199. I. BRICEÑO	7,50
136. I. GUERRERO	50,00	200. I. BARRIOS	15,00
137. I. TENQUEHUEN	60,00	201. I. ALBERTO VARGAS	97,50
138. I. MENCHUAN	7,50	202. I. FRANCISCO	27,50
139. I. INCHIN	2,50	203. I. FARO	3,75
140. I. ARIETO	12,50	204. I. ROSA	3,50
141. I. SALAS	1. 151,00	205. I. REMO	7,50
142. I. PIUCO	7,50	206. I. ROMULO	3,75
143. I. MAC-PHERSON	50,00	207. I. MERINO JARPA	625,00
144. I. FIGUEROA	5,00	208. I. MILLAR	52,50
145. I. SIMPSON	180,00	209. I. SCHAFFER	20,00
146. I. 13 x	7,50 (N. isla Simpson)	210. I. HORN B	12,50
147. I. HUEMULES	107,50	211. I. 31 x	23,75
148. I. OMA	2,50	212. I. SCHLUCHT	23,00
149. I. STEWART	17,50	213. I. VANDER MEULEN	250,00
150. I. GOÑI	12,50	214. I. JUSTINIANO	12,50
151. I. NALCAVEC	270,00	215. I. CALDELEUGH	192,50
152. I. SAN JOSE	15,00	216. I. OFHIDEO	125,00
153. I. XINCHEMO	5,00	217. I. FARQUHAR	142,50
154. I. USBORNE	7,50	218. I. BOXER	17,50
155. I. 14 x	5,00 (E. isla Usbone)	219. I. POMAR	2,50
156. I. TERMINO	10,00	220. I. MIDDLE	7,50
157. I. PAN DE AZUCAR	5,00	221. I. SERRANO	1.040,00
158. I. HEREFORD	15,00	222. I. PRAT	765,00
159. I. CROSALE	22,50	223. I. MILLYAR	2,50
160. I. BAJA	2,50	224. I. CAMPANA	1.307,50
161. I. PURCELL	7,50	225. I. TORPEDO	2,50
162. I. JAVIER	130,00	226. I. P. LYNCH	540,00
163. I. CATEDRAL	140,00	227. I. CABRALES	175,00
164. I. MALDONADO	12,50	228. I. HECTOR	2,50
165. I. BYRON	192,50	229. I. RIQUELME	55,00
166. I. RUGGED	2,50	230. I. HYATT	30,00
167. I. WAGER	83,00	Islas e islotes	381,32
168. I. SAN PEDRO	5,00	menores de 2 km ²	
169. I. 15 x	10,00 (E. isla Wager)		
170. I. 20 x	2,50		
171. I. 18 x	7,50		
172. I. 19 x	2,50 (NW isla		
173. I. 22 x	5,00 Juan Stuvén)		
174. I. 17 x	2,50		
		TOTAL	19.568,32 km ²

ANEXO 2

**SUPERFICIE DE LAGOS Y LAGUNAS MAYORES
DE 2 km² (DE NORTE A SUR)**

NOMBRE	SUPERFICIE (km²)	NOMBRE	SUPERFICIE (km²) (*)
ROSSELOT	42,50	GUTIERREZ	6,25
VERDE	25,00	COHRANE	173,75
PRESIDENTE ROOSEVELT	10,00	(parte chilena)	
YULTON	61,25	CACHET	10,00
MEULLIN	8,75	ENCERRADO	5,00
LOS PATOS	7,50	BROWN	21,25
RIESCO	15,00	DEL DIABLO	2,50
PORTALES	7,50	ESMERALDA	9,50
ZENTENO	10,00	JUNCAL	5,00
CASTOR	2,50	CHACABUCO	10,00
POLLUX	11,50	LARGA	4,50
FRIO	5,00	VARGAS	5,00
CONDOR	13,75	NORTE	2,00
ELLIS	5,00	QUETRU	7,50
ATRAVEZADO	9,00	ALEGRE	12,50
ELIZALDE	30,00	GITARRA	5,00
CARO	17,50	RIÑON	3,75
AZUL	2,50	CHRISTIE	15,00
LA PALOMA	18,75	BERGUEZ	20,00
LAPPARET	25,00	BRICEÑO	18,75
PRESIDENTE RIOS	300,00	ENCERRADOS	7,50
BLANCA	46,25	SALTO	7,50
MANUEL RODRIGUEZ	15,00	CISNES	12,50
TERESA	4,50	CIERVO	8,25
AISLADA	2,50	O'HIGGINS	545,00
BAYO	10,00	(parte chilena)	
FIERO	5,00		
LEONES	25,00	TOTAL PARCIAL	2. 724,25 km²
GENERAL CARRERA	1.047,50		
(parte chilena)			
TRANQUILO	7,50	SUPERFICIE DE LAGUNITAS	
JEINEMENI E.	10,00	MENORES DE 2 km²	
JEINEMENI O.	5,00	TOTAL PARCIAL	941,35 km²
		TOTAL GENERAL	3. 665,60 km²

(*) Superficie determinada por planimetría en cartas IGM, en parte corregidas por imágenes LANDSAT 1975-1976.

**GEOMORFOLOGIA DE LOS EJES FLUVIALES PRINCIPALES
DE LAS HOYAS HIDROGRAFICAS DE LOS RIOS AISEN Y BAKER**

Manuel Muñoz L.

Geógrafo

Consultor

INTRODUCCION

Como parte del Proyecto "Perspectivas de Desarrollo de los Recursos de la Región Aisén", que IREN lleva a efecto en la zona (1), se realiza el presente estudio que contempla entre sus objetivos principales, obtener información geomorfológica adecuada de segmentos importantes de los valles fluviales principales.

Para establecer un diagnóstico y proponer algunas soluciones alternativas, el Proyecto necesita información básica sobre recursos físicos, tales como las formas del terreno, las cuales, además de otros antecedentes complementarios le permitirán determinar posibilidades y limitaciones de la Región en cuanto a actividades impulsoras del desarrollo.

Dentro de los objetivos de este estudio se han localizado y definido las formas y depósitos, en cuanto a su origen y constitución interna. En tal sentido se hace alusión a la forma y a los procesos formativos, tanto constructores como erosivos o degradacionales, permitiendo clasificar los terrenos desde el punto de vista morfológico.

El presente estudio se refiere exclusivamente a algunas secciones de los valles fluviales ocupados por las aguas de los ríos Aisén, Simpson, Mañiguales y Baker.

Se eligieron estas áreas por ser las actualmente más utilizadas para las actividades del hombre en la Región.

Gran parte de las inversiones en infraestructura, tales como puentes, caminos, puertos, pistas de aterrizaje y ciudades se encuentran en ellos, principalmente, en el valle del río Aisén y en el valle del río Simpson.

Las cartas a escala mediana 1:50.000 obtenidas como resultado de este estudio, registran los hechos geomorfológicos agrupados en unidades de características superficial y genética similares, tales como las formas y depósitos glaciales y fluvio-glaciales. Se describen, además, las formas lacustres, aún cuando son muy escasas en estos valles principales.

Por último, se consideran las capas de cenizas volcánicas que cubren estas formas y depósitos, como asimismo los mallines emplazados en éstas. Ambos hechos se señalan como fases superficiales de los geogrupos en que ocurren, ya que no afectan de modo considerable a la definición de ellas, salvo en su capacidad de uso agropecuario.

MATERIALES, METODOS Y LIMITACIONES

La información bibliográfica sobre geomorfología y otras ciencias afines para estos valles es muy escasa. Además, cuando existe, contempla otros objetivos y alcances que no permiten su adaptación a la investigación.

No sucede lo mismo con la información de aerofotos e imágenes de satélite, la cual posee buena cobertura y es numerosa para estudios de este tipo y nivel. Esencialmente se utilizaron las aerofotos 1:60.000 de la misión USAF de 1974 y de la misión CHILAY obtenidas a escala 1:30.000 en el año 1971.

Se contó, además, con las imágenes del satélite LANDSAT a escala 1:500.000, utilizándose las bandas 4, 5, 6 y 7 ya que si bien su rango de resolución es bajo para la escala del estudio, proporcionaron datos que permitieron establecer una base cartográfica preliminar y de confrontación de datos, obtenidos por aerofotointerpretación convencional, sobre el contexto morfoestructural.

La cartografía disponible del I.G.M. de Chile sólo provee información topográfica a escala 1:250.000 y 1:500.000 con cobertura total para las áreas de estudio. De tal manera, no se dispuso de una base más adecuada o próxima al 1:50.000 escala adoptada por el estudio que la arriba indicada, a fin de representar los hechos geomorfológicos con mayor precisión.

Las operaciones llevadas a cabo para satisfacer los objetivos de este estudio consideraron: la revisión de antecedentes bibliográficos; el reconocimiento generalizado de la Región por medios aéreos, terrestres y acuáticos; interpretación de las aerofotos USAF y CHILAY e imágenes LANDSAT; determinación de la leyenda cartográfica preliminar para cada unidad morfológica; control o verificación de terreno de las aerofotos interpretadas; confrontación final con la cartografía y redacción del informe final.

I. — GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO SIMPSON

GENERALIDADES

El transcurso del valle del río Simpson cuya geomorfología se describe, se encuentra situado entre las latitudes $45^{\circ}24'$ sur y $45^{\circ}48'$ sur y las longitudes $71^{\circ}55'$ oeste y $72^{\circ}30'$ oeste.

Su extensión forma parte de dos unidades morfológicas mayores: La cordillera Andina Patagónica y los cordones Subandinos, al oriente de la anterior.

Este contexto morfoestructural y climático imprime a este valle un sello morfogenético particular que se traduce en formas y depósitos de tipo fluvial, glacial, glaci-fluvial y coluvial, los cuales presentan diversas características, particulares unas, y asociadas al resto de la Región las otras.

Este río tiene su nacimiento en el sector Subandino oriental y desde éste hasta la confluencia con el arroyo La Galera conforma la frontera Chileno-Argentina. A lo largo de sus 150 km recibe el aporte de sus afluentes principales: ríos Oscuro, Blanco, Pollux (drenaje de diferentes lagunas menores) y el río Coihaique.

Desde el punto de vista hidrográfico forma parte del sistema fluvial del río Aisén, constituyéndose en uno de sus afluentes principales.

A. — ANTECEDENTES GEOLOGICOS

A.1. — Unidades Litológicas

A lo largo del valle del río Simpson se distinguen rocas mesocenoicas volcánicas, sedimentarias marinas y graníticas. Están comprendidas en edades que van desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Medio. El Cuaternario, está representado por depósitos fluviales glaciales, lacustres y manifestaciones volcánicas locales.

a) Rocas Estratificadas del Mesozoico

a.1) Jurásico Superior

— **Formación Elizalde:** Constituida por tobas, tobas brechosas y brechas volcánicas con algunas intercalaciones de lavas brechosas (Espinoza y Fuenzalida, 1971). Presenta una estratificación gruesa, inclinada suavemente al oeste (Fuenzalida y Etchard, 1974). De acuerdo a relaciones estratigráficas, se le asigna una edad Pre-Valanginiana-Huateriviana. Infrayace en contacto concordante y gradacional con estratos marinos del Neocomiano pertenecientes a la Formación Coihaique.

Se distribuyen, extensamente, en la región Andina Oriental y la localidad de Lago Elizalde en su sector típico.

— **Formación Coihaique:** Sobreyace a la formación Elizalde. Está constituida por rocas sedimentarias marinas, principalmente, lutitas negras, areniscas, margas y calizas fosilíferas. Se distribuye en la región Andina y Subandina oriental.

Su edad, basada en registro fósil, (Faonella, Pecten, Belemmites, Exogyra sp) se establece en el Neocomiano, precisamente, Valanginiana-Huateriviana (Espinoza-Fuenzalida, 1971).

— **Formación Divisadero:** Es una secuencia de rocas volcánicas de carácter dacítico con areniscas intercaladas en la base. El límite inferior corresponde

a un contacto concordante con la formación Coihaique y en algunos sectores con la formación Elizalde. Su límite superior corresponde a una fuerte discordancia de erosión con la formación Ñireguao.

Constituye la cumbre de muchos cerros de la región Subandina oriental. Tiene un desarrollo también importante en el sector andino.

Su edad de acuerdo a la relación de concordancia y contacto transicional con la formación Coihaique, se establece como Hauteriviana. Probablemente, depositada durante el Neocomiano Superior y a fines del Cretácico Inferior (Ortíz y Vergara, 1978).

b) Rocas Intrusivas del Mesozoico

b.1) Jurásico Superior

- **Complejo granítico:** Corresponde a rocas tonalíticas y granodioríticas. Se observa, en el emplazamiento de estos cuerpos ígneos, una disminución de la profundidad en el sentido oeste-este, aumentando por el contrario, su alcalinidad.

Se han determinado, radiométricamente, cuatro ciclos intrusivos desde el Jurásico Superior hasta, probablemente, el Mioceno - Plioceno.

Se distribuyen en ambas márgenes de la cuenca longitudinal (Zona de los canales), cordillera de la Costa, sector Central Andino, sector Subandino Oriental.

c) Rocas Cenozoicas

c.1) Terciario Inferior

- **Intrusivos menores:** Corresponden a Stocks o filones que intruyen al Complejo granítico (kg) y a las Rocas Estratificadas del Mesozoico. Su litología es variable, tales como, pórfidos dioríticos (Coihaique), pórfidos dioríticos más andesitas porfíricas (sector Subandino Oriental, Ñireguao) (Ortíz, et al, opus cit.). Sus edades son, probablemente, del Terciario Inferior, según relaciones estatigráficas, distribución y petrografía: (Espinoza, et al, opus cit.).

c.2.) Cuaternario

- **Efusiones basálticas:** Corresponden a basaltos dispuestos en mesetas. En esta cuenca se reconocen en Balmaceda. (Ortíz y Vergara, 1978). Su edad máxima, se establece entre Plioceno y el interglacial Riss-Wurm (penúltima y última glaciaciones), respectivamente.

c.3) Reciente

- Manifestaciones históricas del volcán Hudson. Importante por los efectos colaterales, tales como, transporte y depositación de cenizas volcánicas, principalmente, por acción hidroeólica, que se emplazan en muchos casos como cubiertas superficiales y/o superficiales de los depósitos del Cuaternario. La mayor parte de los suelos han evolucionado en estas capas.

B.— RASGOS GEOMORFOLOGICOS

En este Valle, emplazado en las unidades morfológicas mayores cordillera de Los Andes y relieves Subandinos Orientales se localizan formas erosionales y deposicionales, fundamentalmente, de origen fluvial, además formas glaciales, glaci-fluviales, lacustres y coluviales.

B.1.— Las Geoformas Fluviales

Estos tipos de formas y depósitos asociados, que aparecen circunscritos al río Simpson, corresponden, por una parte, a la acción fluvial erosiva y, por otra parte, a la acción deposicional constructiva o agradacional de este curso de agua.

a) Formas Erosionales

a.1) Terrazas fluviales

Estas superficies planas o ligeramente inclinadas corresponden a niveles del lecho de inundación del río Simpson, labrados en sedimentos pre-existentes derivados del avance y retroceso de los glaciares.

Desde la confluencia con el río Blanco hasta su unión con el río Coihaique el nivel se presenta continuo, pero con un ancho muy variable. Estas características varían en función de su emplazamiento en las dos Unidades Morfoestructurales mayores atravesadas por el río Simpson. El nivel se mantiene continuo al atravesar los relieves subandinos, pero se interrumpe continuamente al penetrar al dominio de la cordillera Andina; sus dimensiones son menores, el nivel se ve afectado, tanto por aportes como por erosión lateral y, generalmente, en épocas de mayores lluvias, se confunden con el lecho mayor del río al desbordarse las aguas del lecho ordinario (Carta Nº 2).

Los materiales, en su mayor parte, provienen de depósitos abandonados por las intensas glaciaciones que afectaron a esta área en particular, y a la Región en su totalidad. De esta manera, al retiro de los hielos, el río Simpson fijó sus nacientes en la franja morrénica oriental emplazada en la unidad denominada Relieves Planiformes Orientales. (pampa Patagónica).

Esta disposición de la terraza, y sus subniveles erosionales no es el resultado de condiciones estables, sino más bien se debe a cambios sucesivos que modificaron el nivel de base, permitiendo el abandono de los lechos de inundación y su posterior excavación. Así los bordes aparecen muy abruptos, tal como se aprecian en las proximidades de Coihaique.

Los materiales presentan texturas gruesas, predominando las de gravas, arenas y limos de naturaleza litológica bastante heterogénea.

En superficie están coronados por cenizas volcánicas, depositadas por aire, pero con indicios de haber sido retrabajadas por agua o hielo. Estas constituyen, fundamentalmente, el material parental de los suelos.

b) Formas Deposicionales

b.1.) Depósitos de cauce ordinario

La depositación de estos materiales es el efecto de la disminución parcial

de la velocidad de la corriente y de la carga excesiva de materiales transportados.

El curso del río sigue, usualmente, un trazado rectilíneo y sólo en algunos segmentos tiende a ser anastomozado y/o meandriforme. En el primer caso, el río Simpson corre por varios cauces interconectados que varían constantemente de trazado, entre los cuales deposita barras de arena. Esto es muy notorio en las proximidades de la confluencia con el río Blanco. Cuando es meandriforme o divagante, como sucede en las proximidades de El Balseo, aguas arriba de la confluencia con el río Mañiguales, los depósitos son dejados en el lado interior de cada curva del curso de la corriente. Están sujetos a modificaciones durante los períodos de altas aguas o crecidas. Situados en el lecho ordinario, se presentan formando barras, bancos, playas, lentejones, etc., y ocupan los recodos del canal del río Simpson, exhibiendo una superficie rugosa con vegetación muy escasa estacional.

