

Tesis de Posgrado

Estructura y mineralización en la Cordillera Patagónica

Haller, Miguel J.

1981

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Haller, Miguel J.. (1981). Estructura y mineralización en la Cordillera Patagónica. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1721_Haller.pdf

Cita tipo Chicago:

Haller, Miguel J.. "Estructura y mineralización en la Cordillera Patagónica". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1981.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1721_Haller.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

"ESTRUCTURA Y MINERALIZACION EN LA CORDILLERA
PATAGONICA"

por

Miguel J. Haller

Tesis para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas

Director: Profesor Dr. Raúl Alberto Zardini

INDICE

I.	INTRODUCCION	
	A. Objetivos	1
	B. Estudios anteriores	2
II.	Geología del Sector Cordillerano entre Futaleufú y Rincón del Aceite	
	A. Antecedentes	4
	B. Estratigrafía	6
	a) Formación Lago La Ptata	7
	b) "Sedimentitas del Cerro Ver"	16
	c) Formación Cordón de las Tobas	19
	d) Rocas del Batolito Andino	23
	d _I) Facies mesosilíceas	23
	d _{II}) Facies básica	25
	d _{III}) Cuerpos hipabisales	26
	e) Formación Ñorquinco	28
	f) Depósitos Cuaternarios	29
III.	Bosquejo estratigráfico del Sector Cordillerano entre Futaleufú y Lago General Vintter	
	A. Antecedentes	30
	B. Estratigrafía	30
	a) Complejo Marino-Volcánico Jurásico indiferenciado	31
	b) Formación Lago La Plata	31
	c) Grupo Coyhaique	33
	d) Formación Cordón de las Tobas	34
	e) Granitoides del Batolito Andino	35
	f) Formación La Cascada	35
	g) Formación Ñorquinco	36
	h) Estratos de la Silla del Diablo	36
	i) Vulcanitas Cuaternarias	36
	j) Depósitos glaciares, glaciafluviales y fluviales	37

IV.	Estructura del Sector Cordillerano entre Futaleufú y Rin- cón del Aceite	
A.	Descripción de la estructura	37
a)	Bloque Cerro Cónico	40
b)	Bloque Lago Yelcho	41
c)	Bloque Corcovado	42
d)	Bloque Cuatro Pirámides	42
B.	Análisis de los lineamientos	42
a)	Introducción	42
b)	Metodología	44
	1.- Densidad de lineamientos	45
	2.- Densidad de intersección de lineamientos	46
	3.- Orientación de los lineamientos	47
	El Programa "LIN"	47
	i) Bloque Cuatro Pirámides	48
	ii) Bloque Lago Yelcho	56
	iii) Bloque Cerro Cónico	64
	iv) Bloque Corcovado	72
	v) Total Sector Cordillerano	80
	vi) Análisis de los diseños de orientación	81
C.	Evolución Geotectónica	88
V.	Mineralización en la Cordillera Patagónica	
A.	Introducción	94
a)	Mina Libertador General José de San Martín	94
b)	Nacientes del río Futaleufú	96
c)	Margen suroeste del embalse Amutui Quimei	96
d)	Area mineralizada Los Cipreses	97
e)	Río Hielo	97
f)	Area mineralizada de Cerros Colorados	98
g)	Area mineralizada de Valle Hondo	99
h)	Area mineralizada de Cerro Riñón	99
i)	Localidades portadoras de sulfuros diseminados	100

C. Mineralización y su ubicación geotectónica	100
D. Mineralización y estructura	102
a) Análisis de fracturas	104
b) Correlación de los elementos estructurales con las áreas mineralizadas	105
1.- Area mineralizada Los Cipreses	106
2.- Distribución regional de las Manifestaciones de Minerales Metálicos	107
c) Mapas de isodensidades	108
d) Potenciales áreas de mineralización	111
IV. Conclusiones	112
Agradecimientos	113
Lista Bibliográfica	114

R E S U M E N

El segmento de la Cordillera Patagónica situado entre los paralelos de 43° y 44° de latitud sur, constituye un área de difícil acceso, con alturas que alcanzan los 2.300 metros s.n.m. La densa vegetación -plena selva valdiviana- constituye otro obstáculo para el levantamiento geológico regular.

La sucesión estratigráfica de la región comienza posiblemente con las rocas del denominado Complejo Marino-Volcánico Indiferenciado, aflorante en el sector chileno de la comarca, al cual se refiere una sola cita bibliográfica. Probablemente, estas rocas estén vinculadas a la Formación Lago La Plata, cuyos asomos están situados en el sector oriental, constituida por una sucesión volcanoclástica, de composición predominantemente mesosilícea. Sobre ella se apoyan las sedimentitas marinas con intercalaciones volcánicas del Grupo Coyhaique. Continúa una potente secuencia volcanoclástica denominada Formación Cordón de las Tobas. Esta sucesión, que abarca el lapso Jurásico medio-Neocomiano, está intruida por las rocas graníticas del Batolito Andino, de composición predominantemente mesosilícea, con algunos cuerpos básicos subordinados. Las unidades cenozoicas de la región, son de escaso desarrollo areal, no media relación de campo entre ellas y su conocimiento es, en general, aún incompleto. El Eoceno está representado por la Formación La Cascada, integrada por ruditas y areniscas fosilíferas y que aflora en el sector central de la comarca. Durante el Oligoceno-Mioceno inferior, se desarrollaron en los contrafuertes orientales los depósitos continentales -ruditas y areniscas- de la Formación Norquínco. En el límite Terciario-Cuaternario se depositaron en el sector centro-occidental los Estratos de la Silla del Diablo,

constituidos por sedimentitas continentales interestratificadas con vulcanitas. Durante el Cuartario hubo un intenso vulcanismo en el sector occidental. En el Pleistoceno, las glaciaciones dejaron importantes depósitos morénicos y glaci-fluviales.

La estructura de la comarca, una serie de bloques fallados y volcados suavemente al naciente, está controlada por una serie de megafracturas. El estudio de los rasgos morfoestructurales de imágenes satelitarias de la región, mostró una concordancia con los datos de campo. Los rumbos predominantes corresponden a los cuadrantes Norte, Noroeste y Este-suroeste y subordinados al Noreste.

Una serie de manifestaciones de minerales de cobre, plomo, oro y molibdeno --diseminados y vetiformes-- están emplazados en las secuencias volcánico-clásticas jurásico-cretácicas y vinculadas al plutonismo mesozoico. Estas mineralizaciones estarían relacionadas a fracturas desarrolladas durante el ciclo Patagónico y reactivadas durante la orogenia Andica. Hay una marcada relación entre los sistemas de fracturas noreste y este-sureste y la distribución de las manifestaciones minerales. Del mismo modo, hay una coincidencia con las zonas de mayor fracturación. Estas relaciones permiten señalar la presencia de potenciales áreas de mineralización en la cordillera Patagónica.

I. INTRODUCCION

A. Objetivos

La presencia de manifestaciones de minerales metalíferos en el tramo septentrional de la Cordillera Patagónica, impulsó al autor a estudiar los controles geológicos y estructurales que condicionan su emplazamiento.

Con el fin de caracterizar en forma integral los eventuales controles geológico-estructurales de esas manifestaciones, se preparó un plan de trabajo que comprendió las siguientes etapas:

- a) Levantamiento geológico a escala 1:100.000 del sector cordillerano comprendido entre los paralelos de 43° y 43° 30' de latitud sur, con el fin de establecer las relaciones espaciales y temporales de las rocas que contienen las manifestaciones de minerales metalíferos.
- b) Correlación de las unidades mapeadas en un marco regional más extenso.
- c) Reconocimiento de las manifestaciones minerales, con especial énfasis en sus características estructurales.
- d) Estudio de la estructura regional sobre la base del análisis de los rasgos lineares de imágenes satelitarias de la región, del sensor multiespectral correspondiente a 0,1-1,1 μm . Este análisis incluye:
 - 1.- confección de un mapa de lineamientos morfoestructurales.

2.- confección de mapas de isodensidad de fracturas y de isodensidad de intersección de fracturas.

3.- Medición de los lineamientos morfoestructurales, utilizando una computadora y una mesa digitalizadora, aplicando un programa apropiado del Centro de Geo-Fotogrametría y Sensores Remotos del Consejo Federal de Investigaciones de la República Federal de Alemania.

4.- Ponderación estadística de la longitud acumulada, del número de las fracturas y de la longitud media, en función de la orientación de los lineamientos morfoestructurales.

5.- Análisis de las direcciones de máximo esfuerzo, de tensión y de alivio tensional y su relación con las estructuras mineralizadas.

6.- Correlación de los controles potenciales con las manifestaciones de minerales metálicos conocidos.

7.- Determinación de potenciales áreas de mineralización.

Con el fin de desarrollar este plan en forma ordenada, se describirán en un primer acápite las unidades geológicas aflorantes en el sector andino argentino, entre Futaleufú y Rincón del Aceite, mapeadas a una escala 1:100.000 (figura 2). Posteriormente, se describirán las unidades de un sector más extenso, entre Futaleufú y Lago Vintter, que comprende asimismo parte del sector chileno de la región. Estas unidades han sido representadas en el bosquejo geológico de la figura 3, a escala 1:250.000. Finalmente, se describirá la estructura y la información estructural provista por las imágenes satelitarias, así como su relación con las manifestaciones minerales.

B. Estudios anteriores

Las primeras referencias geológicas de esta comarca corresponden a C. Ameghino (1890) quien, al describir su viaje entre Rawson y la Cordillera, señala algunos de sus rasgos geológicos.

El Museo de La Plata organiza posteriormente la expedición de S. Roth a la Cordillera Patagónica (Roth, 1899 y 1922), quien indica la presencia de restos de invertebrados y de mamíferos en la región.

Un geógrafo de la Comisión de límites por la parte chilena, Krüger (1909), describe la presencia de amonites en el valle del río Futaleufú, en lo que actualmente es territorio chileno.

Corresponde a Quensel (1911) el primer estudio petrográfico y geológico que abarca esta región.

Los depósitos glaciarios son descritos por Caldenius (1932a, 1932b) en su clásico trabajo, con especial referencia a este sector en un capítulo de su extensa obra.

La estratigrafía y estructura de la región comprendida entre los 41° y 44° de latitud sur, es descrita por Groeber (1942), quien hace algunas referencias estratigráficas a la comarca bajo estudio.

Si bien del extenso trabajo de Feruglio (1949-1950) no se desprende de que este autor hubiera visitado personalmente la comarca, hay en su obra numerosas referencias a los caracteres descritos por los científicos mencionados en los párrafos precedentes.

Cabeza Quiroga (1944), Piatnitzky (1946) y Bergmann (1950) realizan observaciones geológicas en la región durante la intensa prospección de carbón realizada por Combustibles Sólidos Minerales, durante esa época.

La estratigrafía de la comarca adyacente al suroeste, en territorio chileno, es reseñada por Fuenzalida (1968), quien establece las bases de la geología local y describe la fauna allí encontrada.

Una descripción general del sector norte de la comarca es dada a conocer por Cazau (1972 y 1980).

Toubes y Spikermann (1973) publican algunas dataciones radimétricas sobre rocas de este sector de la Cordillera Patagónica.

El sector contiguo al nacimiento, es descrito por Turner (1978). La geología del sector adyacente al sur, entre Corcovado y lago Vintter, es reconocida por Pesce (1979a, 1979b). El tramo de la cordillera colindante al oeste, en territorio chileno, es dada a conocer por Thiele et al. (1979).

Algunas referencias generales sobre la geología de esta comarca, dentro del ámbito de la Cordillera Patagónica, fueron presentadas por el autor, en colaboración con otros investigadores: Haller y Lapido (1980a, 1980b) y Haller et al. (1981).

En un marco regional más extenso y referido específicamente al control de la mineralización, es necesario destacar los trabajos de Angelelli et al. (1970), Quartino y Rinaldi (1975), Fernández Lima y Latorre (1978), Ramos y Pesce (1979), Pesce (1979b y 1980) y Sepúlveda y Viera (1980)

II. GEOLOGIA DEL SECTOR CORDILLERANO ENTRE FUTALEUFU Y RINCON DEL ACEITE

A. Antecedentes

En este tramo de la Cordillera Patagónica los datos geológicos disponibles eran muy puntuales. Abarcaban sectores muy reducidos o en su defecto, eran trabajos muy generales.

Sin embargo, merecen destacarse las observaciones de Krüger (1909) sobre la presencia de estratos mesozoicos a orillas del río Futaleufú, en las cercanías de la localidad chilena homónima. Asimismo, los trabajos de Lányi (1970) y de Quartino (1970), que permiten obtener un cuadro muy detallado de la petrografía y estructura de la zona de presa del Futaleufú y sus obras civiles complementarias.

La figura 1 muestra la ubicación relativa de las comarcas estudiadas, en el marco de la Cordillera Patagónica.