Otro rasgo fluvial importante son los brazos muertos y meandros abandonados. Al norte de Villa Frei, donde el río Simpson tuerce su cauce al oeste para volver, aguas abajo, hacia el norte, son notorias estas formas. Ellos reaparecen, solamente, en el curso inferior, en las proximidades de la confluencia con el río Mañiguales. El abandono, se produce por cambios del canal de estiaje en su posición y, por acentuación de la curvatura de los meandros, al excavar la orilla cóncava y depositar aluviones en la convexa, produciéndose estrangulamiento. (Carta N° 3).

b.2) Los conos de deyección

Las acumulaciones de detritos sobre los lechos fluviales abandonados (terrazas) o actuales (terrenos más bajos) alimentados por corrientes tributarias laterales, temporales de las montañas o terrenos circundantes más altos que enmarcan al río Simpson, no tienen mayor relevancia exceptuando el gran dispositivo aluvial deyeccional a los pies del cerro Divisadero, de gran extensión y profundidad, que presenta, actualmente, generaciones de conos laterales activos (Carta N° 3).

El material que desplaza está conformado por detritos de destrucción de depósitos glaciales y coluviales con predominio de texturas muy gruesas en su cuerpo.

En el piedemonte del cerro Cordillera (1.136 m.) (v. Carta N° 3), el cono de deyección se emplaza sobre las terrazas del Simpson en forma muy análoga al cerro Divisadero.

Junto a éstos, es notorio, el aparato deyeccional que evacúa el río Correntoso, cuyo material aluvial, es preferentemente de textura gruesa, clastos angulosos en matriz arenosa, bolones y bloques.

En general, las dimensiones de estos conos disminuyen en el curso inferior del Simpson, tal como el localizado al pie del cerro Sancho (1.500 m.) (Carta No 2). La mayor parte de ellos están emplazados en la vertiente norte (de exposición sur), en la cordillera de los Andes. Sus manifestaciones entre el río Blanco y el cerro Cordillera son nulas.

B.2.— Geoformas Glaciales

Las formas deposicionales derivadas de las intensas glaciaciones que afectaron

a la Región durante el Cuaternario, se manifiestan en el valle Simpson, en forma muy local y reducida, no obstante que los avances y retrocesos de los hielos excavaron y modelaron este enorme valle. Sus rasgos erosivos están impresos en las características de la artesa, principalmente, en sus laderas.

a) Formas Erosionales

a.1.) La artesa y sus laderas

Los glaciares por sí solos no han creado el valle del Simpson. Ha cooperado en esta tarea, la erosión de las aguas corrientes, con anterioridad y posterioridad al englaciamiento, siguiendo líneas de menor resistencia y condicionada por estructuras tectónicas apropiadas, tales como, sectores fracturados, con diaclasamiento, fallas y diques. Pero, durante el Cuaternario, los hielos han sido el agente más importante del modelado de los relieves pre e interglaciales. De esta manera, se reflejan en las paredes del valle modificaciones, tales como, laderas abruptas subverticales, fuerte desnivel entre el fondo y el borde superior del valle, fondo plano, rasgos de profundización, valles suspendidos, rectitud del trazado, cascadas y saltos que descienden por las laderas escarpadas, rasgos principalmente notorios en el sector E-O de su trazado, a través de la cordillera Andina.

El resultado de mayor consideración es la desaparición de los fragmentos sueltos o regolito; de tal manera que estas superficies aparecen como farallones rocosos desprovistos de un manto de rocas detríticas. Esto, además condiciona la evolución actual de las vertientes.

b) Formas Depositionales

b.1) Depósitos morrénicos

Las acumulaciones de este tipo tienen escasa representación en el valle Simpson, detectándose sólo aquellas localizadas en las proximidades de la confluencia del río Simpson con el río Blanco, y en la ribera norte del río Baguales. Ambas acumulaciones corresponden a detritos glaciales que contienen grandes bloques, clastos, gravas y arena (Carta N° 2). Se trata de formas relictas y, probablemente laterales, encontrándose adosadas a los flancos del río Baguales y en el interfluvio de los ríos Negro y Blanco, ambos afluentes del Simpson, provenientes de los cerros Colorados (1.388 m.), y Pico Blanco (1.660 m.), respectivamente. Estas últimas se encuentran retrabajadas por acción fluvial y lacustre. Además presentan mayor cantidad de sedimentos de textura fina y elementos gruesos de litología heterogénea en menor porcentaje. (Carta N° 3).

B.3.— Geformas Glacifluviales

Estos depósitos, originalmente generados y transportados por glaciares y ventisqueros, que se desplazaron hacia el oriente, desde la cordillera de Los Andes, son resultados de la acción constructiva de las aguas de fusión glacial y, por lo tanto, tienen una posición, una disposición de los sedimentos en la masa, y una forma presente, características.

Su distribución en el valle Simpson es escasa, pero no dejan de ser importantes, como es el caso de los depósitos emplazados entre el río Baguales y el río Simpson, donde forman una amplia llanura de piedmont al oeste del cerro Cinchao. Este depósito, con bordes muy abruptos o escarpados, está constituido por materiales heterogéneos, de textura gruesa, tales como, ripios, gravas gruesas, arenas y limo (Carta N° 2).

Similar geoforma se desarrolla entre el río Negro y el río Blanco, cuyo cuerpo consiste en gravas y arenas fluvio-glaciales, transportadas y depositadas por las aguas de fusión de los ventisqueros en retiro. Esta se halla estrechamente relacionada al terreno de transporte glacial emplazado más al oeste.

Ambos depósitos no tienen relación con la sedimentación del río Simpson. Su transporte está relacionado con torrentes provenientes de aparatos glaciales emplazados mucho más al oeste y que formaron, probablemente, una extensa llanura de acumulación de pendiente suave, constituida por detritos glaciales con visos de estratificación irregular en sus componentes.

B.4.— Geformas Coluviales

Además del arrastre de materiales provenientes de la alteración de las rocas y su depositación, tras un transporte relativamente largo por las aguas corrientes y los glaciares, hay una parte de estos materiales que se desplazan bajo el sólo efecto de su peso. Estas manifestaciones se agrupan en la cartografía bajo la denominación de Formas Coluviales.

En el valle Simpson, esta erosión y depositación por gravedad presenta dos aspectos: Movimientos de los derrubios en laderas rocosas y en vertientes rocosas con cubierta regolítica.

Los primeros tienen lugar, preferentemente, en las laderas del valle emplazado en la cordillera de Los Andes. Se manifiestan como movimientos bruscos de desprendimiento masivo, dando origen a derrubios dispersos en los sectores bajos y, por otra parte, a la formación de conos o de taludes de material heterogéneo.

Favorecen, la formación de depósitos, las estructuras rocosas tales como: fracturas, redes de diaclasas, planos de estratificación y, además, el ambiente de bajas temperaturas reinantes durante casi todo el año.

Estos depósitos alcanzan amplia distribución en el valle del Simpson, principalmente, en las vertientes de exposición sur de los cerros Sancho (1.500 m.), Castillo (1.890 m.), Cono Negro (1.650 m.), La Gloria (920 m.) y, vertiente norte del cordón de Los Barrancos, aguas abajo de la confluencia con el río Mañiguales. (Carta N° 2).

Los movimientos en laderas de cubierta regolítica implican desplazamientos de velocidad variable. Los procesos involucrados corresponden a diferentes manifestaciones de la soliflucción, dentro del umbral de liquidez o plasticidad que permite el descenso, en forma de barro, de los materiales de las formaciones Divisadero, Coihaique y Elizalde.

En las vertientes de estas formaciones son importantes, también, los fenómenos de arroyada de tipo difusa, condicionada por la intensidad del agua caída de estos sectores, lo que permite el arrastre de partículas finas y de restos vegetales.

B.5.— Formas Lacustres

En el valle Simpson ha sido posible determinar antiguos depósitos lacustres en

los bordes de algunas de las depresiones favorables para su emplazamiento, aunque de escasa magnitud. En todo caso, deben hacerse estudios más acuciosos contemplados en otros objetivos y otros alcances para dimensionar estos depósitos.

Entre los planos remanentes emplazados en el interfluvio del río Polux y el sector oriental del río Simpson, se hallan evidencias de antiguas lagunas de dimensiones reducidas, hoy ocupadas por mallines. Además se observan arcillas estratificadas o varves típicos de sedimentación lacustre en la confluencia del río Simpson con el río Blanco, al pie del cerro La Virgen (Carta N° 3).

B.6. – Geoformas Remanentes

Se comprende dentro de esta denominación aquellas llanuras o planicies originadas por acción fluvial y glacial erosiva, que presentan una relativa continuidad y que aparecen segmentadas posteriormente por agentes de erosión, fundamentalmente fluviales. Están expuestas, principalmente, en las formaciones Elizalde, Coihaique y Divisadero, en el área de relieves Subandinos Orientales.

Estas geoformas actúan como interfluvios enmarcando hacia el oriente al río Simpson y su valle oriental.

Corresponden, en muchos casos, a superficies de erosión en donde las capas más resistentes a los agentes erosivos están expuestas a la intemperie. Sus bordes, relativamente escarpados, están enmarcados por depósitos coluviales, tales como, taludes de escombros y corredores de derrubios.

II. – GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO MAÑIGUALES

GENERALIDADES

Entre las latitudes 45° 10' S. y 45° 24' S. y las longitudes 72° 08' oeste y 72° 30' oeste, se desarrolla el tramo medio e inferior del valle del río Mañiguales, objeto de este estudio. Se sitúa dentro del marco de la cordillera Andina Patagónica y, además, forma parte del sector oeste de los cordones Subandinos Orientales.

Las características litológico-estructurales y climáticas de estas unidades morfológicas mayores determinan las peculiaridades de sus formas y depósitos superficiales, tanto fluviales como coluviales.

Este importante río de la hoya Hidrográfica del río Aisén, nace en las mesetas Patagónicas y se extiende por 175 km hasta su confluencia con el río Simpson. Sus afluentes, tales como el río Ñireguao, Emperador Guillermo, río Cañón y el estero Viviana permiten el crecimiento de su caudal durante todo el año.

Por su desenvolvimiento nororiental y, en parte, también noroeste es, verdaderamente, típico para el sector medio de las cordilleras en que se desarrolla.

A. – ANTECEDENTES GEOLOGICOS

A.1. – Unidades Litológicas

a) Rocas Estratificadas del Mesozoico (Jurásico Superior)

a.1.) Formación Coihaique

Esta formación que sobreyace a la formación Elizalde está constituida por rocas sedimentarias marinas, principalmente, lutitas negras.

Se ha establecido su edad, basándose en registro fósil de *Faonella*, *Pecten*, *Melemnites*, *Exogyra* sp., como Neocomiana más exactamente Valanginiana-Hauteriviana. (Ortiz - Vergara, 1978).

Se distribuyen en la región Andina y Subandina Oriental. En el valle del Mañiguales ésta aflora entre el río Ñireguao y el Emperador Guillermo.

a.2) Formación Divisadero

La formación que se describe forma parte de la cumbre de muchos cerros del sector Andino y, en el valle del Mañiguales, ocupa las partes superiores del cordón Ferruginoso.

Consiste en una secuencia de rocas volcánicas de carácter dacítico con areniscas intercaladas en la base. Su límite inferior corresponde a un contacto concordante con la formación Coihaique y, en algunos sectores, con la formación Elizalde. Su techo está dado por una fuerte discordancia de erosión con la formación Ñireguao.

Su edad máxima se establece como Hauteriviana y su depositación, probablemente, se realizó durante el Neocomiano Superior y a fines del Cretácico Inferior, de acuerdo a una relación de concordancia y contacto transicional con la formación Coihaique. (Ortiz - Vergara, 1978).

a.3) Rocas Intrusivas del Meso-Cenozoico

– Complejo Granítico (Kg)

Estas rocas son fundamentalmente tonalitas y granodioritas, y corresponden a cuatro ciclos intrusivos desde el Jurásico Superior hasta, probablemente, el Mioceno-Plioceno.

Constituyen las rocas de mayor distribución en el valle del río Mañiguales, principalmente, en toda su vertiente norte y, la vertiente sur entre los ríos Simpson y Emperador Guillermo. Vuelve a reaparecer aguas arriba de la confluencia de los ríos Mañiguales y Nireguao.

– Intrusivos Menores (Ttg)

Esta unidad, de litología variable entre pórfiro dioríticos y andesitas porfíricas, de edad probablemente Terciaria Inferior, corresponde a filones o Stocks que intruyen al complejo granítico (kg) y a las rocas estratificadas del Mesozoico, anteriormente descritas.

Su distribución está marginada, en el valle del río Mañiguales, a la confluencia de éste con el río Nireguao, en las partes cuspidales de los relieves adyacentes.

B. – RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

B.1. – Las Geoformas Fluviales

a) Formas Erosionales

a.1) Terrazas fluviales

En trechos importantes del valle Mañiguales, en su curso medio e inferior, se pueden distinguir depósitos aluviales conformando terrazas fluviales.

Corresponden a lechos mayores abandonados por incisión y que conservan un estrato de aluviones o manto aluvional más o menos grueso.

Las crisis climáticas del Cuaternario produjeron, consecuentemente, la alternancia de aluvionamiento y disección que permitieron la formación de estas terrazas. Entre el río Nireguao y el Emperador Guillermo –ambos afluentes principales– las terrazas están bien establecidas, pero cubiertas por aportes laterales del valle en franca evolución morfogénica. Abundan aquí los materiales arenosos y los bloques dispuestos alternadamente. La heterogeneidad litológica del material se explica por la conformación geológico-estructural del valle y sus afluentes en este tramo. El material fino, tipo arenoso, expuesto aguas arriba de Villa Mañiguales, en los cortes de estas napas aluviales, se debe a los desbordes por divagación del río que, al superar sus propios diques naturales, depositó en sus márgenes el material menos grosero. Este es el nivel del “cementerio de Villa Mañiguales”. (Carta N° 4).

Aguas abajo, probablemente, el material de acarreo por ventisqueros ha sido reordenado y retrabajado por las aguas de este río.

Entre el río Emperador Guillermo y aguas arriba del estero Viviana las terrazas son escasas, discontinuas, sin relevancia. Aquí las paredes del valle, sobre todo hacia el norte, son subverticales y el piso del valle está constituido por depósitos de tipo pedregal.

A partir del estero Viviana hacia aguas abajo, las napas aluviales reaparecen en magnitud y alcanzan en la desembocadura su expresión más notable. Es posible aquí distinguir dos niveles separados por taludes.

El nivel del "balseo" (ver Carta N° 2 y 4), lugar próximo a la confluencia de los ríos Mañiguales y Simpson, con depósitos de gran espesor compuesto por material litológico heterogéneo y de textura gruesa predominante (grandes cantos y bloques) corresponden al punto de llegada de todos los materiales transportados por el río Mañiguales. El quiebre de gradiente al confluir con el Simpson, causa la disminución de la velocidad de sus aguas, siendo incapaz de acarrear todos los detritos que conforman su carga sólida, viéndose forzado a depositar sus aluviones. El carácter macizo de su estructura es consiguiente a la mecánica de acumulación, semejante a los conos deyeccionales.

b) Formas de Acumulación

b.1) Los conos de deyección

La profundidad y la extensión de estas formas se destacan notablemente al pie de la vertiente norte del valle, específicamente, entre el río Cañón y la confluencia fluvial Mañiguales-Ñiregua. (Carta N° 4).

Aguas abajo del río Emperador Guillermo, se observan dispositivos aluviales semejantes pero de menores dimensiones.

Los primeros de ellos presentan sedimentos gruesos (acaso incluso grandes bloques) en el vértice (ápice) hasta arcillas finas en la base (distal).

Grandes conos deyeccionales de avalanchas, más nuevos, se encajan en otros anteriores. Si continúa el proceso de erosión, sin que sobrevenga ningún movimiento importante del terreno, los materiales de estos conos se erosionarán por sí mismos, según se sigan desarrollando las corrientes fluviales que los formaron.

Los últimos, muestran relativa estratificación de acuerdo a su modo de formación y a los continuos cambios en el caudal fluvial de los cursos de aguas permanentes, los cuales son función del monto de las precipitaciones y del deshielo.

El escurrimiento de este río ha sido obstruido por estas acumulaciones aluviales debido a las fuertes pendientes y, en consecuencia, a la mayor competencia erosiva para activar mayor volumen de carga sólida, por parte de los afluentes, generándose por este proceso conos de deyección de eje transversal al dren principal (río Mañiguales).

El río Mañiguales se ha visto forzado a erosionar estos represamientos naturales para continuar su escorrentía, produciendo los taludes de erosión en el frente de estos depósitos deyeccionales.

Por su parte, las laderas de la vertiente sur que forman parte del cordón Ferruginoso y que exponen al norte, muestran dispositivos aluviales en

menor número, pero, actualmente, se generan conos de avalancha en ellas, cuyos materiales abundan en textura muy gruesa.

A.2.— Formas Coluviales

En adición a los depósitos aluviales y estrechamente asociados aparecen los depósitos desplazados por gravedad en ambas vertientes del valle bañado por el río Mañiguales.

La caída de los restos por las vertientes se produce bajo la acción de varios mecanismos cuyo denominador común evidentemente es la gravedad y están adscritos a la evolución de las vertientes del valle en cuestión.

Se trata aquí, preferentemente, de un tipo de vertiente:

– Laderas rocosas denudadas, en plena movilidad de sus materiales.

Cualquiera sea la clase de roca, los derrubios, de calibre muy heterogéneo, se mezclan desordenadamente y se acumulan a los pies de los escarpes montañosos circundantes, como conos de derrubios o canchales.

Todos estos desplazamientos producidos por erosión, están condicionados por la fragmentación anterior de las superficies rocosas expuestas en las paredes del valle.

Los corredores de derrubios y los desprendimientos de las laderas más escarpadas, en las que las precipitaciones abundantes desalojan los derrubios de tamaños muy diferentes, se agravan en invierno cuando interviene la nieve. En este ambiente no hay una estación seca sino más bien constante humedad y frío. En las altas cumbres, domina el sistema de erosión por alternancia de nieve y fusión de nieve, el que favorece las coladas de barro. Por otra parte, las precipitaciones abundantes dan lugar a transportes por arroyada, principalmente concentrada, proporcionando materiales mucho más heterogéneos, pero muy abundantes.