En el marco del levantamiento geológico regular que efectúa el Servicio Geológico Nacional para la confección de la Carta Geológico Económica de la República Argentina a escala

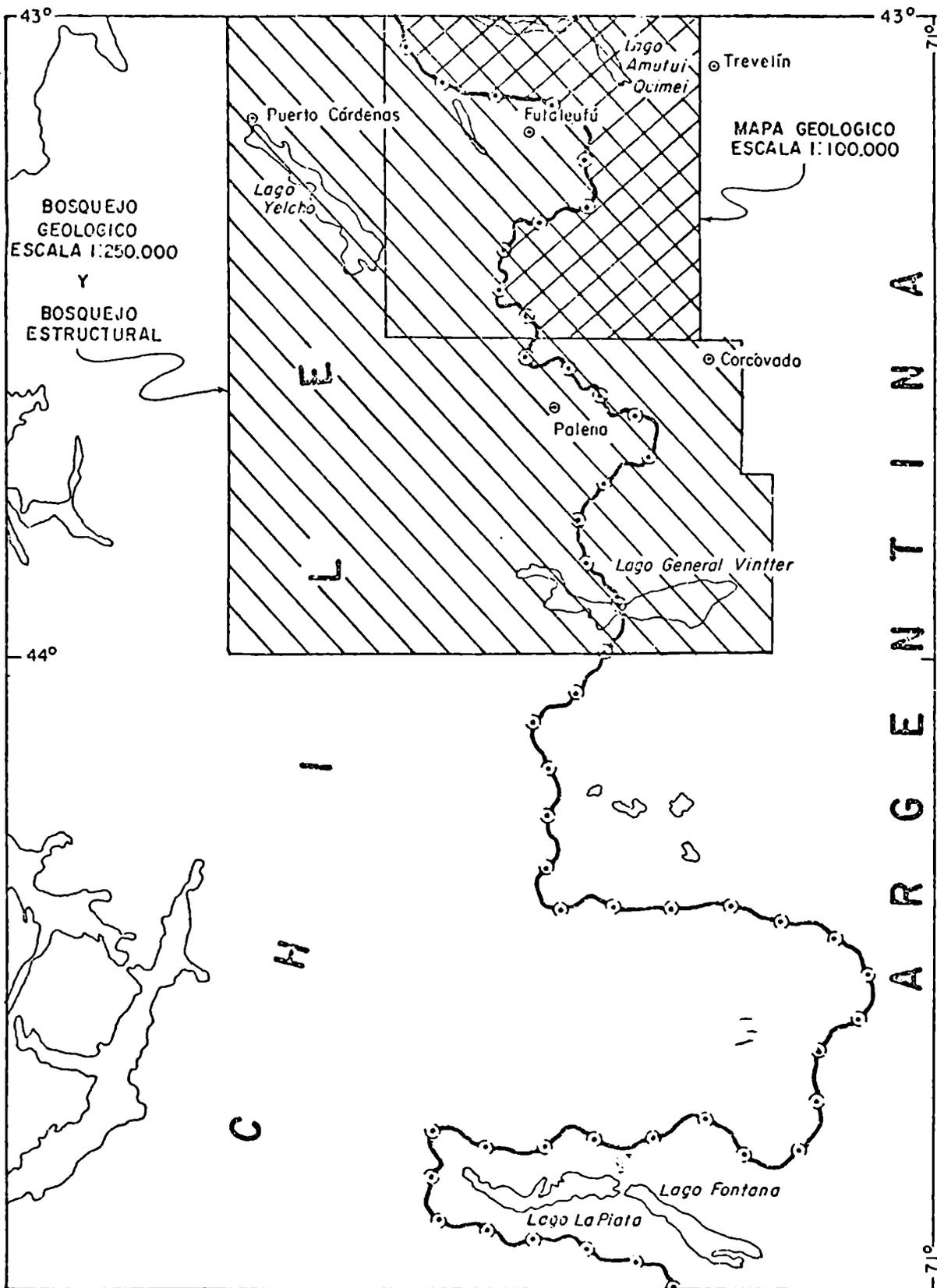


Figura 1: Croquis de ubicación

1:200.000, el organismo citado designó al autor de este estudio para el levantamiento geológico de la Hoja 44a-b, Trevelin. El mismo demandó tres campañas, durante los veranos de 1976, 1977 y 1978. En las tareas de apoyo técnico-científico, colaboraron los profesionales del Departamento Investigaciones de Base. En ese sentido, el Dr. N. Malumián y la Lic. D.P. de Baldis realizaron los estudios micropaleontológicos y las licenciadas H. Lema y R. Zagalsky efectuaron las determinaciones petrográficas.

Para la clasificación de las rocas eruptivas se utilizaron las recomendaciones de la Subcomisión de Sistemática de Rocas Igneas de la I.U.G.S. (Streckeisen, 1976 y 1978). En ese sentido, se utiliza la denominación de granitoides para las rocas holocristalinas de textura granosa. Del mismo modo, para las rocas volcánicas cuya moda no está precisamente determinada, se asigna el nombre sobre la base de los minerales reconocidos, anteponiendo el prefijo feno-, de roca fenotipo.

B. Estratigrafía

Las rocas más antiguas de la comarca corresponden a una secuencia volcanoclástica, levemente perturbada desde el punto de vista tectónico; su composición varía de fenoriodacitas a fenoandesitas y fueron agrupadas bajo la denominación de Formación Lago La Plata. Sobre esta secuencia se apoya un paquete de rocas sedimentarias, denominadas informalmente "Sedimentitas del Cerro Ver". Por encima y en pasaje gradual, se encuentra otra potente sucesión volcanoclástica, con predominio de piroclastitas, que fueron reunidas bajo el nombre de Formación Cordón de las Tobas. Los depósitos continentales de carácter intermontano de la Formación Ñorquinco, los depósitos de origen glaciario y el aluvio completan el cuadro de las rocas sedimentarias de la comarca. Las rocas mesozoicas están intruidas por granitoides del Batolito Andino, los que fueron diferenciados en una facies

•
mesosilíceas y otra básica. La distribución areal de estas unidades es mostrada en el mapa de la figura 2. El cuadro I señala esquemáticamente la ubicación estratigráfica de las entidades geológicas mencionadas.

a) Formación Lago La Plata

a₁) antecedentes

Las rocas volcánicas de la cordillera fueron reunidas por Quensel (1911-1913) en su "Porphyritformation", la cual se extendía desde los 41° hasta los 49° de latitud sur. Las investigaciones posteriores permitieron desglosar esta entidad en unidades litológicas y cronoestratigráficas diferentes. Es así como pudo diferenciarse una entidad de origen volcánico inferior, una sucesión sedimentaria intermedia y unas vulcanitas superiores.

La Formación Lago La Plata corresponde al conjunto volcánico inferior. Feruglio (en Fossa Mancini et al., 1938) denominó Complejo Volcánico de El Quemado al conjunto de rocas ácidas y mesosilíceas ubicadas estratigráficamente por debajo de las secuencias sedimentarias mesozoicas, aflorantes al sur del lago Buenos Aires. Las vulcanitas equivalentes, de composición predominantemente ácida del sector chileno, al oeste del río Jeinemeni, fueron designadas Serie Ibáñez por Heim (1940). Este término fue actualizado por Skarmeta (1978) y Charrier et al. (1979), quienes lo reemplazaron por Formación Ibáñez. En el sector del lago Fontana, las primeras observaciones petrográficas se deben a Quartino (1952) quien utiliza la designación Serie del Lago La Plata para referirse al complejo volcánico-sedimentario allí aflorante. Esta serie está constituida por piroclastitas y vulcanitas mesosilíceas, rocas esquistosas, sedimentitas conglomerádicas y pelitas. Posteriormente, Ramos (1976b) formaliza como Formación Lago La Plata a esta unidad.

UNIDAD GEOLOGICA	LITOLOGIA	EDAD
Depósitos cuaternarios	Arenas, pelitas, conglomerados, till	Cuaternario s.l.
D ~~~~~ Formación Norquino	Areniscas y areniscas conglomerádicas	Oligoceno - Mioceno temprano
D ~~~~~ Granitoides del Batolito Andino	Granitoides mesosilíceos, gabros y granitos subordinados	Cretácico tardío - Barremiano -
Formación Cordón de las Tobas	Piroclastitas, lavas mesosilíceas, epiclastitas: areniscas y pelitas	Aptiano
"Sedimentitas del Cerro Ver"	Lutitas con cemento calcáreo	Tithoniano tardío - Berrisiano tempr.
Formación Lago La Plata	Piroclastitas, lavas mesosilíceas y epiclastitas subordinadas	Bajociano - Kimmeridgiano

Cuadro I. Cuadro Estratigráfico

Estas rocas se extienden sin solución de continuidad, hacia el norte (Haller y Lapido, 1980a) hasta el área objeto de este estudio.

En el sector aledaño a Trevelin, estas rocas fueron denominadas Formación Eruptiva Futaleufú por Quartino (1970) en un trabajo inédito; Formación Huemul por Thiele et al., (1979) en el sector chileno adyacente y Formación Arroyo Cajón por Pescape (1979a) en el tramo cordillerano entre Corcovado y Lago Vintter. En esta descripción se adopta la nomenclatura propuesta por Ramos (1976b) por considerar que tiene prioridad de acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica.

a₂) distribución y litología

Las rocas de la Formación Lago La Plata afloran en el Cordón limítrofe argentino-chileno. Constituyen en general, la base de las serranías. Esta unidad está compuesta por rocas piroclásticas y volcánicas de composición preferentemente mesosilícea. En ocasiones hay epiclastitas asociadas.

En el sector situado al norte del río Grande, esta unidad aflora en la base del cordón Situación, pudiéndose seguir sus afloramientos hasta la cota de 1.100 m en el faldeo occidental del mismo. Por su parte, en el faldeo oriental, se observan buenas exposiciones en la base, pero hacia arriba, los afloramientos son cubiertos por depósitos glaciares, derrubio y suelo desarrollado a expensas de esta unidad. Se observan estas rocas en el cerro La Portada y en las partes altas de los espolones serranos que se extienden al naciente del cordón Situación.

La Formación Lago La Plata presenta términos más ácidos, fenoriodacíticos, en la base del cordón Situación. Se trata de rocas de textura porfírica, con abundantes fenocristales de feldespato y cuarzo; la biotita se encuentra subordinada. En ocasiones se observa pirita diseminada. Al microscopio se observa una fluidalidad en los fenocristales. Se ha distinguido albita entre las plagioclasas, sin embargo hay también términos calcosódicos y potásicos subordinados.

En la desembocadura del río Frey en el embalse Amutui Qui-meí, se han observado rocas similares. En esa localidad afloran fenoriodacitas de textura afanítica y color rosado con pántinas de meteorización de tonos naranjas y morados.

Vista al microscopio, se trata de una vulcanita afírica con microlitas de feldespato y cuarzo, de diámetros inferiores a los dos milímetros. La composición es inhomogénea, aparentemente en partes es alcalina y en partes, calcosódica. Las microlitas calcosódicas son más pequeñas y están más corroídas por la pasta. Pueden estar agrupadas o asociadas a las microlitas alcalinas. La mesostasis está formada por los mismos minerales, probablemente intercrecidos. A ellos se suman diminutos minerales opacos y micas secundarias, principalmente biotita. Estas características permiten clasificar esta roca como FENORIODACITA.

Por encima de las rocas riódacíticas, continúan piroclastitas dispuestas en bancos estratificados, de una potencia media de tres metros. Se distinguen tobas y brechas. Las primeras muestran microclastos de rocas volcánicas y trozos de cristales de feldespatos. Los colores varían de gris claro a morado. En las brechas se distinguen clastos angulosos a subredondeados de rocas lávicas y piroclásticas de hasta 4 cm de diámetro. El material aglutinante es en general tobáceo (trizas).

Los términos superiores de la Formación Lago La Plata en el cordón Situación, están constituidas por fenoandesitas y piroclastitas subordinadas. Las rocas lávicas son de colores gris, morado y distintos tonos de verde. En ocasiones presentan amígdalas rellenas de calcita.

Los afloramientos se extienden hacia el oeste, a lo largo de la margen septentrional del embalse Amutui Quimeí, hasta el río Blanco.

Sobre la margen sur del embalse, los asomos de la Formación Lago La Plata se extienden desde el arroyo Huemul hacia el nacimiento, constituyendo la parte inferior de los cerros Ascención y Tres Uñas. En este sector se observa un predominio de piroclastitas sobre las rocas lávicas.

En el sector denominado El Chaco, aflora una brecha de color

gris con piroclastos de hasta dos centímetros de diámetro.

Al microscopio, se trata de una lapillita; los piroclastos de mayor tamaño corresponden a litoclastos provenientes de rocas volcánicas y escasas piroclásticas. Los cristaloclastos son de cuarzo, feldespatos y anfíbol parcialmente alterado a clorita y vitroclastos desnaturalizados. El material aglutinante es arcilloso, probablemente producto de la desnaturalización del material vítreo original. Se observa clorita, carbonato, sílice, epidoto y opacos de origen secundario.

En la comarca ubicada al sur del río Grande, en el cordón de rumbo este-oeste, cuyos cerros más altos son el Ver y Los Galeses, la secuencia volcanoclástica presenta características similares a las del cordón Situación.

Las fenoriodacitas son observables en el extremo oriental de las rocas aborregadas situadas en el paraje denominado Los Cipreses. Las rocas que se apoyan sobre ellas, son piroclastitas y rocas lávicas subordinadas. Predominan los colores morados, grises y verdosos.

Hacia el sur, la Formación Lago La Plata fué reconocida en ambas laderas de los valles de los arroyos Blanco y Baggilt. En este último, al pié del cerro Falso Cono, se recogió una vulcanita de textura porfírica, en la cual se distinguen fenocristales tabulares de plagioclasa, en una mesostasis alterada que confiere un color verdoso a la roca. Se observan los huecos de la piritita lixiviada.

Vista al microscopio, la roca presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa albítica (?) y algunos de menor tamaño totalmente reemplazados por sericita, clorita y minerales opacos, que podrían corresponder a mafitos. La alteración característica de la plagioclasa es arcillo-sericítica, aunque hay reemplazos locales por carbonato y opacos.

La pasta es un agregado de minerales leucocráticos, con zonas de textura granofírica, a los que se suman abundantes minerales opacos ferruginosos dispuestos en venillas o dispersos. Algunos cristales de mayores dimensiones revelan su hábito cúbico. También hay escasa apatita. Se observa una reacción de los fenocristales con la pasta y/o los fluidos mineralizantes. Estos fluidos aportaron sílice, álcalis, óxidos de hierro y en menor medida provocaron carbonatación, sericitización, lo que dificulta determinar la composición original de esta vulcanita.

En las quebradas de los arroyos Greda y Huemul, existen asomos aislados de esta unidad; también se han podido observar brechas tobáceas asignadas a la Formación Lago La Plata a una cota de 1250 m en el faldeo sur del cerro Greda Este.

En el faldeo sureste del cordón limitado por los arroyos Huemul y Atravesado, al oeste del puesto Rechene, afloran tobas y brechas andesíticas de color gris.

Asimismo pueden observarse extensos afloramientos en la margen occidental del valle del río Hielo, en el tramo delimitado por los puestos Austin y Roa. Cerca del puesto Austin, aflora una toba arenosa de color negro, intruida por los granitoides del Batolito Andino.

Observada al microscopio, se distinguen los litoclastos de vulcanitas, que en ocasiones exceden el tamaño ceniza. Predominan las vulcanitas mesosilíceas en cuya pasta abundan microlitas tabulares de plagioclasa. Los litoclastos son escasos y generalmente más pequeños. Algunos son de cuarzo, otros de plagioclasa epidotizada y otros están reemplazados por clorita, biotita o epidoto. La matriz es de grano sumamente fino y al igual que los litoclastos está bastante alterada a clorita, material carbonático y arcilloso.

Otra muestra, procedente de la quebrada El Atravesado, extraída cerca del contacto entre los granitoides del Batolito Andino y la Formación Lago La Plata, es una vulcanita modificada por alteración hidrotermal. Se trata de una roca de color gris claro y estructura granosa fina. Está levemente piritizada y probablemente silicificada.

Al corte delgado se observa una textura porfírica. Los fenocristales son de feldespato, quizás únicamente calcosódico. El índice de refracción medido en dos cristales, corresponde a oligoclasa ácida. La alteración hidrotermal ha provocado carbonatación, silicificación, sericitización, cloritización y piritización.

Los afloramientos de la Formación Lago La Plata en el cordón limítrofe, al sur del cerro Ventisquero Sur, presentan un predomnio de rocas lávicas, con piroclastitas subordinadas. En la quebrada del río Plomo, afluente del Hielo, afloran fenoandesitas porfíricas con fenocristales de color negro cuyos diámetros alcanzan un centímetro. La pasta es afanítica y de color verde.

Analizada al microscopio, los fenocristales son de augita y de otro mineral, de cristales de menor desarrollo, totalmente reemplazados por penninita, por otros minerales no identificados y por clinzoisita (?) de características atípicas.

El extremo nororiental del cordón de Las Tobas, hasta la cota de aproximadamente 750 m está constituido por rocas asignadas a esta formación. Al sureste del puesto Roberts aflora una fenoandesita de textura porfírica con fenocristales blancos de feldespato de un diámetro máximo de tres milímetros en una pasta afírica y de color gris.

Desde el punto de vista microscópico, tiene textura porfírica seriada y está alterada. Los fenocristales son en su mayoría de plagioclasa, mientras que otros de menor tamaño, corresponden a mafitos alterados. La plagioclasa, que está alterada principalmente a epidoto y arcillas, tiene composición albitica. Los mafitos están reemplazados por clorita y epidoto. Se reconocen secciones basales de piroxeno. Los minerales opacos aparecen en cristales de menor tamaño al de los mafitos, muestran bordes de reacción muy irregulares y también están diseminados en la pasta en forma de cristales pequeños. La mesostasis de textura microgranosa, es un agregado cuarzo-feldespático con arcillas, opacos, clorita y apatita alterada.

En la margen oriental de río Hielo, 3 km al sur del mallín pantanoso, aflora una fenoandesita porfírica de color gris mediano con escasos fenocristales claros, de hasta 2 mm de diámetro, en una pasta fina.

Aproximadamente a 2 km al sur, afloran vulcanitas oscuras muy disturbadas tectónicamente, que fueron asignadas con dudas a esta unidad. Se trata de rocas de textura porfírica con fenocristales blancos de plagioclasa maclada, cuyos diámetros varían entre dos y cinco centímetros. La pasta es afanítica y de color negro. La roca tiene una pátina de meteorización arcillo-ferruginosa. En esa localidad llama la atención el alto grado de inclinación de los bancos, que alcanza a 70° al este y rumbo submeridional.

Las rocas riódacíticas de la Formación Lago La Plata presentan formas irregulares, características de coladas viscosas. Los términos piroclásticos conforman bancos estratificados jun-

to a los mantos andesíticos. Estos rasgos permiten deducir su estructura, caracterizada por una serie de bloques fallados y suavemente volcados al este. Las inclinaciones varían entre 13° y 20°. El espesor vertical visible de esta unidad ha sido estimado en 1100 metros.

a₃) relaciones estructurales

No se conoce la base de la Formación lago La Plata en el área bajo estudio. Sin embargo, fuera de la comarca, al este del lago Fontana, Malumian y Ploszkiewicz (1976) observaron esta unidad por encima de depósitos que por su contenido amonitífero tendría edad toarciana.

Por su parte, la Formación Lago La Plata infrayace en aparente concordancia a las "Sedimentitas del Cerro Ver" de supuesta edad tithoniana superior-berriasiana superior. Fuera de la comarca aquí descrita, diversos autores, (Ramos, 1976b y Skarmeta y Charrier, 1976) señalan que esta unidad está cubierta por sedimentitas fosilíferas tithonianas.

a₄) edad y correlaciones

Se dispone de las dataciones de tres muestras de esta unidad realizadas por el INGEIS. Los valores analíticos se indican en el cuadro 2.

LOCALIDAD	LITOLOGIA	% K	$\frac{Ar^{40}}{K^{40}} \frac{RaC}{mol/g}$	% Ar ⁴⁰ Atm	m. a.
Cerro Ver	Brecha andesítica	1,39	4,323	16,6	171 ⁺⁵
Arroyo Baggilt	Andesita	1,30	2,904	14,9	124 ⁺⁵
Río Hielo	Andesita	1,31	0,782	64,6	34 ⁺⁵

Cuadro 2: Datos analíticos de fechados radiométricos de rocas de la Formación Lago La Plata, realizadas en el INGEIS.

Se estima que el valor de 34⁺³ m.a. presenta un elevado contenido de argón atmosférico. Por su parte, el valor de

124[±]5 m.a. puede representar la reapertura del sistema isotópico, debido al calentamiento sufrido por efecto de la intrusión del Batolito Andino y/o la extrusión de la Formación Cordón de las Tobas, durante el Cretácico inferior. El fechado de 171[±]5 m.a., más antigua que la edad aceptada para el vulcanismo Lago La Plata (Haller y Lapido, 1980b), si bien es un dato puntual, podría indicar la presencia de elementos volcánicos pertenecientes a un ciclo extrusivo anterior al que dió lugar a la Formación Lago La Plata, coetáneo con el existente en el antepaís cordillerano del Chubut, de edad bajociana (Nullo y Proserpio, 1975) (*). O bien señalar que el vulcanismo calco-alcalino de la Cordillera, comenzó en el Jurásico medio en esta comarca aledaña a Trevelin. Cabe mencionar que esta edad bajociana no se contradice con las relaciones de campo observables al naciente del lago Fontana, más arriba mencionadas.

a₄) edad y correlaciones

Las relaciones de campo permiten asignar a la Formación Lago La Plata al lapso Bajociano-Kimmeridgiano.

La asociación litológica de esta Formación, de composición calco-sódica, permiten suponer que el vulcanismo que le dió origen estuvo vinculado a un arco magmático de un borde continental activo, en el que las efusiones lávicas alternaban con explosiones que dieron lugar a las piroclastitas.

En el sector chileno de Aysen, Skarmeta y Charrier (1976) denominan Formación Elizalde a rocas homologables con las de la Formación Lago La Plata.

Si bien Thiele et al. (1979) asignaron su Formación Huemul al Liásico superior sobre la base de un ostreido contenido en las sedimentitas que la suprayacen, que como se discutirá más adelante, tiene una asignación cronoestratigráfica dudosa; es preferible correlacionar la Formación Huemul con la Formación Lago La Plata, ya que ambas constituyen la base de una secuencia sedimentaria mesozoica regionalmente reconocida.

(* Se utiliza la Tabla de Edades Geológicas de Van Eysinga (1975).

Con respecto a la Formación Arroyo Cajón, Pesce (1979a) le asignó provisoriamente una edad valanginiana, sin descartar que sea más antigua. En un trabajo posterior, el mismo autor (Pesce, 1980, pág. 273) ubica esta unidad en el Jurásico, "quizás hasta la parte más baja del Cretácico inferior".

b) "Sedimentitas del Cerro Ver"

b₁) antecedentes

Se denominan en forma informal de esta manera a sedimentitas de granulometría fina aflorantes principalmente en el cordón caracterizado por los cerros Ver y Los Galese. En el sector chileno adyacente de Alto Palena, rocas equivalentes a éstas afloran con un espesor más desarrollado. En esta localidad, R. Fuenzalida (1968) definió las Formaciones Cerro Díaz, Río Palena, El Aceite y Aserradero. En la comarca adyacente de Corcovado, Pesce (1979a) denominó Formación Cerro Campamento a las sedimentitas allí aflorantes. Por su parte, Thiele et al. (1979) reunieron las Formaciones definidas por Fuenzalida (1968) en la Formación Alto Palena y denominaron como Miembro Tres Monjas a las sedimentitas que asoman en el tramo cordillerano chileno contiguo al sector aquí estudiado. Como se discutirá más adelante, en este trabajo no se comparte el cuadro estratigráfico propuesto por Thiele et al. (1979). Por todo lo expuesto anteriormente y para evitar una nomenclatura más profusa y posibles confusiones, es que se ha creído conveniente utilizar un nombre formacional informal para la unidad aflorante en los cerros Ver y Los Galese, hasta tanto no contar con un estudio más detallado de esta secuencia

b₂) distribución y litología

Las "Sedimentitas del Cerro Ver" afloran en el faldeo norte de los cerros Ver y Los Galese. Hacia el este, estos estratos se acuñan para desaparecer al naciente del meridiano del cerro Los Galese. Asimismo, se encuentran asomos de esta unidad al sur de los cerros mencionados, a una cota aproximada de 1500 metros.

En el faldeo noreste del cerro Cónico, afloran sedimentitas asignadas a esta unidad.

Litologicamente se trata de lutitas laminares con cemento calcáreo, de color gris oscuro. La estructura laminar está dada por la alternancia de capas de areniscas de granulometría muy fina y arcillitas.

Vistas al microscopio, los clastos de las areniscas son subangulares y subredondeados y están parcialmente corroídos por el material aglutinante de naturaleza arcillosa, con probable predominancia de clorita. En la fracción clástica predominan clastos de plagioclasa y fragmentos líticos originalmente vítreos, pero actualmente desnaturalizados. Los fragmentos de cuarzo son los más escasos.

Los afloramientos del cerro Cónico son más areniscosos y sus colores gris verdoso. Presentan escasos y delgados bancos de calizas negras y de ftanitas.

En el cerro Ver, estas capas alcanzan solamente 50 m de espesor y el tamaño de los afloramientos ha sido exagerado en los mapas que acompañan este trabajo, para poder ser representados. Las "Sedimentitas del Cerro Ver" tienen una potencia estimada en 100 m en el cerro Cónico.

La búsqueda de megafósiles en esta unidad ha sido infructuosa. De la misma manera, los análisis micropaleontológicos han sido estériles. Sin embargo, en rocas similares aflorantes en territorio chileno, Thiele et al., (1979) mencionan la presencia de diversas Ostrea sp. y Exogira sp.

Las "Sedimentitas del Cerro Ver" depositáronse en ambientes marinos de circulación restringida, como lo indican la composición y la forma de los clastos líticos.

b₃) relaciones estructurales

Esta unidad está cubierta en concordancia por las piroclásticas de la Formación Cordón de las Tobas. Los términos basales de la secuencia piroclástica mencionada, como se verá más adelante, se depositaron en un ambiente subacuo. Es por ello que se interpreta que hay un pasaje gradual entre ambas unidades.

b₄) edad y correlaciones

Las "Sedimentitas del Cerro Ver" se homologan con los depósitos tithono-neocomianos descritos por Fuenzalida (1968) y Pesce (1979a) para la región de Palena. Fuenzalida (1968) estableció una edad valanginiano-hauteriviana para los terrenos de Palena. Posteriormente, Pesce (1979a) establece una posible correlación de su Formación Cerro Campamento con la Formación Aserradero descrita por Fuenzalida (1968).

Recientemente, Charrier y Covacevich (1980) sugieren revisar la fauna recogida por Fuenzalida (1968) y mantener reservas para su uso stratigráfico. Según los autores mencionados, (Charrier y Covacevich, 1980, pág. 162), la fauna de Alto Palena caracterizaría al lapso Tithoniano superior-Berriasiano superior.

En el sector chileno del tramo cordillerano estudiado, Thiele et al. (1979) describen la presencia de capas marinas ubicadas estratigráficamente entre dos secuencias volcanoclásticas, portadoras de "Ostrea" (Alectryonia) marshii Sowerby. Los autores mencionados consideran que este fósil asigna al Dogger a las capas que lo contienen. Sin embargo, la posición de la "Ostrea" (Alectryonia) marshii es dudosa; en efecto, Arkell (1931) indica que la Ostrea marshii caracteriza el Cornbrash superior y el Caloviano y aparentemente se extiende al Oxford Clay de Normandía. Por su parte, Pérez y Reyes (1977) citan la presencia de este ostreido en terrenos toarcianos. Analizada en un contexto regional la posición stratigráfica de estos estratos, es preferible asignar el Miembro Tres Monjas de la Formación Tamango (Thiele et al., 1979) al conjunto de sedimentitas tithono-neocomianas reconocidas en la región.

Las "Sedimentitas del Cerro Ver" son correlacionables con las sedimentitas de edad tithono-neocomiana aflorantes a la latitud de los lagos Fontana y La Plata. En el sector chileno de esta comarca, aflora la Formación Coyhaique (Skarmeta y Charrier,

(1979). Del lado argentino, asoman las formaciones Tres Lagunas y Katterfeld (Ramos, 1976b). Los estratos tithono-neocomianos de la región fueron informalmente reunidos en el Grupo Coyhaique a propuesta de Ramos (1977a). Si bien las "Sedimentitas del Cerro Ver" no han aportado aún elementos paleontológicos como para precisar su edad, las características litológicas y su posición estratigráfica permiten asignar esta unidad al Grupo Coyhaique.

c) Formación Cordón de las Tobas

c₁) antecedentes

Se utiliza la denominación del epígrafe para designar las rocas extrusivas que se hallan estratigráficamente por encima de las "sedimentitas del Cerro Ver". Este nombre formacional fué utilizado por Fuenzalida (1968) para las rocas lávicas y piroclásticas, con epiclastitas subordinadas, aflorantes en el sector adyacente al suroeste, de Alto Palena.

Por su parte, Pesce (1979a) llamó Formación Cerrenleufú a rocas homologables aflorantes en la comarca de Corcovado. Thiele et al. (1979) denominaron Miembro Ventisquero de la Formación Tamango a rocas semejantes que afloran en el sector chileno de las cercanías de Futaleufú. En este estudio se considera que la denominación Cordón de las Tobas tiene prioridad, de acuerdo al Código de Nomenclatura Estratigráfica.

c₂) distribución y litología

La Formación Cordón de las Tobas aflora en el Cordón Situación, por encima de la cota de 1000 m aproximadamente. Al sur del embalse Amutui Quimei, estas rocas asoman en el cordón límite al norte del cerro Castillo, en la cima del cerro Ventisquero y en los cerros Ascensión, Tres Uñas y el cerro innominado situado al sur y suroeste de aquellos últimos, respectivamente. En el sector cordillerano que se extiende al sur del río Grande, la Formación Cordón de las Tobas aflora en el cordón de los cerros Ver y Los Galestes; en el cordón que se extiende al este del cerro Cónico; en las cumbres de

la serranía de los Barrancos; en el cordón caracterizado por los cerros Greda y Greda Este y las serranías situadas al oeste del puesto Rechene.

Hay otros asomos de esta unidad en la serranía delimitada por el río Hielo y el arroyo Atravesado; en el tramo sur de la serranía de los Derrumbes y en las cumbres de los cerros que se alzan al sur de esas serranías, hasta el rincón del Aceite.

Los afloramientos más australes dentro de la comarca estudiada, se hallan en las cumbres del extremo nororiental del cordón de las Tobas, localidad geográfica que da el nombre a esta unidad.

La Formación Cordón de las Tobas es una secuencia de vulcanitas --lavas y piroclastitas-- y epiclastitas continentales. La naturaleza predominante de las vulcanitas es fenoesandesítica; pero en general, se observa que los términos más jóvenes de esta unidad son de carácter más ácido. Los mayores espesores medidos son del orden de 900 metros, desconociéndose su techo.