III.— GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO AISEN

GENERALIDADES

El área de estudio se extiende a lo largo del valle del río Aisén entre las latitudes 45° 24' S. y 45° 23' S. y las longitudes 72° 30' O. y, 72° 50' O.

Se desarrolla en su totalidad en la unidad morfológica mayor cordillera Andina, cuyo carácter litológico-estructural y climático condiciona los procesos que modelaron sus formas superficiales tanto fluviales como coluviales. La confluencia de los ríos Mañiguales, al norte y el río Simpson al sur, dan nacimiento a este importante y corto valle fluvial que termina 32 km al occidente de dicha confluencia, en las aguas del Fiordo Aisén, rellenado, paulatinamente, por el arrastre sólido de dicho río.

Este sistema fluvial tiene una hoya de 11.462,5 km² y recibe las aguas de tres grandes afluentes y numerosos más pequeños.

Es el eje fluvial más importante desde el punto de vista de las comunicaciones, ya que es punto de unión, donde convergen entradas y salidas hacia y desde el interior de la Región.

A.— ANTECEDENTES GEOLOGICOS

A.1.— Unidades Litológicas

a) Rocas Intrusivas Mesozoicas

Ambas vertientes del valle del río Aisén están conformadas por cuerpos ígneos de rocas tonalíticas y granodioríticas que constituyen el Complejo Granítico (kg) y que corresponden a cuatro ciclos intrusivos desde el Jurásico Superior hasta, probablemente, el Mioceno-Plioceno (Vergara-Ortíz, 1978).

b) Sedimentos Cuaternarios

El material inconsolidado se halla constituyendo formas aluviales aterrazadas y algunos depósitos coluviales, además de conos de deyección y el delta del río Aisén.

B.— UNIDADES GEOMORFICAS

Se diferencian en el valle del río Aisén, fundamentalmente, napas aluviales dispuestas en terrazas en ambos márgenes del río. Adscritos al lecho menor y al cauce, hay depósitos asociados tales como barras, meandros abandonados e islas de sedimentos aluviales. Además, se reconocen conos deyeccionales de dimensiones menores y el delta del río. Por último, se describe el material coluvial aportado por la evolución de las laderas a expensas de las rocas tonalíticas y granodioríticas.

B.1.— Formas Aluviales

a) Terrazas Fluviales

En ambas riberas del río Aisén y en su curso total, se distinguen dos niveles de terrazas: la terraza más alta y, consecuentemente, más antigua, es discontinua

y se emplaza preferentemente en el curso superior, en la ribera norte; la más reciente, inmediatamente próxima al curso del río, actúa como lecho mayor en épocas de altas aguas. Esta última es continua y no sufre interrupciones en su trazado.

La primera muestra un perfil de descarga fluvio-glacial con aportes laterales más que longitudinales, apartados por las aguas de fusión glacial.

El depósito aluvial más reciente es de carácter netamente fluvio-torrencial. Está conformado por potentes aluviones de aporte longitudinal y principalmente transversales, por recepción de sus afluentes portadores, los ríos Simpson y Mañiguales, el río Riesco y el río Los Palos. (Carta N° 1).

Gruesos bloques y grava, poco cementados, se intercalan con lentes arenosos en el perfil del depósito.

b) Depósitos de Corriente Meandriforme

El trazado fluvial meandriforme caracteriza al río Aisén en la totalidad de su curso. Los márgenes se han tallado, en este caso, en los aluviones antiguos que constituyen actualmente terrazas. De esta manera, estos meandros se han generado por excavación o por equilibrio relativo entre pendiente, caudal y carga, pero, no se han colmatado. La potencia neta del río Aisén, a partir del post-glacial, ha excavado a expensas de los depósitos aluviales poco resistentes. Esta excavación, por lo general, se ha detenido por el hundimiento que afecta a la cordillera Andina Patagónica, controlando la escorrentía del río Aisén (Borgel, 1965).

Estos meandros son del tipo libre o divagante (meandros de llanura aluvial) debido a que tienen su origen en la dinámica del curso mismo del río y porque las sinuosidades de éste son independientes del trazado del valle; las pendientes afectadas van siendo desplazadas constantemente río abajo y se van ampliando sus arcos. La orilla cóncava, socavada por la corriente, es abrupta, mientras que la orilla convexa es de pendiente suave.

Al norte de Puerto Aisén se observa un proceso de estrangulamiento que está dando lugar a un brazo abandonado con formación de mallines.

Al sur de esta ciudad, el meandro ocupado aún por aguas de crecidas seguirá el mismo proceso anterior. Por ahora ha formado una isla compuesta por gravas y, principalmente, arenas, con un nivel abrupto hacia el sur-oeste.

c) Conos de Deyección

No se identifican en este valle conos aluviales de magnitud considerable. El material heterogéneo, preferentemente, de textura gruesa, adosado a las vertientes que enmarcan al valle en las salidas de quebradas afluentes menores, forma parte de conos de deyección de dimensiones y distribución escasa. En consecuencia, los aportes laterales son menores en relación a los aportes longitudinales en este Valle.

d) El Delta del río Aisén

Cuando el río Aisén, cargado de sedimentos, entra en la masa de aguas relativamente tranquilas del fiordo Aisén, se produce una repentina disminución de la velocidad, razón por la cual deposita, rápidamente, arrastres de sólidos.

Aquí la configuración de la "costa" conduce a que el río Aisén acumule cerca de su desembocadura los sedimentos que transporta, relleno, paulatinamente, el fiordo.

El crecimiento del delta, se ha realizado bajo esta dinámica, por la deposición de una serie de capas sucesivas de detritos esparcidos en forma de conos de deyección. De tal manera que, el núcleo de su carga más pesada cae y el material más fino sigue adelante, adentrándose en el fiordo. La acumulación reduce el gradiente de la corriente y realiza una agradación rápida, dividiéndose en brazos que corren sobre estos terrenos aluviales. Algunos, los más antiguos, están obstruidos, en cambio, los más recientes presentan drenaje expedito.

El ritmo de crecimiento del delta del río Aisén varía con el caudal y velocidad de éste y con la naturaleza geológica de su cuenca de drenaje.

El río Aisén traslada y redeposita los bancos de sus principales brazos en la cabecera del fiordo, en función de la dinámica climática y geomorfológica de su hoya, la que controla el carácter de su escurrimiento.

El delta del río Aisén tiene una estructura conformada, esencialmente, por capas horizontales de sedimentos finos o arcillas. En su parte superior presenta una cubierta de estratos de arenas y materiales finos humectados. De mayor pendiente y con menos frecuencia, se observan estratos de gravas que constituyen la carga más pesada depositada por el río Aisén.

B.2.— Depósitos Coluviales

Los depósitos detríticos, heterogéneos e inconsolidados resultantes de la acción de transporte por gravedad, se han acumulado en este valle en las partes medias e inferiores de las laderas de las montañas, de las cuales han pasado a formar parte. Se han representado bajo esta denominación fenómenos genéticos y cualitativamente muy diversos.

Los desplazamientos aquí se efectúan de modo brusco, en forma intermitente o continua. Entre los primeros se incluyen el desplome sucesivo de bloques rocosos que se dispersan en las pendientes al pie de los abruptos rocosos de que proceden, tal como sucede al norte de Puerto Aisén y al oeste de Puerto Chacabuco, en la margen sur del delta, acumulándose en forma de taludes de derrubios gruesos.

Entre los movimientos intermitentes y/o continuos de los derrubios, la reptación provocada por crecimiento y necrosis de las raíces produce derrumbes violentos, a diferencia de la fusión de la nieve que produce desplazamiento de detritos en forma, tanto rápida y masiva como imperceptible.

Aguas abajo de la confluencia de los ríos Simpson y Mañiguales, que dan nacimiento a este río, los desprendimientos, es decir, la caída masiva y simultánea de porciones de terreno; aparecen bien representadas. Es una forma de movimiento de derrubios en pendientes abruptas, de superficies generalmente rocosas, condicionada por el agrietamiento de la roca, la presión del crecimiento de las raíces, y el peso de la biomasa, aumentado estacionalmente por las precipitaciones, tanto sólidas como líquidas. (Carta N° 1).

IV.— GEOMORFOLOGIA DEL VALLE DEL RIO BAKER

GENERALIDADES

El espacio ocupado por el valle del río Baker entre su nacimiento que ocurre en el extremo sur-oeste del lago General Carrera, denominado lago Bertrand, hasta su confluencia, en el curso medio, con el río Del Salto, se desarrolla entre las latitudes $46^{\circ} 59' S$ y $47^{\circ} 20' S$, y las longitudes $72^{\circ} 52' O$.

Forma parte de la cordillera Andina en el dominio litológico metamórfico.

Esta unidad morfológica mayor con características climáticas definidas, constituye el ambiente físico y biótico en donde se desarrollan las formas y depósitos asociados al valle del Baker. Ellas son, principalmente, fluviales, glaciales, lacustres y coluviales.

Este sistema fluvial es el más importante del país por su caudal, extensión de su hoya y navegabilidad (65 km aguas arriba desde su desembocadura).

En su caprichoso recorrido recibe las aguas del río Nef y la Colonia desde el sector occidental, con aportes del Campo de Hielo Norte. Desde el este recibe los caudales de los ríos Chacabuco y Cochrane (desagüe del lago homónimo) y desde el sur, los ríos Del Salto y Ñadis.

A.— ANTECEDENTES GEOLOGICOS

A.1.— Unidades Litológicas

a) Complejo Metamórfico del Paleozoico (Pz)

En todo el curso del valle del Baker afloran las rocas del complejo metamórfico, constituido por un conjunto de metareniscas de cuarzo, plagioclasa y muscovita; pizarras de cuarzo y muscovita; y filitas.

Su distribución en el sector continental entre los lagos General Carrera y O'Higgins, presenta una foliación que varía entre N. 15° oeste a N. 20° oeste, con manteos verticales y hasta horizontales.

Su edad probable según el grado de metamorfismo, poco intenso en relación al metamorfismo de las pizarras neocomianas de Magallanes, se establece en el Paleozoico Superior (Ortiz - Vergara, 1978).

Espinoza y Fuenzalida, 1971, de acuerdo a correlación litológica con Punta Buill; en Chiloé Continental, establecen una edad Devónica.

B.— UNIDADES GEOMORFICAS

El Valle del río Baker y sus rasgos geomorfológicos están asociados a la Unidad Andina Patagónica, en su franja subandina. Las formas y depósitos reconocidos en su curso son consecuencia, principalmente de la acción fluvial, glacial, lacustre y en menor grado de la acción coluvial.

Se presentan y describen estos rasgos entre su nacimiento y el curso medio, hasta su confluencia con el río Del Salto.

B.1.— Las Formas Fluviales

Se describen las formas deposicionales resultantes de la acción fluvio-glacial.

a) Formas Depositionales

a.1) Terrazas aluviales

Estos depósitos aluviales que conforman terrazas se presentan muy discontinuas a lo largo del curso del río Baker. Aparecen, precisamente, en donde el río tiene un valle relativamente más amplio y, donde confluye con los ríos Nef, Chacabuco, Del Salto y La Colonia.

La depositación de estas formas es producto de dos factores que actuaron casi simultáneamente y que son resultado de los cambios climáticos que afectaron al Cuaternario. Por una parte, la acumulación proviene de la modificación de la relación Caudal/Carga. La sobrecarga establecida por fusión glacial no ha podido ser transportada por las aguas del río Baker y ha depositado el aluvión excedente en su lecho.

Por otra parte, el río Nef ha aportado una carga de sedimentos muy grande hacia la corriente del río Baker. El encuentro de ambas masas de agua ha provocado un debilitamiento de la corriente, gestando la precipitación de gruesos aluviones. Subsecuentemente, los cambios sucesivos en el nivel de base, aumentaron la velocidad de erosión, dando lugar al corte de sus propios depósitos aluviales que ahora se expresan en dos niveles de terrazas, en ambas márgenes, occidental y oriental, en su confluencia con el río Nef.

Similar acción ocurrió aguas abajo de su curso, donde el desarrollo más notable de estos llanos aluviales se observa en la unión del río Baker con el río Del Salto. Aquí ocupan una amplia superficie delimitada por el marco de las vertientes rocosas metamórficas marginales.

a.2) Depósitos del cauce ordinario

La corriente del río Baker, fluye a través de dos o más cauces interconectados que producen islas de aluvión. Esta es una forma característica conformada por material grueso y abundante arena. En esta corriente, la carga del lecho es producto de su origen en el Campo de Hielo Norte, lo que le confiere, además, un típico color gris-parduzco a sus aguas, notoriamente, diferentes a las verdes del Baker en su nacimiento.

Los meandros o curvas en el cauce de la corriente del Baker, en las proximidades del río Del Salto, depositan sus sedimentos de acuerdo a un patrón definido. Este consiste en la formación de barras en forma de media luna construidas a la orilla de la curva convexa del cauce. Estos se conocen técnicamente como bancos o barra y están constituidos, fundamentalmente, por arenas y gravas.

a.3) Conos de deyección

Esta forma de deposición tiene escasa representación en este Valle. Se han señalado dos dispositivos aluviales de este tipo, de importancia en el área. Uno de ellos, sobre el cual está emplazado Puerto Bertrand (vertiente oriental), en el nacimiento del río Baker, es el resultado de un reajuste por ruptura de equilibrio, condicionado por la sustitución del sistema morfogenético-glacial por un sistema fluvial. De esta manera, materiales

morrénicos localizados más arriba o en la parte exterior de la vertiente oriental del valle han sido evacuados.

El otro caso, lo constituye el cono de deyección de Arroyo Catalán que por desembocar en su nivel de base local —el lago General Carrera— dibuja un aparato deltaico que ha evacuado el material morrénico en mecanismo análogo al anterior. Las aguas del lago por efecto de su oleaje, ha socavado parte de su frente, escarpándolo. (Carta N° 5).

Ambos conos deyeccionales están compuestos de material grueso y abundante de matriz barrosa. Su naturaleza es muy heterogénea.

B.2.— Geoformas Glaciales

Las formas y depósitos glaciales que aquí se presentan, son de acción erosiva y constructiva. Las primeras se refieren a las impresiones del sistema morfogenético glacial en las laderas del valle del Baker. Las segundas son, fundamentalmente, morrenas.

a) Formas de Erosión

a.1) La artesa del Baker

La típica forma en “U” de este valle (Pino, M., 1976) obedece a una forma de erosión glacial mayor (Niemeyer, H., 1975) junto a los circos (no representados en la cartografía).

Las rocas metamórficas en donde se emplaza este valle presentan aborregamiento y estrías glaciales como modelado de detalle (Rojo Lara, 1977).

El perfil transversal del valle se caracteriza por un fondo, relativamente llano y, sus flancos o vertientes son paredes subverticales. Sus superficies están desprovistas de mantos de derrubios importantes.

b) Formas Depositionales

b.1) Los depósitos morrénicos

Las formas de acumulación de este tipo se localizan entre el lago Bertrand, nacimiento del río Baker, y el río Pancho Campo.

Los materiales inconsolidados, físicamente removidos por los cuerpos de hielos durante las edades glaciales del cuaternario, fueron depositadas aquí por los hielos, seguramente, en las fases que aquellos estaban en avance.

Se trata de depósitos sin selección de tamaño en sus materiales, los que varían entre muy amplios límites granulométricos.

B.3.— Geoformas Lacustres

a) Terrazas Lacustres

La sedimentación de este tipo, que se evidencia en la desembocadura del río del Salto y entre el río Baker y el río Chacabuco, en el sector norte, corresponden a depósitos deltaicos acumulados por los ríos que desembocan en esas depresiones. Los ríos actuales han cortado estos depósitos originando terrazas cuyos

cuerpos corresponden a materiales arenosos finos principalmente, y gravas bien redondeadas de disposición normal o cruzada en su estratificación. La selección de tamaños varía de regular a buena. (Carta N° 5).

B.4.— Formas y Depósitos Coluviales

Las superficies actuales de roca metamórfica, expuestas en las vertientes del Baker, presentan dos características que condicionan la evolución de las vertientes. Por una parte, son superficies rocosas desnudas, es decir, sin cubierta regolítica importante. Esta es muy discontinua porque desde el último período glacial han sido insignificantes allí, las acciones de meteorización. Por otro lado, la constante y alta humedad en su mecanismo hielo-deshielo, actúan en los procesos integrales de desgaste de masa y del consecuente movimiento de derrubios en las vertientes.

Estas vertientes presentan movimientos bruscos en la formación de derrubios dispersos por desprendimiento y/o formación de derrubios en forma lenta, tales como conos de derrubios y taludes de derrubios continuos condicionada por la estructura de la masa rocosa y el clima imperante.

En las vertientes no rocosas, los procesos de arroyada confinados al cauce alcanzan, también, a las vertientes en forma difusa que se traduce en hilillos anastomosados que transporta una carga de derrubios finos y restos vegetales que se abren paso a través de la cobertura vegetal.

Tienen lugar aquí, también, los procesos de solifluxión, fenómeno masivo de descenso en forma de barro con características de plasticidad o liquidez, condicionadas por permanente saturación en agua de derretimiento, principalmente, y por las pendientes relativamente suaves.

La reptación en los depósitos se traduce en un descenso lento, por la pendiente, de partículas deleznales de tamaño pequeño. Presentan una granulometría fina pero, contiene, a veces, gravas y cantos de distintas formas. En este transcurso del valle del Baker tienen una representación mínima.

V.— RESULTADOS

A.— CARTOGRAFIA GEOMORFOLOGICA

La preparación de las cartas geomorfológicas de segmentos importantes de los valles de los ríos Aisén, Simpson, Mañiguales y Baker, ha tenido como objetivo proporcionar una representación sintética y dinámica de las condiciones geomorfológicas complejas de los ejes fluviales de la Región, a una escala de reconocimiento.