En la localidad tipo, en el cordón de las Tobas, esta Formación se inicia con lavas andesíticas de color gris oscuro y de textura porfírica; continúan brechas tobáceas de colores claros; luego sobrevienen algunos bancos psamíticos con delgadas intercalaciones pelíticas. La secuencia está coronada por tobas moradas claras.. Se observan filones capa intruidos en la secuencia, de naturaleza tanto ácida como básica. Se señala como característica general, la alteración de los feldespatos presentes en las rocas de esta sucesión.

En el faldeo norte del cerro Campamento se observó una fenoesandesita afanítica de color gris oscuro y fractura irregular.

Al microscopio se observa que esta roca tiene textura porfírica con pasta de caracteres entre pilotáxica e intersertal. Los fenocristales son de plagioclasa reemplazada en gran parte por clorita, carbonato, sericita y opacos. La pasta está formada por microlitas de plagioclasa y abundantes opacos y los minerales secundarios ya mencionados. Los índices de refracción de la plagioclasa indican una composición original correspondiente a oligoclasa básica.

Otra muestra, recolectada por encima de la anteriormente descrita, corresponde a un basalto gris oscuro, de grano fino y fractura irregular, que al microscopio muestra una textura porfírica de pasta intersertal a subofítica.

En el sector septentrional de la comarca estudiada, los términos inferiores de la Formación Cordón de las Tobas están integrados por tobas vitrocrystalinas finamente laminadas, estratificadas en bancos de 0,20 - 0,50 m de espesor, de color rojo. La laminación se debe a la isorientación de los minerales planares. Estas características sugieren que estas piroclastitas se depositaron en medios subacueos.

Por encima de las tobas descriptas en el párrafo anterior, se apoyan lavas ácidas de colores rojizo oscuro. En la cima del cerro Ver aflora una fenoriolita de color morado y probablemente fluidal. Los fenocristales son de color blanco y su diámetro es del orden del milímetro.

Vista al corte delgado, los fenocristales son de plagioclasa probablemente andesínica, parcialmente reemplaza aparentemente por oligoclasa. Están moderadamente corroídos por la matriz y alterados a carbonato. La pasta tiene textura granofírica. Al cuarzo y feldespato alcalino se suman numerosos pero diminutos cristales de minerales opacos, grumos de carbonato, escasa biotita secundaria y excepcionalmente apatita.

c₃] relaciones estructurales

En el área objeto de este estudio, La Formación Cordón de las Tobas se apoya en concordancia sobre las "Sedimentitas del Cerro Ver", tal cual puede observarse en los cerros Ver, Los Galeses y Cónico.

El pasaje entre ambas unidades es gradual, pues en los términos superiores de las "Sedimentitas del Cerro Ver" la participación piroclástica va en aumento, mientras que los términos inferiores de la Formación Cordón de las Tobas habríanse depositado en un medio subacueo. Se considera que el límite entre ambas unidades está determinado por la base de los primeros bancos con características netamente tobáceas.

En las localidades en las cuales las sedimentitas se hallan ausentes, la Formación Cordón de las Tobas cubre en aparente concordancia a la Formación Lago La Plata. Esta última circunstancia es observable en el cerro Situación.

Para el extremo suroeste del cordón de las Tobas, fuera del área aquí estudiada, Fuenzalida (1968) señala que esta unidad cubre en concordancia las sedimentitas de edad tihoniano superior-berriasiano superior. Por su parte, Pesce (1979a) describe una discordancia entre ambas entidades en el faldeo sur del cordón de las Tobas.

c₄) edad y correlaciones

De las relaciones de campo surge una edad post Berriasiano superior para la Formación Cordón de las Tobas. Se dispone de cuatro dataciones radimétricas realizadas en el INGEIS sobre rocas de esta unidad. Los datos analíticos se hallan reunidos en el cuadro 3.

LOCALIDAD	LITOLOGIA	% K	$\frac{\text{Ar}^{40}}{10^{-10}}$ Rad mol/g	% Ar ⁴⁰ Atm	m. a.
Cerro Ver	Toba andesítica	0,72	0,812	53,2	64 ⁺²
Cerro Ver	Toba andesítica	1,20	2,265	24,6	106 ⁺⁵
Serranía de los Derrumbes	Toba andesítica	1,12	1,633	32,0	82 ⁺³
Cordón de * las Tobas	Riodacita	3,54	6,468	11,8	100 ⁺⁵

Cuadro 3: Valores analíticos de las dataciones radimétricas de rocas de la Formación Cordón de las Tobas. Todas las dataciones fueron realizadas en el INGEIS. * Según Pesce (1979a).

En este trabajo se considera que el valor de 64⁺² m.a., solo refleja una edad mínima debido al bajo contenido de potasio y de argón radioactivo y el elevado contenido de argón atmosférico. Por otro lado, el valor de 82⁺³m.a. coincide con la edad de uno de los ciclos de intrusión plutónica de esta región (Haller y Lapido, 1980a) y por lo tanto este fechado radimétrico de

be reflejar la reapertura del sistema isotópico por efectos de la intrusión del Batolito Andino. Las edades de 100^{+5} m.a. y 106^{+5} m.a. corresponden al Cretácico inferior alto.

La Formación Cordón de las Tobas es correlacionable con la Formación Divisadero (Heim, 1940) aflorante en la región de Aysen y también con la Formación Chile Chico (Niemeyer, en Charrier et al., 1979) de la comarca del lago Buenos Aires.

d) Rocas del Batolito Andino

En el sector cordillerano estudiado afloran extensos asomos de rocas graníticas, asociados a diques y algunos filones capa. Estas rocas constituyen la porción oriental del Batolito Andino.

Los granitoides fueron agrupados de acuerdo a su composición, en una facies mesosilícea y otra facies básica.

d_I) Facies mesosilícea

d_{I1}) distribución y litología

Esta facies aflora en ambos márgenes del embalse Amutui Qui mei, al oeste de los arroyos Huemul y Blanco. Un afloramiento de menores proporciones es observable en la orilla noroeste, al pie del cerro Situación. En el cerro Sin Fin hay otro asomo importan te de esta facies.

En los cordones limitados por los ríos Huemul por el norte y Hielo por el sur, aflora también la facies mesosilícea. Fren te al puesto Austin, en el valle del río Hielo, hay asomos más reducidos de esta entidad.

La composición de las facies mesosilícea varía de granodioritas a dioritas. En el río Hielo hay asomos de reducidas dimensiones de granitos, a los cuales se considera los extremos más ácidos del Batolito Andino; en los mapas geológicos que acompañan este estudio, estos afloramientos fueron representados conjuntamente con la facies mesosilícea.

En la margen norte del embalse Amutui Quimei, al oeste del Arroyo Blanco, aflora una diorita de color gris y estructura granosa mediana, con fractura irregular. Se observan cristales anhedrales de plagioclasa y subhedrales de anfíbol, el que se encuentra muy alterado.

Vista al microscopio, la roca tiene textura granosa, compuesta por andesina básica y anfíbol muy alterado a clorita, opacos, sericita y carbonato. Algunos escasos cristales de plagioclasa presentan una incipiente zonación, la cual está remarcada por la alteración sericítica. Hay un 5% de feldespato alcalino, en algunos casos con contorno cristalino, y cuarzo intersticial. En oportunidades están micrograficamente asociados.

Los granitoides de la margen sur del embalse, presentan características litológicas similares, en algunos lugares presentan alteración hidrotermal.

Al pié del cerro Situación, en la orilla noreste del embalse, aflora una tonalita anfibólico-biotítica de color gris claro, compacta, de fractura irregular. Posee textura granosa mediana a fina y está constituida por cristales subhedrales de feldespatos blanco amarillentos de 1 a 3 mm de longitud, cuarzo gris anedral de 1 a 2 mm y minerales félicos en agregados que llegan a 6 milímetros.

En las nacientes del río Huemul, en el extremo nororiental de la serranía de los Barrancos, aflora una granodiorita de color gris claro y estructura granosa mediana. Está constituida por cuarzo anedral, feldespatos subhedrales claros y minerales félicos.

Los afloramientos situados en las cabeceras del río Hielo, corresponden a un granitoide de color gris claro y estructura granosa mediana, en la que se distinguen feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y pirita.

En la margen noroeste del río Hielo, frente al puesto Austin, aflora una granodiorita de color rosa grisáceo claro y estructura granosa mediana. Se distinguen cristales anhedrales de cuarzo y de un feldespato claro y granos subhedrales de un feldespato rosado.

Al corte delgado tiene textura granosa panalotriomorfa y está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa de composición muy cercana a An₃₀ y feldespato potásico peritítico.

El cuarzo y el feldespato alcalino esbozan en algunos lugares una rudimentaria textura gráfica. El feldespato potásico se dispone generalmente en forma envolvente alrededor de la plagioclasa. Ambos están alterados a material arcilloso impregnado por opacos y la plagioclasa a sericita o epidoto. Los minerales máficos están casi totalmente alterados a clorita, opacos y epidoto. Ocasionalmente aparece biotita asociada. Escasos cristales de apatita y circón constituyen los minerales accesorios.

d_{II}) Facies básica

Las rocas de esta facies afloran en el cerro Campamento, en el sector sur de la zona estudiada.

Fuenzalida (1968) utiliza el nombre genérico de "Stocks" para referirse a cuerpos de rocas semejantes aflorantes en la comarca de Alto Palena. Por su parte, Pesce (1979a) propone formalizar el nombre de Formación Morro Serrano para los intrusivos básicos. En este estudio se considera que aún no están suficientemente bien establecidas las relaciones genéticas y temporales entre los granitoides del Batolito Andino y es preferible referirse a estas rocas con el término de facies, acompañado del calificativo que indique su composición.

La Facies Básica está compuesta por gabros, algunos de los cuales presentan características atípicas debido a la baja participación de minerales féficos.

En el faldeo septentrional del cerro Campamento, aflora un gabro de color gris y estructura granosa gruesa. Está compuesto por cristales tabulares alargados de plagioclasa y máficos intersticiales de menor tamaño.

Observada al microscopio, la roca tiene textura granosa hipidiomorfa. Está compuesta por labradorita, piroxenos, muy escaso anfíbol, cuarzo, opacos y biotita deutérica acompañada por algo de clorita y apatita en cantidades menores. Los cristales de mayor tamaño corresponden a Labradorita, que es a su vez, el mineral más abundante. La plagioclasa está parcialmente alterada a un material arcilloso. El piroxeno, augita o diópsido, tiene a veces contorno cristalino propio y otras veces ocupa espacios intersticiales, adquiriendo un mayor desarrollo. El anfíbol es muy escaso a causa de la inten

sa actividad deutérica, la que también afecta al piroxeno, reemplazándolo por biotita y en menor proporción clorita, con excedente de óxido de hierro. El cuarzo es obviamente intersticial y los opacos primarios parecen haber sido también afectados por la actividad deutérica.

d_{III}) Cuerpos hipabisales

Los granitoides están intruidos por una trama de diques de composición fenoandesítico-basáltica. La potencia varía entre el orden de decenas de centímetros y tres metros. Corresponde señalar que Lányi (1970; pág. 3) menciona la presencia de diques de 15 m y 100 m de potencia.

En las nacientes del río Huemul, las rocas granosas están intruidas por diques de fenotraquiandesitas de textura porfírica y color gris claro. Se distinguen fenocristales blancos de 1 a 2 milímetros de diámetro, en una pasta de grano fino. Al microscopio se identifica feldespatos alcalinos y plagioclasa.

Sobre el límite internacional, en las cabeceras del arroyo Atravesado, los granitoides están emplazados por pórfiros dioríticos de color gris y estructura granosa fina.

Vista al corte delgado, es un pórfido diorítico con cuarzo, de textura granosa, con escasos cristales de mayor diámetro que el promedio. Los minerales principales son plagioclasa, hornblenda y cuarzo. Los índices de las plagioclasas corresponden a Andesina, que está alterada a material sericítico-arcilloso. El cuarzo tiene carácter intersticial y el mineral secundario más importante es la clorita, que está acompañada por opacos, pistacita, titanita y apatita.

En el cauce del río Futaleufú, las vulcanitas de la Formación Lago La Plata son intruidas por diques de fenoandesita-basandesita de textura afanítica a porfírica fina.

El rumbo predominante de los diques es este-sudeste; otras direcciones importantes son noroeste y norte-sur. Los diques se cortan entre sí, lo cual señala varios pulsos para su intrusión.

La Formación Cordón de las Tobas está intruida por filones capa de naturaleza principalmente andesítica. Estos cuerpos posiblemente estén relacionados a los granitoides.

d₃) relaciones estructurales

Los granitoides intruyen a la Formación Lago La Plata y a la Formación Cordón de las Tobas. En las nacientes del río Hielo se observa la Formación Cordón de las Tobas formando colgajos (roof-pendant) que constituyen la roca de caja de las granodioritas. En el cerro Campamento, un stock gábrico intruye a las piroclastitas de la Formación Cordón de las Tobas.

d₄) edad

Se dispone de cuatro dataciones radimétricas por el método K/Ar, sobre roca de esta entidad. El cuadro 4 resume los datos analíticos de las dataciones. Dos de ellas fueron realizadas sobre granitoides de la comarca y las dos restantes, sobre rocas de comarcas colindantes.

LOCALIDAD	LITOLOGIA	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁻¹⁰ mol/g	% Ar ⁴⁰ Atm	m.a.	
Río Huemul	pórfiro gábrico	2,32	4,101	4,8	99 ⁺³	
Embalse Amutui Quimei	tonalita	0,60	0,931	70,8	84 ⁺¹⁰ (1)	
Cerro Bayo Moro	pórfiro monzodiorítico	1,84	2,612	29,8	78 ⁺⁴ (2)	
Corcovado	monzogranito	3,32	4,878	12,4	81 ⁺⁵ (3)	
		Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /μM/g	Sr ⁸⁶ /μM/g	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	
Lago Futralautquen	granito	0,7112	0,663	0,178	3,78	116 ⁺⁶ (4)

Cuadro 4: Datos analíticos de los fechados radimétricos de rocas del Batolito Andino. Todas las dataciones fueron realizadas en el INGEIS. (1) dato de Toubes y Spikermann (1973); (2) y (3) datos de Pesce (1979a); (4) dato de Halpern et al. (1975).

Las edades radimétricas indican edades del límite Cretácico inferior-Cretácico superior hasta el Cretácico superior medio. La edad de 116⁺⁶ millones de años corresponde al Barremiano y probablemente corresponda a un ciclo intrusivo anterior.

e) Formación Ñorquinco

Se homologan a esta Formación las psamitas y ruditas continentales aflorantes en la parte sur de la depresión longitudinal que limita la Cordillera al naciente.

e₁) antecedentes

El nombre del epígrafe fue propuesto por Cazau (1972) quien de esta manera formalizó la Serie de Ñorquinco descripta por Shaw (1939). En comarcas situadas al norte de la aquí descripta, esta unidad ha sido designada con los siguientes nombres: Postpatagoniano (Feruglio, 1941), Capas con Nothofagus (González Bonorino, 1944), Formación Ñirihuau (González Bonorino, 1973) y Patagoniano Continental (Volkheimer, 1964). En la comarca aledaña al sur, Pesce (1979a) designa con el nombre de Formación Corcovado a estas capas.

e₂) distribución y litología

Las sedimentitas de la Formación Ñorquinco afloran en el sector austral de la comarca estudiada. Se observan asomos de estas rocas en el valle del río Hielo, al norte del puesto Pritchard. Otros afloramientos se hallan en la margen oriental del río Greda, cerca de la desembocadura del arroyo Huemul en aquél.

Se trata de una sucesión de areniscas textural y mineralógicamente inmaduras. Los colores predominantes son castaño, claro a oscuro. En general, muestra una estratificación en bancos de hasta 1,5 m de potencia, con laminación normal y en ocasiones, entrecruzada. Son comunes los lentes rudíticos de hasta 0,35 m de espesor. Los clastos son de cuarzo, feldespatos y líticos de pumicitas y tobas. La matriz es de naturaleza arcillosa, ocasionalmente con carbonato y óxido de hierro presentes.

Los afloramientos del río Hielo se hallan tectónicamente disturbados. Tienen un rumbo N 37° O e inclinan 29° al norte.

La Formación Ñorquinco se depositó en un ambiente de alta energía, como lo indican la inmadurez y estructuras sedimenta-

rias. El espesor aflorante es de 17 m pero al oeste de la comarca estudiada, en el faldeo sur del valle 16 de Octubre, se midieron 120 m de potencia para esta unidad. En Colonia Cushamen, Cazau (1972) indica 1900 m de espesor.

e₃) relaciones estructurales

No se conoce la base de la Formación Norquinco en el área objeto de esta descripción. Fuera de ella, apoya sobre la "Serie Andesítica Eocena" (Cazau, 1972). Por su parte, en el sector estudiado, está cubierta por depósitos glacialacustres pleistocenos en marcada discordancia angular. Al norte de la comarca, está cubierta en discordancia por la Formación Collón Cura de edad miocena media a tardía.

e₄) edad

Teniendo en cuenta las relaciones de campo descriptas, la Formación Norquinco depositóse durante el Oligoceno-Mioceno inferior.

f) Depósitos Cuartarios

Los depósitos cuartarios de la comarca fueron agrupados en depósitos glaciarios del Pleistoceno y los depósitos aluviales y coluviales recientes.

Los depósitos glaciarios comprenden las morenas de fondo, que constituyen la superficie del Valle Frío, algunas pequeñas morenas frontales, situadas en los valles menores y depósitos várvidos observables en las márgenes del río Hielo. Son registros de diferentes episodios glaciarios producidos durante el Pleistoceno.

El aluvio constituye el fondo de los valles y el relleno de las lagunas actuales y está constituido por sedimentos clásicos, gravas y arenas fluviales y arenas y limos lacunares.

III BOSQUEJO ESTRATIGRAFICO DEL SECTOR CORDILLERANO ENTRE FUTALEUFU Y LAGO GENERAL VINTTER

A. Antecedentes

El sector de los Andes argentino-chilenos comprendido entre Futaleufú y Lago General Vintter carecía hasta la década del '50 de información geológica de semidetalle. Recién en 1968, Fuenzalida reconoció la comarca y presentó un mapa a escala 1:500.000 (Fuenzalida, 1968). Volkheimer (1965) realizó observaciones geológicas durante la misma época, pero las mismas permanecieron inéditas. Posteriormente, Hervé et al. (1979a) , Pesce (1979a) y Thiele et al. (1979) publicaron los resultados de sus investigaciones en este segmento cordillerano. Aproximadamente para ese tiempo, el autor de este estudio, trabajó en la comarca descrita en el capítulo anterior (Haller, 1976). La estratigrafía presentada en este acápite resume las observaciones de los investigadores mencionados y trata de establecer las homologaciones y equivalencias entre las unidades geológicas por ellos descriptas.

B. Estratigrafía

Las rocas más antiguas de la región corresponden posiblemente al denominado Complejo Marino-Volcánico Jurásico Indiferenciado., para el cual solamente hay una referencia bibliográfica y que aflora en el sector centro-occidental de la región. Sin mediar relación de campo, siguen las rocas volcanoclásticas de la Formación Lago La Ptata. Sobre la misma se apoyan las sedimentitas marinas con intercalaciones volcánicas del Grupo Coyhaique. Una potente sucesión volcanoclástica, denominada Formación Cordón de las Tóbas, cubre las sedimentitas marinas. Esta secuencia mesozoica está intruida por las rocas graníticas del Batolito Andino; dado que el grado de conocimiento de estas rocas es aún incompleto, se ha mapeado como de edad dudosa a algunos asomos de estos cuerpos.

Una ingesión marina del Eógeno, representada por rudi-
tas y areniscas y denominada Formación La Cascada, quedó re-
gistrada en el sector central de la comarca. En los contra-
fuertes andinos orientales, se desarrollaron durante el Tercia-
rio medio, los depósitos continentales de la Formación Ñorquin-
co. Los depósitos continentales interestratificados con cola-
das traquiandesíticas de los Estratos de la Silla del Diablo
corresponden al límite Terciario-Cuartario. Posteriormente,
se desarrolló un importante vulcanismo cuartario en el sector
noroeste. Completan en cuadro estratigráfico, los depósitos
glaciarios y glaciafluviales pleistocenos y los sedimentos
fluviales actuales.

En el bosquejo geológico de la figura 3, se hallan represen-
tada la distribución areal de las unidades geológicas mencio-
nadas. Por su parte, el cuadro I bis, señala las equivalen-
cias entre las unidades rocosas.

a) COMPLEJO MARINO-VOLCANICO JURASICO INDIFERENCIADO

Esta unidad está indicada en el mapa geológico de Chile
a escala 1:100.000 (Instituto de Investigaciones Geológicas,
1968) pero no hay referencias a ella en el texto explicativo
(Ruiz, 1965). La única cita corresponde a Levi et al. (1966),
quienes describen la presencia al este de la bahía Tic-Toc,
de rocas estratificadas que forman anticlinales y sinclinales
con flancos poco inclinados. No se descarta que estas rocas
correspondan en realidad a la Formación Lago La Plata, aflo-
rante más al este.

b) FORMACION LAGO LA PLATA

Los antecedentes y la litología de esta unidad ha sido des-
cripta en detalle en el capítulo anterior. Thiele et al. (1979)
denominaron Formación Huemul a rocas equivalentes a éstas, a-
florantes en la comarca aledaña a la localidad chilena de Fu-
taleufú. Por su parte, Pesce (1979a) designa como Formación

Sector de Alto Palena Fuenzalida (1968)	Sector de Corcovado - L. Vintter Pesce (1979)	Sector de Futaleufú - Alto Palena Thiele <u>et al.</u> (1979)	Sector de Futaleufú - Rincon del Aceite Haller (este estudio)
Formación Cordón de las Tobas	Formación Carrenleufú	Formación Cordón de las Tobas y Miembro Cerro Ventisquero	Formación Cordón de las Tobas
Formaciones: Aserradero El Aceite Río Palena Cerro Díaz	Formación Cerro Campamento	Formación Alto Palena y Miembro Tres Monjas	Grupo Coyhaique (Incluye las " Sedimentitas del Cerro Ver ")
	Formación Arroyo Cajón	Formación Huemul	Formación Lago La Plata

Cuadro 1bis: Equivalencia entre las unidades mesozoicas de la Comarca

Futaleufú - Lago Vintter

Arroyo Cajón a rocas homologables aflorantes en Corcovado.

Se trata de una secuencia volcanoclástica de composición predominantemente mesosilícea; es común encontrar camadas epiclásticas en la sucesión. Sus asomos se extienden en el sector oriental de la región.

Se desconoce la base de esta unidad en la región que nos ocupa, pero su techo está constituido por las sedimentitas marinas del Grupo Coyhaique., de edad tithono-neocomiana. Al este del lago Fontana, esta unidad sobreyace al Toarciano fosilífero (Malumian y Ploszkiewicz, 1976). Estas relaciones permiten asignar una edad jurásica media a tardía para la Formación Lago La Plata.

c) Grupo Coyhaique

La denominación del epígrafe fué propuesta por Ramos (1977a) para reunir todas las unidades tithonianas y neocomianas aflorantes en este sector de la Cordillera Patagónica.

El primero en reconocer estos terrenos en la región que nos ocupa, fué Fuenzalida (1968), quien separó las Formaciones Cerro Díaz, Río Palena, El Aceite y Aserradero. Posteriormente, Thiele et al. (1979) reunieron estas unidades bajo la denominación de Formación Alto Palena. En el sector de Corcovado, Pesce (1979a) llama Formación Cerro Campamento a las sedimentitas marinas interpuestas entre la Formación Lago La Plata y la Formación Cordón de las Tobas. Al describir la comarca de Futaleufú, Thiele et al. (1979) señalan la presencia de una unidad de origen marino, a la que denominan Miembro Ventisquero de la Formación Tamango, ubicada estratigraficamente entre dos secuencias volcanoclásticas regionalmente reconocidas. Sobre la base del hallazgo de un ostreido, cuyo valor cronoestratigráfico fué discutido en el capítulo anterior, asignan estas rocas al Jurásico medio. Como ya se vió más arriba, al describir la comarca de Trevelin, en este trabajo se utilizó la denominación provisoria de Sedi-

mentitas del Cerro Ver para terrenos semejantes que allí afloran.

Litológicamente, se trata de una secuencia de pelitas y areniscas portadora de fósiles, con capas volcánicas interestratificadas. Estas rocas afloran en los cerros Ver, Los Galeses y Cónico, en el sector septentrional. Asimismo han sido reconocidas en los faldeos oeste y sur del cordón de las Tobas. Otros asomos están situados al sur de la localidad chilena de Palena.

Las sedimentitas del Grupo Coyhaique se apoyan sobre las vulcanitas de la Formación Lago La Plata y a su vez, están cubiertas por la Formación Cordón de las Tobas.

La fauna colectada por Fuenzalida (1968) fue revisada por Charrier y Covacevich (1980) quienes consideran que corresponden al lapso Tithoniano tardío-Berriasiano tardío.

d) Formación Cordón de las Tobas

La Formación Cordón de las Tobas fue definida por Fuenzalida (1968) en la localidad que le da el nombre, para las rocas volcánicas que cubren a las sedimentitas tithono-neocomianas. Pesce (1979a) llama Formación Carrenleufú a esta unidad. En el sector chileno de Futaleufú, Thiele et al. (1979) utilizan el nombre de Miembro Ventisquero de la Formación Tamango para referirse a rocas volcanoclásticas ubicadas por encima de las sedimentitas marinas.

Se trata de una sucesión eminentemente piroclástica, con lavas y epiclastitas asociadas. La composición es predominantemente mesosilícea (dacita-andesita), aunque se observan términos más ácidos (riodacita) en la parte superior de la secuencia.

Estas rocas coronan las serranías en el sector limítrofe argentino-chileno. Su posición estratigráfica y las dataciones radiométricas permiten asignar la Formación Cordón de las Tobas al Cretácico inferior alto.

e) Granitoides del Batolito Andino

Estas rocas son las que predominan en la región mapeada, si bien en la mayor parte de ella su conocimiento es aún incompleto, se han podido distinguir dos facies, una mesosilícea y otra básica. Los granitoides que afloran en el sector noroccidental, tienen una asignación cronológica dudosa.

La facies mesosilícea se extiende ampliamente en el sector chileno de la comarca. Algunos de los afloramientos penetran en el territorio argentino. En el valle del río Carrenleufú hay asomos de estas rocas. Su composición varía de Granodioritas a Dioritas, habiéndose observado también escasos granitos, que fueron considerados como el extremo ácido de la serie litológica.

Los granitoides básicos constituyen pequeñas cuerpos que intruyen las Formaciones Lago La Pata y Cordón de las Tobas, en el cerro Pedregoso y el cordón de las Tobas.

En el sector oriental, los granitoides intruyen las secuencias mesozoicas. Las edades radiométricas disponibles indican una edad cretácica para los afloramientos de esta región.

f) Formación La Cascada

Esta denominación fué propuesta por Thiele et al. (1979) para unas sedimentitas marinas aflorantes en el valle del río Futaleufú.

La Formación La Cascada está integrada por un conglomerado basal, areniscas, lutitas y calcarenitas de colores gris amarillento, rosado y verdoso. Presentan algunos niveles con carbón. Estas rocas aportaron algunas formas fósiles como "Venus" (Pitaria) ovallei Phil. (?) y "Venus" (Pitaria) discor Phil., del Eoceno de Cuenca Austral. La potencia es de 250 m.

Las sedimentitas de la Formación La Cascada se apoyan sobre una superficie de erosión labrada sobre rocas graníticas. Su techo es desconocido.

En base al contenido faunístico, Thiele et al. (1979) asignaron esta unidad al Eoceno.

g) Formación Norquinco

Esta unidad , definida por Cazau (1972), aflora en el sector centro oriental, al oeste de la laguna Theobal. Está constituida por conglomerados y areniscas de origen continental. En este sector se desconoce su base y su espesor es reducido, alcanzando 17 metros.

Por relaciones estructurales observables fuera de la comarca descrita (Cazau, 1972), se asigna esta Formación al Oligoceno-Mioceno inferior.

h) Estratos de la Silla del Diablo

Con esta denominación, Hervé et al. (1979a) se refieren a unas sedimentitas continentales aflorantes al oeste del lago Yelcho.

Está constituida por sedimentitas clásticas poco litificadas con estratificación normal bien marcada. Presenta intercalaciones de coladas traqui-andesíticas en la base y el techo. Un potente paquete de brechas conglomerádicas constituye la parte intermedia.

Hervé et al. (1979a) asignan en forma tentativa una edad Terciaria tardía- Cuartaria para los Estratos de la Silla del Diablo.

i) Vulcanitas Cuartarias

En el sector noroeste de la región aquí descrita, existen volcanes cuartarios como el Vinchimávida y el Huequi, con actividad en tiempos prehistóricos e históricos.

En general, se trata de un vulcanismo basáltico, con estructuras de aparatos y de coladas bien conservadas. Los bancos piroclásticos son comunes. Existen en este sector numerosas vertientes de aguas termales (Levi et al., 1966).