Los sectores de valles han sido estudiados a una escala cartográfica 1:50.000, de modo que permitan visualizar las condiciones físicas de las formas involucradas en dichos ejes fluviales, con un detalle mayor que las destacadas en las Cartas más generalizadas de Geología, Geomorfología, Suelos y erosión preparados para toda la XI región. Esta escala de representación proporciona una ayuda práctica a la planificación del uso y conservación de los recursos existentes en dichos valles, al permitir una delimitación más adecuada de las unidades morfológicas inscritas la cual, en correlación con los mapas mencionados, conforman un criterio importante al organismo planificador para hacer más práctica su labor.

Los datos registrados en la cartografía contemplan:

1. Detección y clasificación de los diversos tipos de conjunto de formas que constituyen los relieves altos, medios y bajos en cada valle.
2. Formas individuales identificadas genéticamente en términos de unidad morfológica, relieve, composición y niveles de degradación.

Al clasificar estas unidades se tomó en cuenta las características morfológicas de la Región. De esta manera, se distinguen dos conjuntos morfo-estructurales:

1. Unidades morfológico-estructurales mayores, constituidas por superficies rocosas pertenecientes a la cordillera Andina Patagónica y los cordones montañosos subandinos cuyas propiedades litológicas y estructurales aún cuando no representados en las cartas, pero sí incluidos en el texto; juegan un rol importante y decisivo en la construcción del conjunto de las formas y depósitos que se identifican en estos valles.
2. Las formas y depósitos derivados y asociados a las unidades mayores, producto de procesos erosionales y deposicionales que tuvieron lugar durante el Cuaternario y que en parte involucran el modelado actual.

B.— PROCESOS NATURALES ASOCIADOS A LAS FORMAS

Cada uno de estos valles presenta áreas de desequilibrio morfológico que afecta sus geoformas, generadas en condiciones ambientales diferentes del pasado. De tal manera que, estas rupturas se manifiestan en procesos particulares que involucran diferentes grados de actividad e importancia.

B.1.— Valle del Río Aisén

La sección baja del valle de este río está afectado por procesos de erosión lateral en las márgenes de sus terrazas aluviales, producidos por la corriente del río. Su efecto creciente en períodos más lluviosos o deshielo estival anormal en la alta cordillera se traduce en pérdida de tierras aptas de utilización por el hombre. Las periódicas inundaciones durante las crecidas en una sección del río que se encuentra sin

equilibrio con su nivel de base, causan en estas mismas geoformas, pérdidas y contaminación del suelo superficial, siendo más grave en los terrenos bajos, los cuales se mantienen como tierras extraordinariamente húmedas y en parte pantanosas. Por otra parte, debido a los numerosos meandros y a lo denso de los matorrales, constituyen lugares casi inaccesibles y altamente contaminados por fauna aeróbica de aguas estancadas, lo cual explica que estas geoformas permanezcan inutilizadas como terrenos de algún aprovechamiento productivo.

La progresiva colmatación por sedimentación, del fiordo Aisén, debe tomarse en cuenta desde dos puntos de vista. El primero, involucra la incorporación, casi imperceptible, de nuevas áreas emergidas llevada a cabo a través de la construcción paulatina de su área deltaica. El segundo, es la disminución de la pendiente en la desembocadura del río Aisén, lo que implica un aumento del problema existente en su sección baja. Esto significa una mayor dificultad de evacuación de las aguas fluviales al mar y aumento del área con napa freática casi en la superficie, y anegamiento de sectores que aún ahora, permanecen fuera de la influencia directa de las aguas.

Evaluar el área que será afectada por el proceso de colmatación del fiordo Aisén en la sección baja del valle escapa al propósito de este estudio ya que para ello se debería establecer un modelo de simulación que integre el proceso de sedimentación del fiordo y los efectos en las secciones baja y media del río Aisén.

El proceso de sedimentación del fiordo Aisén ha sido de tal envergadura que instalaciones portuarias de no más de 40 años han quedado limitadas a ser usadas en forma restringida sólo por embarcaciones pequeñas o menores. Este proceso irreversible pero si aminorable es consecuencia de la degradación de formas del cabezal y curso medio de la cuenca del río Aisén, causada por la indiscriminada destrucción de elementos naturales soportantes de las frágiles formas fisiográficas existentes.

La navegación sólo es posible en algunos tramos, pero para embarcaciones de poco calado, tal como sucede aguas arriba del delta, donde presenta una anchura que fluctúa entre 150 y 400 metros y con profundidades de 3 hasta 7 metros por una extensión de 18 km, contados desde la desembocadura. Más arriba, la navegabilidad es interrumpida por una serie de rápidos de 1,5 km de largo, correspondientes a un fuerte escalonamiento de 3 a 4 metros del fondo del valle y que está caracterizado por series de bloques rocosos diseminados transversalmente sobre todo el lecho del río, producto de los procesos de excavación y depositación de actividad glaciaria acaecida en la Región durante el Cuaternario y el actual. (Carta N° 1).

B.2.— Valle del Río Simpson

El valle de este río puede ser dividido, para una mejor comprensión, en sección inferior y sección media.

La sección inferior se extiende entre las confluencias del río Mañiguales y el río Coihaique. El curso inferior se desarrolla en un valle estrecho en que predominan fundamentalmente las superficies rocosas que forman parte de la cordillera Patagónica.

Los depósitos constituidos como terrazas aluviales y fluvio-glaciales son de poco monto y están afectadas por erosión lateral de la corriente del río que socava las orillas de estas terrazas produciendo derrumbes frecuentes.

A lo largo de la sección aparecen algunos conos de deyección generados por los cursos de aguas tributarias al curso principal en ambos márgenes, los que producen cada año daños considerables en el trazado caminero; tal es el caso del curso del río Correntoso (Carta N° 2) que afecta la carretera Coihaique - Puerto Aisén. Además de

afectar la infraestructura, por su gran volumen, estas formas han invadido las escasas terrazas y en la actualidad obstaculizan la normal circulación del río, produciendo represamiento durante las crecidas, que a su vez inundan los terrenos adyacentes con el consiguiente aumento de humedad e insalubridad de los terrenos bajos más útiles. Casos como éstos se han producido en casi toda la extensión del río Simpson, entre el río Baguales y las proximidades del río Mañiguales. (Carta N° 2).

Más notable que las unidades anteriores son, sin duda, los depósitos coluviales que obedecen a las fuerzas gravitatorias. La Carta N° 2, señala con claridad estas formas, activas en el presente. Su distribución, por supuesto, está más desarrollada en la vertiente norte de este valle debido a que por su exposición permanece frecuentemente en umbría o penumbra y, en consecuencia, la humedad tiene un monto mayor que en la vertiente opuesta. Su acción es más prolongada en preparar el material que luego será evacuado por procesos de gravitación y que obedecen a una morfogénesis actual con una velocidad creciente por falta de cobertura vegetal adecuada. Puesto que las obras de infraestructura están mal localizadas en la vertiente norte, los daños que producen estos fenómenos en las vías y en los terrenos adyacentes son considerables y son frecuentes cada año con el período de las precipitaciones, tanto en forma de nieve como de lluvias.

Estos procesos degradacionales se asocian generalmente a las áreas de superficies rocosas que incluyen cobertura de detritos o regolitas y que enmarcan el valle en su transcurso. En consecuencia, esta sección, aparece con una degradación acentuada en las partes más altas de las vertientes y con acumulación en las partes basales de ellas.

Desde este punto de vista, por lo tanto, la transitabilidad del valle por sus riberas presenta obstáculos derivados de estos mismos procesos agravados por la acción del hombre, por el mal uso de las formas frágiles más frecuentemente que en otros ejes fluviales de la Región.

Las restantes unidades, tales como morrenas y depósitos fluvio-glaciales tienen una distribución menor dentro de la sección inferior. Estas últimas son más importantes y, en alguna manera, estos terrenos planos están siendo utilizados por el hombre en forma restringida (trazado de vías de transporte) a pesar que potencialmente tendrían aptitud para ganadería. Una de estas formas, emplazada al pie del cerro Curichao (1.380 metros) entre el río Baguales y el río Simpson (Carta N° 2), actualmente está afectada por erosión en sus bordes, de tal manera que aparecen bastante escarpados.

En síntesis, esta sección del valle está conformada en su mayor parte por superficies rocosas de los cordones montañosos y escasos depósitos en los relieves bajos que podrían ser utilizados por el hombre en actividades silvo-ganaderas, pero en reducidas áreas.

Esta sección, la inferior al río, no es navegable debido a diferentes profundidades del fondo del lecho y porque frecuentemente aparecen en él bloques de rodados provenientes de los derrumbes y de los conos aluviales de las corrientes afluentes.

Por su parte el Simpson medio, denominado así desde el río Coihaique hasta el río Blanco, se presenta como un valle mucho más amplio que la sección anterior (Carta N° 3). Se desarrolla en el dominio sub-andino y sus superficies rocosas forman parte de los cordones montañosos orientales.

Desde el punto de vista de la actividad económica, los recursos de la tierra y sus geoformas asociadas, presenta una mayor distribución de suelos aptos y de aquí que se concentre en esta sección el mayor volumen de población de la Región.

La amplitud de las formas aluviales asociadas al río Simpson medio, permiten el emplazamiento de la infraestructura más importante de la Región con asentamientos humanos y actividades derivadas de la ganadería y/o agricultura, es decir, que concentra la mayor actividad económica de la XI región.