Las vulcanitas cuartarias afloran en el sector noroccidental

j) Depósitos glaciarios, glacifluviales y fluviales

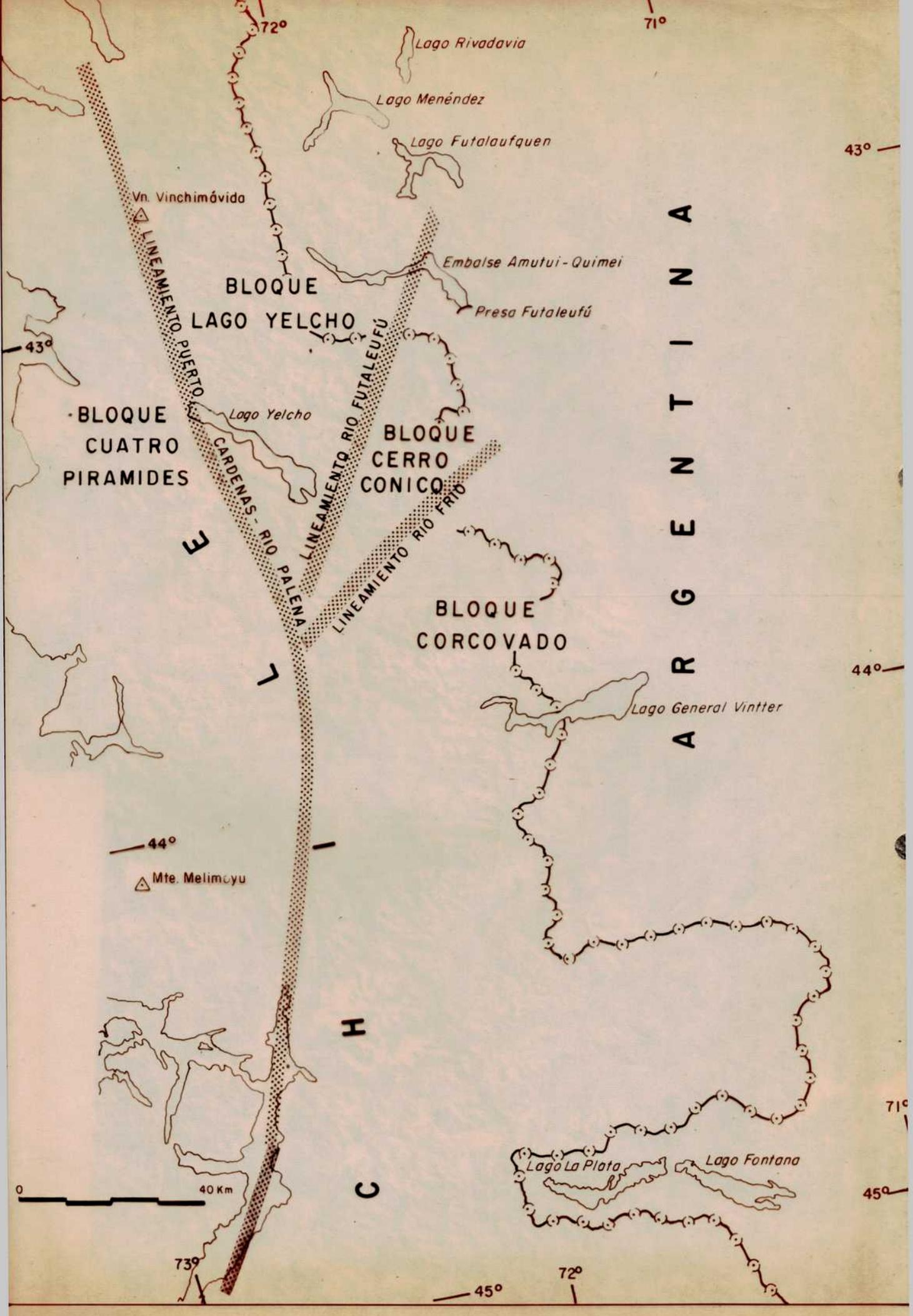
Las glaciaciones pleistocenas dejaron abundantes depósitos morénicos, observables principalmente en los valles de los grandes cursos de agua actuales. Asimismo, se encuentran pequeñas morenas de eventos glaciarios más modernos en los fondos de los valles menores. En algunos sectores es posible apreciar las características estratificadas de los depósitos, lo que permite asignar un origen glacifluvial para los mismos. Los fondos de los valles actuales están tapizados por depósitos fluviales, gravas y arenas.

IV. ESTRUCTURA DEL SECTOR CORDILLERANO ENTRE FUTALEUFU Y LAGO GENERAL VINTTER

A. Descripción de la estructura

En el sector de los Andes Patagónicos estudiados, una serie de megafracturas afecta las rocas de la corteza. El rasgo estructural más importante de la región lo constituye la megafractura que afecta el sector occidental de la comarca (figura 4). El tramo aquí considerado es un segmento de la gran fractura que se extiende hacia el norte hasta Liquiñe, a los 39° l.s. y hasta el istmo de Olqui, a los 47° l.s., por el sur. Su longitud total alcan-





A
R
G
E
N
T
I
N
A

BLOQUE
CUATRO
PIRAMIDES

BLOQUE
LAGO YELCHO

BLOQUE
CERRO
CONICO

BLOQUE
CORCOVADO

Vn. Vinchimávida

Lago Rivadavia

Lago Menéndez

Lago Futralaufquen

Embalse Amutui-Quimei

Presa Futaleufú

Lago Yelcho

Lago General Vintter

Lago La Plata

Lago Fontana

Mte. Melimoyu

0 40 Km

73°

72°

45°

43°

43°

44°

71°

45°

71°

72°

za 880 km, de los cuales 130 km corresponden a la comarca bajo estudio.

Hervé et al. (1979b) proponen el nombre de Zona de Fallas Liquiñe-Olqui para esta importante zona de debilidad estructural. Con el fin de ayudar a la comprensión de este escrito, se ha adoptado una denominación local: Lineamiento Puerto Cárdenas-Río Palena para el segmento de esta geofractura entre los paralelos de 43° 30' y 44° 30' de latitud sur.

Al noroeste del lago Yelcho, el lineamiento Puerto Cárdenas-Río Palena constituye una importante falla que controla el contacto entre los granitoides del Batolito Andino y los "Estratos de la Silla del Diablo" (Hervé et al., 1979a), depósitos continentales con vulcanitas intercaladas, de edad terciaria tardía-cuaternaria.

Diversos importantes centros efusivos modernos son controlados por esta geofractura. En el sector septentrional, el nevado del volcán Vinchimávida y los conos volcánicos de la península de Huequi (Hervé et al., 1979a) hallanse relacionados al lineamiento Puerto Cárdenas-Río Palena. En el sector sur, diversos centros volcánicos posglaciales están situados en la depresión del lineamiento o sus cercanías (Ferrando, 1980). La presencia de gabros coroníticos en Puerto Cárdenas (Hervé et al., 1979a) permite suponer que esta fractura alcanza grandes profundidades en la corteza.

Fuera del sector bajo estudio, en Liquiñe, los minuciosos estudios de Hervé (1977) en la petrofábrica de las rocas afectadas por el fallamiento, así como de las rocas adyacentes a la zona de falla, permitieron establecer que la fractura tiene una componente horizontal dextrógira. Según el mismo autor, la falla en Liquiñe habría sido activa hasta el Oligoceno, mientras que en el sector aquí estudiado, su actividad habría continuado hasta el Mioceno (Hervé et al., 1979b).

Al este de la megafractura Puerto Cárdenas-Río Palena, dos lineamientos de rumbo general noreste controlan la cordillera argentino-chilena. El más septentrional, denominado Lineamiento Río Futaleufú, constituye una serie de depresiones que controlan el curso del río que le da el nombre. Su traza es de rumbo N 35°E y delimita la mayoría de los afloramientos de las Formaciones volcanosedimentarias jurásico-neocomianas por el oeste. Por otra parte, constituye el límite oriental de las sedimentitas marinas eocenas (Thiele et al., 1979).

El lineamiento austral, denominado Río Frío, tiene un rumbo general N 45°E. Es una fractura que afecta las vulcanitas jurásicas y controla el emplazamiento de un plutón gábrico al suroeste del rincón del Aceite. Las depresiones que constituyen la expresión morfológica de este lineamiento, controlan el tramo superior del río Palena y del río Frío en territorio argentino.

Los rasgos estructurales mayores anteriormente descritos, delimitan una serie de bloques montañosos cuyo comportamiento estructural es analizado en función de los datos disponibles.

a) Bloque Cerro Cónico

El Bloque Cerro Cónico está delimitado por el oeste por el lineamiento Futaleufú y en su margen sureste por el lineamiento Río Frío. El bloque se halla basculado hacia el este, como lo indican las inclinaciones de la cubierta volcano-sedimentaria.

Los estudios de Quartino (1970) han permitido construir el diagrama de longitud acumulada de los diques intrusivos emplazados en la zona de las obras civiles del dique Futaleufú (Figura 5) ubicada en este bloque.

Este gráfico, basado en 32 observaciones, muestra que el 29 % de los diques tiene una orientación de 100°. Esta dirección dominante está acompañada por picos en los intervalos de 0° (13%); de 70° (8,5%) y 150° (8%).

El gran predominio de diques en el intervalo de 100°, permite deducir que ésa fué la dirección de tensión principal durante la primera orogenia que afectó a estas rocas, durante el Mesozoico. Esta dirección tensional estaría acompañada por un

sistema conjugado de fracturas de cizalla, dispuesto simétricamente a ambos lados del sistema tensional. Se interpreta que el máximo del intervalo de 0° corresponde a diques alojados en las fracturas de flanco.

Sobre esta base se puede inferir que durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, el esfuerzo principal provino del sector noroeste.

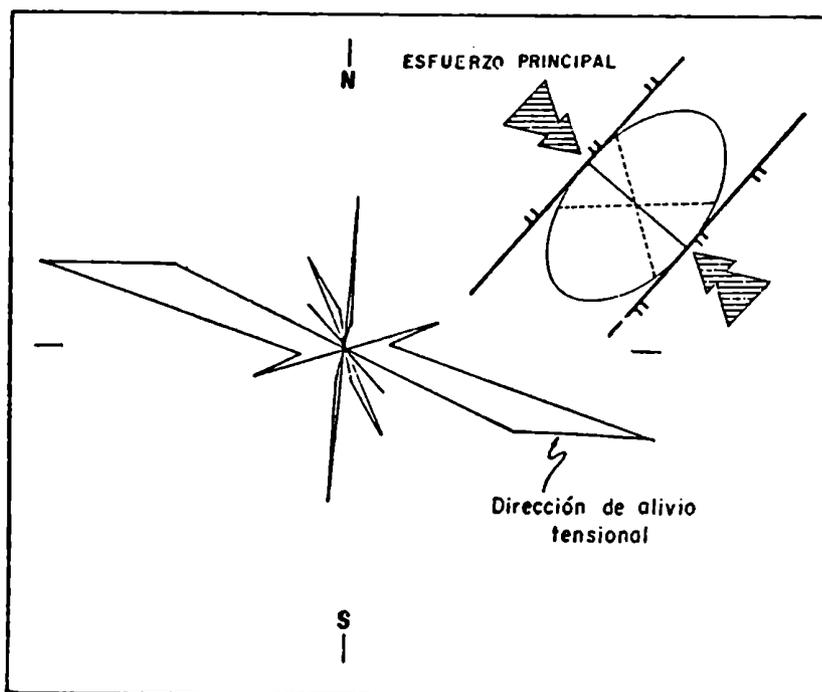


Figura 5: Diagrama de longitud acumulada de los diques intrusivos emplazados en la zona de las obras civiles del dique Futaleufú. Datos de Quartino (1970).

b) Bloque Lago Yelcho

El bloque Lago Yelcho está constituido principalmente por granitoides, que por la naturaleza de la litología, aportan pocos datos al conocimiento de la estructura.

Los pocos afloramientos de las secuencias volcano-clásticas jurásico-neocomianas muestran una fracturación en bloques menores, que inclinan pocos grados al este.

c) Bloque Corcovado

Este bloque presenta un diseño de fracturación circular, con una zona de alivio tensional de rumbo norte-sur, en su parte central. Los grandes afloramientos de granitoides asociados al diseño circular mencionado, permiten inferir que la estructura responde a un levantamiento de tipo dómico, provocado posiblemente por la intrusión forzada de un plutón de grandes dimensiones.

d) Bloque Cuatro Pirámides

La información geológica de este sector es insuficiente para obtener un cuadro estructural objetivo en este bloque.

B. Análisis de los lineamientos

a) Introducción

Para completar el análisis estructural de la comarca se sumó a los datos de campo, propios o aportados por la literatura geológica, el análisis del diseño de los rasgos lineares obtenidos de imágenes del programa Landsat.

El diseño estructural de una comarca se evidencia en las imágenes satelitarias y fotografías aéreas en el control estructural del drenaje, por rasgos lineares observables en los suelos y la vegetación, la presencia de terrazas estructurales, plegamientos, o directamente por fracturas en las cuales el rechazo es visible.

Ya Hobbs (1912) sugirió que los lineamientos "son formas del paisaje que revelan la arquitectura oculta de las rocas del basamento. Tal criterio fué compartido por Veining Meinesz (1947) y Sonder (1947), quienes proponen un sistema mundial de fracturas en la corteza, al que Sonder (1947) denominara "sistema regmático de fracturación. El carácter repetitivo de esta fracturación fué establecido por Moody y Hill (1956) y Moody (1973).

En los últimos años, Sales (1968), Stone (1969), Thomas (1974), Coira et al. (1975) y Ramos (1976a) interpretaron la deformación en distintos ambientes geológicos sobre la base de estos lineamientos.

Las técnicas y métodos para obtener un diseño de rasgos lineares para su interpretación geológico-estructural, han sido ampliamente descriptos por Lattman y Matzke (1961), van der Mohr (1966) y Renner (1968). En nuestro medio, Coira et al. (1975) y Ramos (1976a) destacaron la validez de este método en el análisis estructural de áreas de basamento.

Desde que las imágenes proporcionadas por sensores remotos -fotografías aéreas, imágenes de satélite y de radar, etc.- se convirtieron en herramientas de gran utilidad en los trabajos geológicos, los términos lineamiento, lineación y sus cosanguíneos, han sido utilizados con criterios disímiles. En un intento para ordenar la terminología y evitar ambigüedades, O'Learly et al. (1976) redefinieron los términos lineamiento, linear y lineación, con criterios que el autor de este estudio hizo suyos.

De esta manera, en los párrafos siguientes los términos mencionados, serán usados de acuerdo a las definiciones siguientes:

Lineamiento: es un rasgo mapeable, ya sea simple o compuesto, de una superficie, cuyas partes están alineados en una relación rectilínea o tenuamente curva. El lineamiento difiere claramente de los rasgos adyacentes y presumiblemente refleja un fenómeno sub-superficial.