La fuerte presión que se ejerce sobre esta área hace que la conservación de las formas, de precario equilibrio morfológico, sea un criterio importante a tomar en cuenta a través de un adecuado manejo para evitar acelerar la pérdida de estos suelos por reptación, erosión lineal y lateral. Esta última, evidencia un desarrollo activo en las márgenes de los depósitos aluviales del Simpson, escarpando sus riberas y haciendo aflorar la roca en segmentos importantes, tal como sucede en las proximidades de la ciudad de Coihaique, frente a Villa Frei y en las cercanías del cerro Elizalde (1.230 m.) (Carta N° 3) entre otros.

También las formas aluviales, como el gran cono de deyección a los pies de los cerros Divisadero (1.540 m.) y que ha invadido la terraza de Kames donde se ha emplazado la ciudad de Coihaique, presenta una dinámica erosional peligrosa que limita el crecimiento de la ciudad y se tendrá que incrementar el gasto público contra estos fenómenos.

En toda su extensión, la caja del valle presenta buena disponibilidad de materiales aptos para la construcción, tales como gravas, arenas y materiales finos. Su distribución aumenta aguas abajo del río Blanco. Estos son recursos que deben tomarse en consideración para cuantificarlos para una explotación eventual, que no conlleve al aceleramiento de los procesos erosivos de las formas asociadas al sistema del río Simpson.

Sin embargo, a pesar de las limitantes de equilibrio de las formas, existen sectores aptos para nuevos emplazamientos urbanos o para el crecimiento de los ya existentes; uno de ellos sería el sector de villa Frei y sus lugares aledaños que presenta una topografía ondulada, pero bien conservada.

B.3. – Valle del Río Mañiguales

El valle de este río en sus cursos inferior y medio, entre las confluencias de los ríos Simpson y Ñireguao, aparece como un típico valle cordillerano con una sucesión regular de angosturas y ensanchamientos de cierta extensión.

Las angosturas son tan estrechas que el río prácticamente se encajona, de tal manera que el fondo de la quebrada no presenta terrenos por sobre el lecho. La intransitabilidad de semejantes angosturas aumenta a causa de las enormes masas de escombros provenientes de derrumbes montañosos, generalmente bloques rocosos de diversos tamaños emplazados desordenadamente y transversalmente al lecho del río, como consecuencia, adquieren características catastróficas, ya que provienen de la destrucción de paredes montañosas por derrumbes de rocas en denudación efectiva, producidas por un modelamiento activo de búsqueda de su pendiente de equilibrio.

Todo esto, causa obstáculos de todo tipo, tales como gargantas, rápidos y movimientos de torbellino que impiden la navegación y producen erosiones bruscas de sus frentes rocosos.

Hacia el este, los acantilados del “cordón Ferruginoso” (Carta N° 4) presentan, en sus partes superiores, áreas de denudación efectiva en las que se destacan diversas cornizas y salientes a manera de espolones, que responden a la dinámica de agentes climáticos. Los detritos generados conforman depósitos coluviales, tales como derrubios, derrumbes de rocas, etc.. La parte inferior del Cordón, también se encuentra despedazada y cortada por los derrumbes que limitan el pie de la pared montañosa

bajo la forma de gigantescos bloques enterrados en una gruesa capa de humus y de madera descompuestas, sobre lo cual crece una vegetación exuberante. En toda su extensión, el río ha realizado grandes estragos en los terrenos circundantes en sus períodos de crecidas; kilómetros de barrancos de las riberas caen frecuentemente al río por erosión lateral, arrastrando gran cantidad de troncos de árboles que flotan río abajo y que forman verdaderos diques que hacen subir el nivel de las aguas peligrosamente.

Los recursos de suelo en este segmento del valle son escasos y se ven muy afectados por los fenómenos descritos.

Las áreas con ciertas posibilidades de uso se encuentran en la confluencia con el río Ñireguao, donde actualmente se ubica la villa Mañiguales. Estos terrenos con un adecuado manejo pueden mejorar su producción para chacarería y ganadería, pero contemplado dentro de un modelo propio que considere que este valle no puede ser explotado sin un adecuado y constante plan de conservación de las formas y aumentando su protección para restituir su equilibrio natural perdido por la acción del hombre en una explotación indiscriminada de sus recursos de suelo y bosque. Estas áreas, corresponden también a lugares aptos para emplazamiento humanos.

B.4. – Valle del Río Baker

Además de las áreas anteriores, más pobladas y con mayor actividad humana en la Región, se ha considerado el área ocupada por el valle del río Baker entre su nacimiento en el lago Bertrand y la confluencia con el río La Colonia, aguas abajo del río Del Salto.

Sus áreas deposicionales útiles a la actividad del hombre son escasas, y donde se desarrollan, presentan condiciones de alta humedad, insalubridad y otras características que limitan su buen uso. Debido a estas causas la rentabilidad de inversiones de mejoras ha sido de bajos resultados, más aún si se considera que prácticamente no existe un plan de manejo adecuado de explotación.

Con todo, el río Baker, es, entre todos los ríos de esta Región el único sobre el cual, durante un tramo más o menos largo puede practicarse una navegación regular con embarcaciones adecuadas.

Los problemas más serios, aquí, son las inclinaciones en aquellos puntos de unión con tributarios provenientes de la alta cordillera, tales como el río Neff, río Del Salto, río La Colonia y el río Pancho Campos. (Carta N° 5).

Además, los problemas erosivos de aguas corrientes juegan un papel importante en forma de denudación de manto, zanjas, y remoción en masa de suelo, lo que está deteriorando marcadamente este trecho del valle.

En general, dominan las superficies rocosas, de tal manera que los depósitos útiles al hombre, emplazados en relieves bajos son escasos.

Las mayores posibilidades, se encuentran fuera del valle en los sectores aledaños próximos a condiciones más esteparias, tales como Cockrane y valle Chacabuco, entre otros.

C. – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. No existe cartografía geomórfica aplicada y detallada destinada a aspectos de desarrollo en la XI región. La cartografía recién elaborada para estos valles constituye un primer avance en la comprensión de las formas y procesos que

posibilitan o dificultan las actividades del hombre. Se debe intentar completar, al menos, parcialmente este conocimiento en otras áreas.

2. Cada uno de los Valles estudiados, presenta características morfológicas particulares, pero que no se apartan de las condiciones morfológicas generales de la Región, de tal manera que su utilización racional, su manejo y conservación deben ser considerados en un modelo propio ajustado a estas realidades.
3. Estos Valles, exceptuando el del río Mañiguales inferior, Baker y Simpson inferior, pueden incorporar algunas geoformas, como las fluviales y glacio-fluviales a la actividad económica, si se contemplan técnicas de control de inundación, habilitamiento por drenaje artificial, etc.
4. Los procesos morfogenéticos actuales son activos y han sido acelerados por acción directa del hombre al explotar estos territorios, erradicando el bosque y la cubierta vegetal, lo que ha producido un aumento de la velocidad de escurrimiento y la consecuente degradación, por pérdida de los escasos suelos y por aumento de problemas catastróficos.
5. Estudios más detallados deben ser encaminados a cuantificar estas geoformas y correlacionarlas con otros aspectos, tales como, los suelos, vegetación, erosión, capacidad de retención de aguas, estudio de materiales litológicos, respuesta al ambiente climático actual y otros tópicos que permitan señalar patrones de morfoconservación para la permanencia de los recursos involucrados.

VI.- BIBLIOGRAFIA

- BORGEL, R. 1965, *Mapa Geomorfológico de Chile*. Instituto de Geografía. U. de Chile. Santiago, 2 vol.
- ESPINOZA, W. FUENZALIDA, R. 1971, *Geología de la Provincia de Aisén entre paralelos 45° y 46° L. S.* I.I.G. Convenio CORFO-AISEN. Informe inédito.
- FUENZALIDA R. ETCHARD, H. 1974, *Geología del Territorio de Aisén comprendido entre los 43° 45' - 45° L. S.* Informe inédito. I.I.G. Santiago, Chile.
- NIEMAYER, HANS, 1975, *Capítulo V: Geomorfología del Territorio comprendido entre los Lagos General Carrera y Cochrane*. Memoria. Escuela de Geología U. de Chile.
- ORTIZ, ARNOLDO, VERGARA, MARCIAL, 1978, *Diagnóstico del Conocimiento de Geología y Minería de la XI Región*. IREN-CORFO, 1979.
- PINO, MARIO, 1976, *Reconocimiento Geológico de los Departamentos Cochrane y Baker. XI Región*. Memoria. Escuela de Geología U. de Chile.
- ROJO, MARIO. 1977, *Geología de la Región entre Río Leones y Río Neff. XI Región*. Chile.
- SKARMETA, JORGE. 1976, *Antecedentes Geomorfológicos de la Precordillera Patagónica a la latitud de Coihaique*. Primer Congreso Geológico Chileno (pp. 0-37-0-54).
- STEFFEN, HANS. 1944, *Patagonia Occidental*. Volumen I Ediciones de la U. de Chile.
- STEFFEN, HANS. 1948, *Patagonia Occidental*. Volumen II Ediciones de la U. de Chile.