Linear: es un adjetivo que describe el carácter semejante a una línea de algún objeto u objetos.

Lineación: es el alineamiento estructural en una dimensión, de los componentes internos de una roca. La lineación es impuesta por agentes externos y no puede ser representada como rasgo individual en un mapa.

b) Metodología

Para determinar el diseño de los rasgos lineares, en una primera etapa se identificaron y graficaron los lineamientos del sector cordillerano entre Futaleufú y lago General Vintter. Para ello se utilizaron las imágenes 13385 y 13392 del 14 de marzo de 1976 (figura 4), del programa Landsat 2 obtenidos por el satélite EARTS-2 del Earth Resources Observatio Systems, programa conjunto de la N.A.S.A. y el United States Geological Survey.

Se seleccionaron las imágenes ampliadas a una escala 1:250.000, correspondientes al intervalo 0,8-1,1 μ m del barredor multiespectral (MSS). Sobre ellas se identificaron 1730 lineamientos, despreciando aquéllos cuya longitud fuera menor a 0,5 km. De esta manera se obtuvo el mapa de lineamientos ilustrado en la figura 6, con una población de datos suficientemente numerosa como para realizar un análisis estadístico.

En este análisis se intenta establecer:

- la existencia de variaciones importantes en la densidad de lineamientos por unidad de área.
- la existencia de variaciones en la densidad de la intersección de lineamientos por unidad de área.
- la existencia de algún patrón de diseño de lineamientos que esté presente en todos y algunos de los sectores de la comarca.

Para el último punto debe tenerse en cuenta que los lineamientos pueden ser cuantificados sobre la base de siguientes variables:

- * longitud de los lineamientos individuales
- ** orientación (acimut) de los lineamientos individuales

El análisis estadístico de estas variables permitiría inferir así la existencia de un patrón de diseño de lineamientos.

1.- Densidad de lineamientos

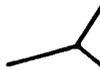
Con el fin de determinar la variación de la densidad de lineamientos por unidad de área, se construyó el mapa de isodensidad de lineamientos ilustrado en la figura 7. Para ello se utilizó una grilla de 5 km x 5 km, y se efectuó el recuento del número de lineamientos o porción de lineamientos en cada cuadrángulo de la grilla. A continuación, se ponderó aritmeticamente la influencia de esos valores con respecto a los de los cuadrángulos vecinos.

En el área estudiada se reconocieron 1729 lineamientos. La superficie es de aproximadamente 13.306 km^2 . Por ello, la densidad media de lineamientos en toda el área es de $0,13 \text{ lin/km}^2$, o lo que es lo mismo, $3,25 \text{ lin por unidad de superficie escogida}$ ($3,25 \text{ lin}/25 \text{ km}^2$). Los valores obtenidos en el mapa varían entre 2 y $11 \text{ lin}/25 \text{ km}^2$.

En el mapa de Isodensidad de Lineamientos (figura 7) se distinguieron áreas anómalas con valores altos de densidad al sur del embalse Futaleufú, en el sector de cerros Colorados, al norte del valle Hondo y ya en territorio chileno, en el valle del río Futaleufú, en la zona de la confluencia de los ríos Frío y Palena, en las nacientes del río Frío y en la desembocadura del río Vinchimávida en el río Yelcho.

2.- Densidad de intersección de lineamientos

Para caracterizar la variación de la densidad de intersección de lineamientos por unidad de área, se confeccionó el mapa de isodensidad de intersección de lineamientos ilustrado en la figura 8. Para ello se estableció un sistema de clasificación arbitrario, en el cual corresponde un valor 3 a los lineamientos que interseccionándose, continúan a ambos lados del cruce. El valor 2 es asignado a las intersecciones de 3 lineamientos, de manera tal que los lineamientos no continúen luego de la intersección. Por último, se clasifica con el valor 1 a las intersecciones en las cuales un lineamiento no continúa tras intersectar a otro. El cuadro 5 muestra gráficamente el sistema de clasificación adoptado.

	CLASIFICACION
	3
	2
	1

Cuadro 5: Sistema de clasificación adoptado para la confección del mapa de isodensidad de intersección.

Sobre la unidad de superficie de la grilla de 5 km x 5 km, se volcó el número que resulta de aplicar el sistema de clasificación descrito en cada cuadrángulo. Posteriormente se pondrá aritmeticamente su influencia sobre los cuadrángulos vecinos.

Los valores obtenidos en el mapa varían entre 0 y 17, observándose áreas con valores anormalmente altos. Los mismos corresponden al cerro Los Galezes, al sector de los cerros Colorados y al valle Hondo en territorio argentino. En el ámbito chileno, los máximos se hallan en el cerro Teta, al suroeste del cerro Tamango, al oeste de Puerto Cárdenas, en las nacientes del río Frío y la región de la confluencia de los ríos Frío y Palena, que se extiende hacia el oeste hasta el cerro Tic-Toc.

3.- Orientación de los lineamientos

Los lineamientos fueron medidos y ponderados estadísticamente por su orientación, frecuencia, longitud acumulada y longitud media en cada uno de los bloques delimitados. Los datos fueron posteriormente reunidos para obtener un cuadro del comportamiento en toda el área.

Para estos efectos se utilizó una computadora Hewlett-Packard T45 y una mesa digitalizadora Digiplan Kontrom Messgeräte, aplicando el programa "LIN" del Centro de Geo-Fotogrametría y Sensores Remotos de Munich. Los lineamientos curvos fueron divididos en segmentos y medidos sus longitudes y acimutes respectivos. Los resultados obtenidos son presentados en forma de histogramas y rosetas.

El programa "LIN"

El programa "LIN", desarrollado en el Centro de Geo-Fotogrametría y Sensores Remotos de Munich, fué concebido en ese Centro para medir la longitud de los lineamientos y su orientación en una sola operación. Posteriormente estos datos son almacenados en una memoria.

Los lineamientos deben haber sido previamente identificados y su medición se efectúa sobre la mesa digitalizadora mediante un extremo sensible, que debe ser apoyado en ambos extremos de cada lineamiento. El campo magnético de la mesa interactúa con el extremo sensible y determinan así las coordenadas de ambos extremos del lineamientos. Esas coordenadas pasan a la computadora que, por una lado grafica el lineamiento y por otro, guarda los valores en su memoria, ordenados de acuerdo a su orientación, en intervalos de 10°. Una vez medidos todos los lineamientos, se obtiene un gráfico a escala, como el de las figuras 9; 16; 23 y 30, de los lineamientos medidos. A pedido del operador, el impresor de la

computadora proporciona datos estadísticos -histogramas y rosetas- de los lineamientos. Los diagramas estadísticos son de longitud acumulada, número de los lineamientos y longitud media, en función de su orientación respectivamente (figuras 10;11;12;13;14; 15;17;18;19;20;21;22;24;25;26;27;28;29;31;32;33;34;35 y 36). Los datos de la memoria pueden ser reunidos para obtener de ese modo un cuadro estadístico de todos los lineamientos de una región mayor (figuras 38;39;40;41;42 y 43).

El programa "LIN" fué confeccionado para proveer las referencias de los gráficos en idioma inglés y/o alemán. Al pie de cada diagrama se han colocado las referencias en castellano.

i) Bloque Cuatro Pirámides

Los lineamientos del bloque Cuatro Pirámides fueron proyectados en la figura 9. Los histogramas de las figuras 10; 12 y 14 muestran la frecuencia, longitud acumulada y longitud media respectivamente, en función del acimut de los lineamientos. La población es de 377 mediciones.

En los histogramas de frecuencia y de longitud acumulada, hay una tendencia a formar máximos o picos en los intervalos de 100° - 110° y 170° y una aparente tendencia a un pequeño pico en el intervalo de 150° . Por otro lado, hay un manifiesto mínimo o "bajo" en el intervalo de 60° .

En los diagramas en roseta, figuras 11, 13 y 15, estos máximos y mínimos son más manifiestos. Cabe destacar que el máximo de 100° del histograma de longitud acumulada se desplaza al intervalo de 110° en el gráfico de frecuencia. El histograma de longitud media no muestra picos definidos, de la misma manera, tampoco hay mínimos.

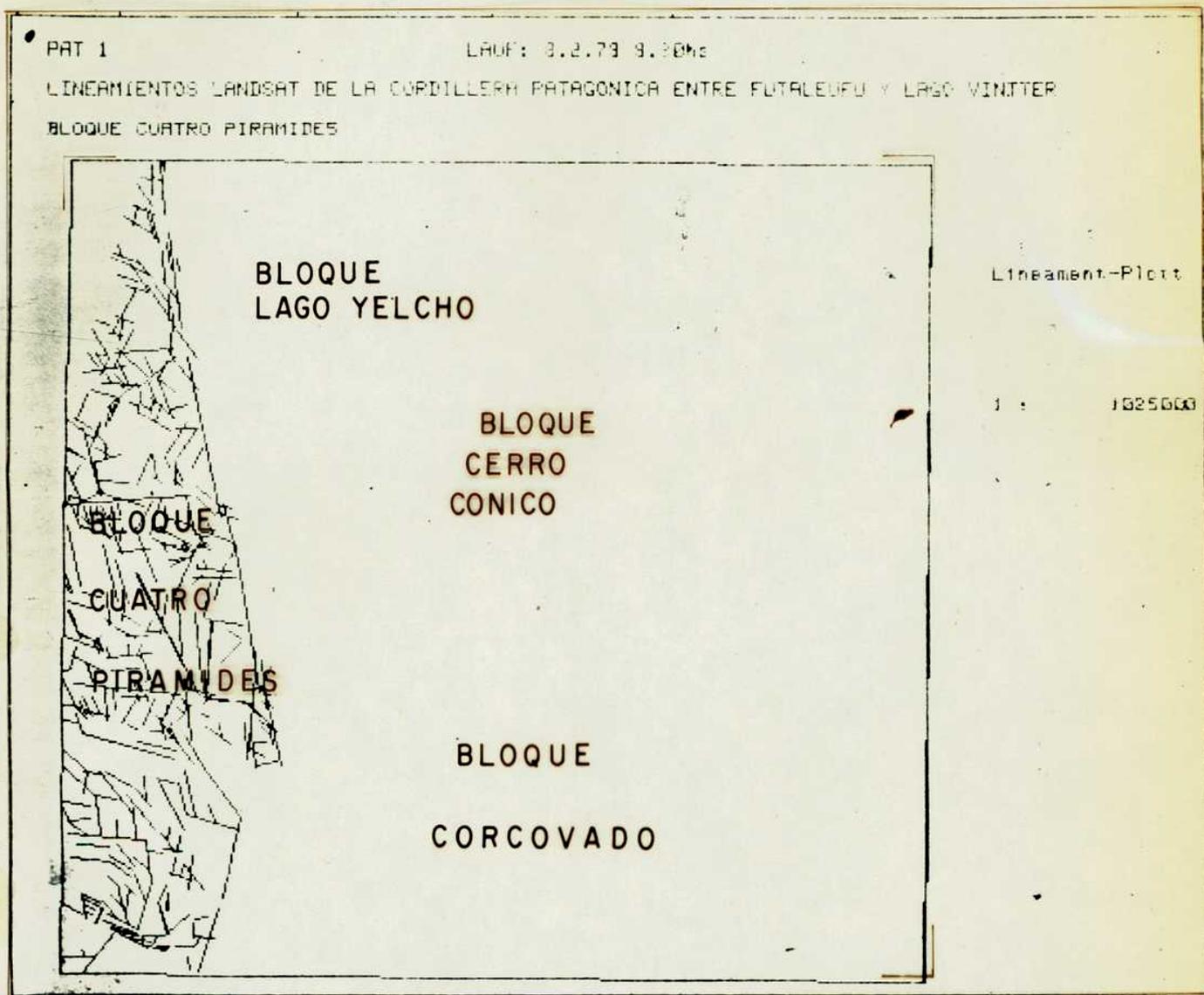


Figura 9: Gráfico de los lineamientos en el Bloque Cuatro Pirámides.

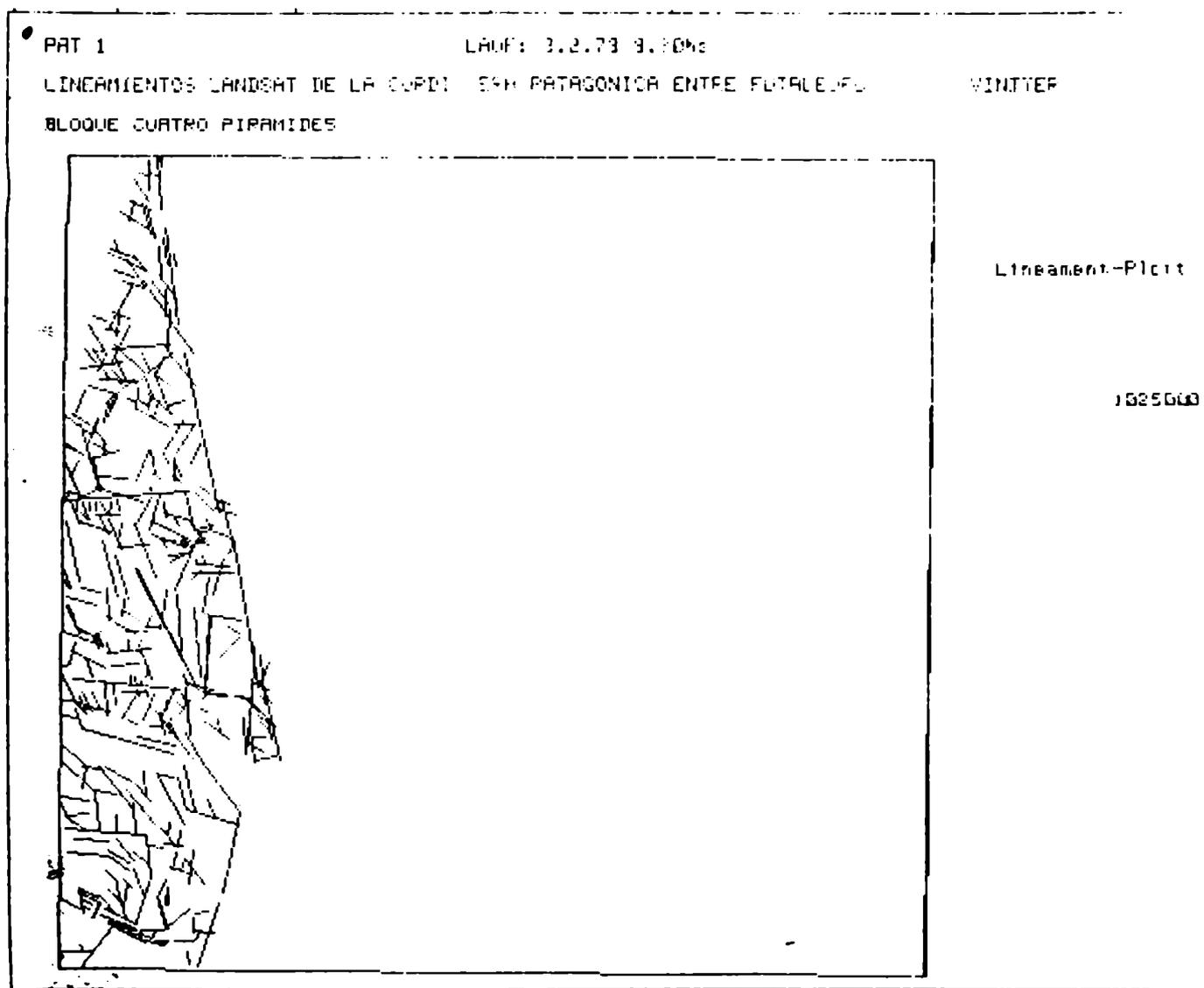


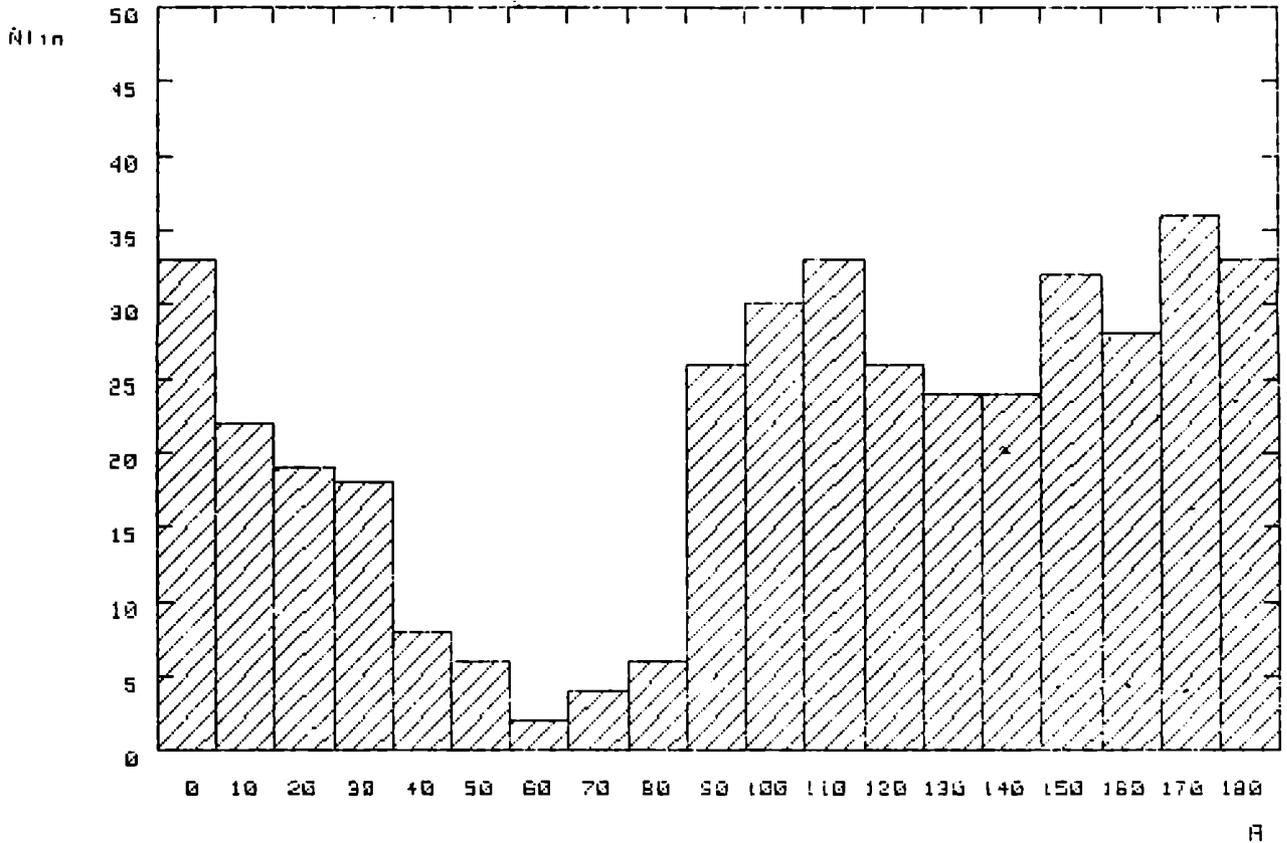
Figura 9: Gráfico de los lineamientos en el Bloque Cuatro Pirámides.

FAT 1

Lauf: 8.2.73 9.30ha

LINEAMIENTOS LANDEAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTNER

BLOQUE CUATRO PIRAMIDES



Nlin Number of the Lineaments

A : Angle(Degree)

Histogramm für Anzahl der Lineamente geplottet

Nlin : Número de lineamientos

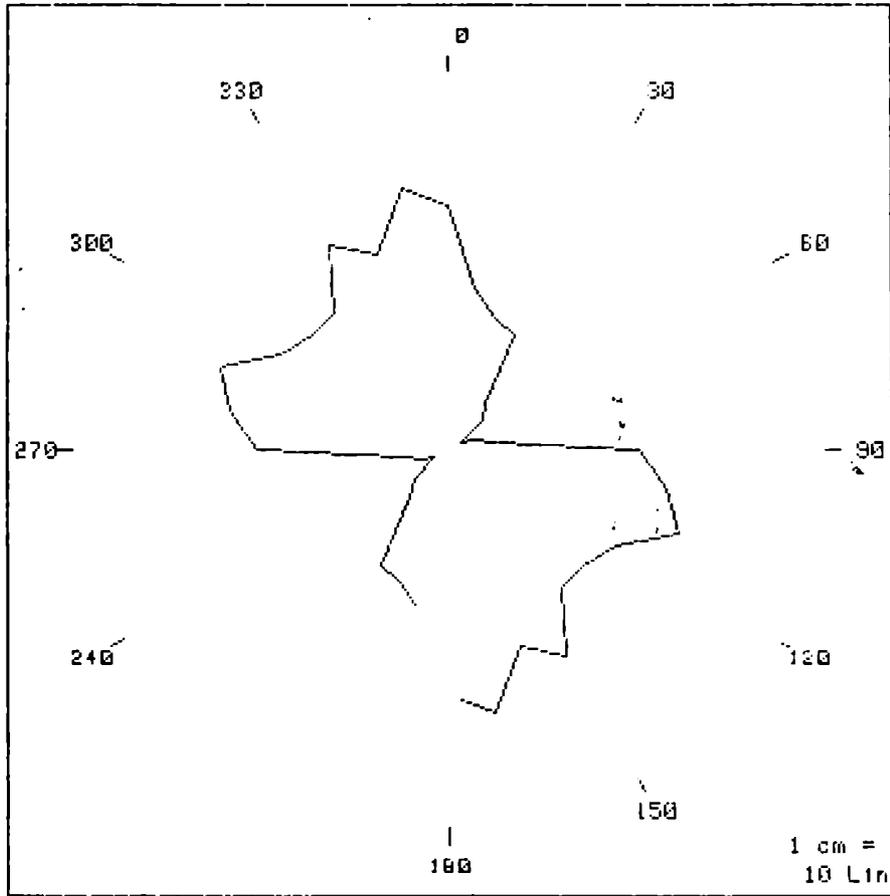
A : Angulo (Grados)

Figura 10: Histograma de frecuencias de lineamientos en el Bloque Cuatro Pirámides.

PAT 1

Lauf: 9.2.79 9.30hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAZO VINTER
BLOQUE CUATRO PIRAMIDES



Nlin : Number of the Lineaments

Rose für Anzahl der Lineamente geplottet

Nlin : Número de lineamientos

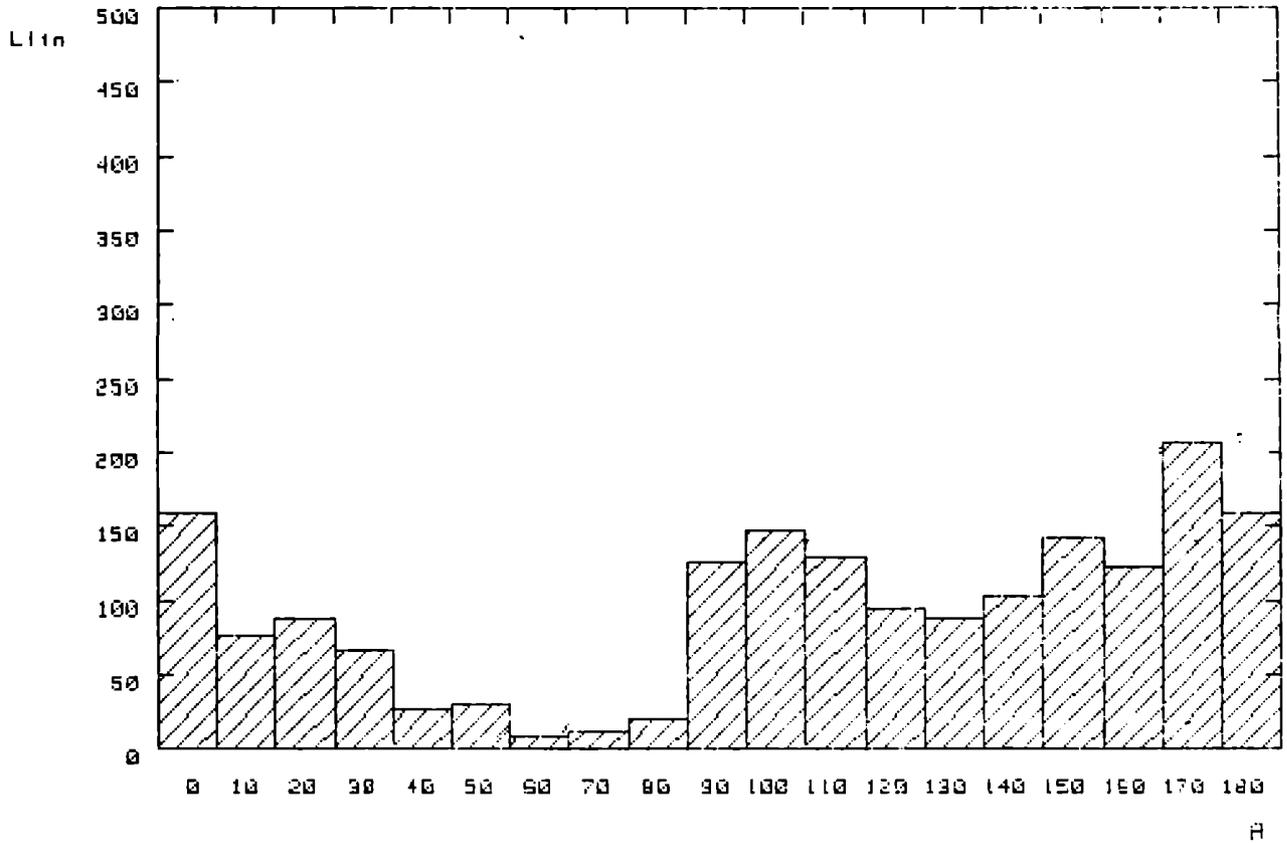
Figura 11: Roseta de frecuencias de lineamientos en el Bloque Cuatro Pirámides.

PAT 1

Lauf: 8.2.79 9.30hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VENTTER

BLOQUE CUATRO PIRAMIDES



Llin : Total Length in km

A : Angle(Degree)

Histogramm für Gesamtlänge in km geplottet

Llin : Longitud acumulada en km

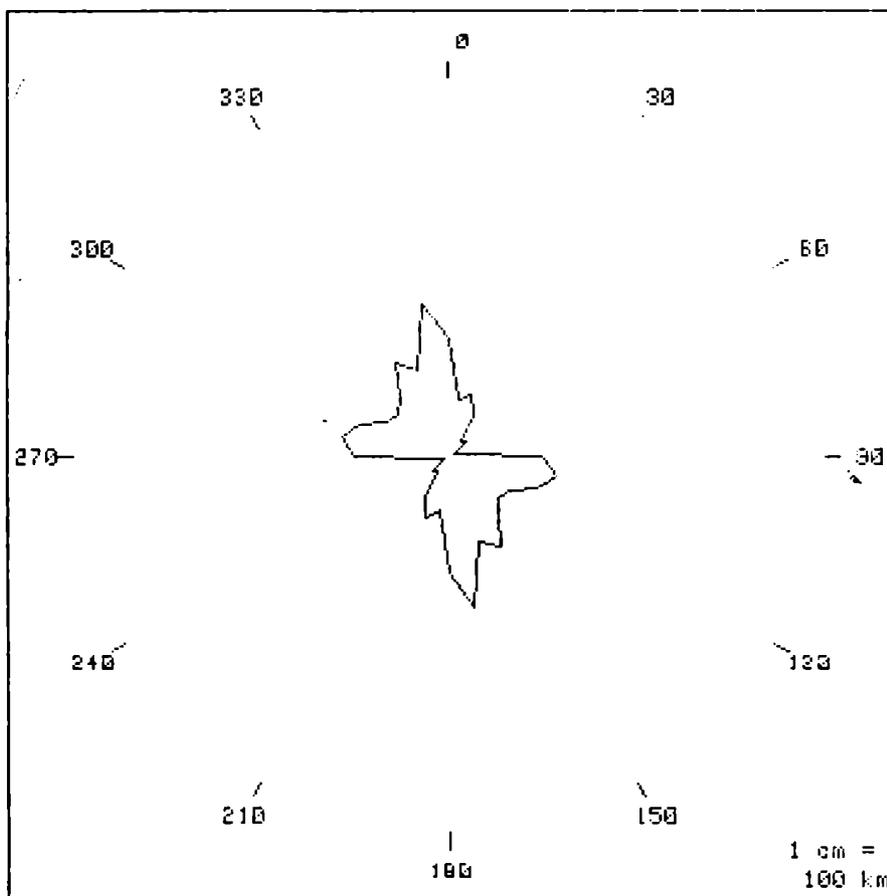
A : Angulo (Grados)

Figura 12: Histograma de longitud acumulada de los lineamientos del Bloque Cuatro Pirámides.

PAT 1

Lauf: 9.2.79 9.30hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTTER
BLOQUE CUATRO PIRAMIDES



Llin : Total Length in km

Roseta für Gesamtlänge in km geplottet

Llin : Longitud acumulada en km

Figura 13: Roseta de longitud acumulada de los lineamientos del Bloque Cuatro Pirámides.

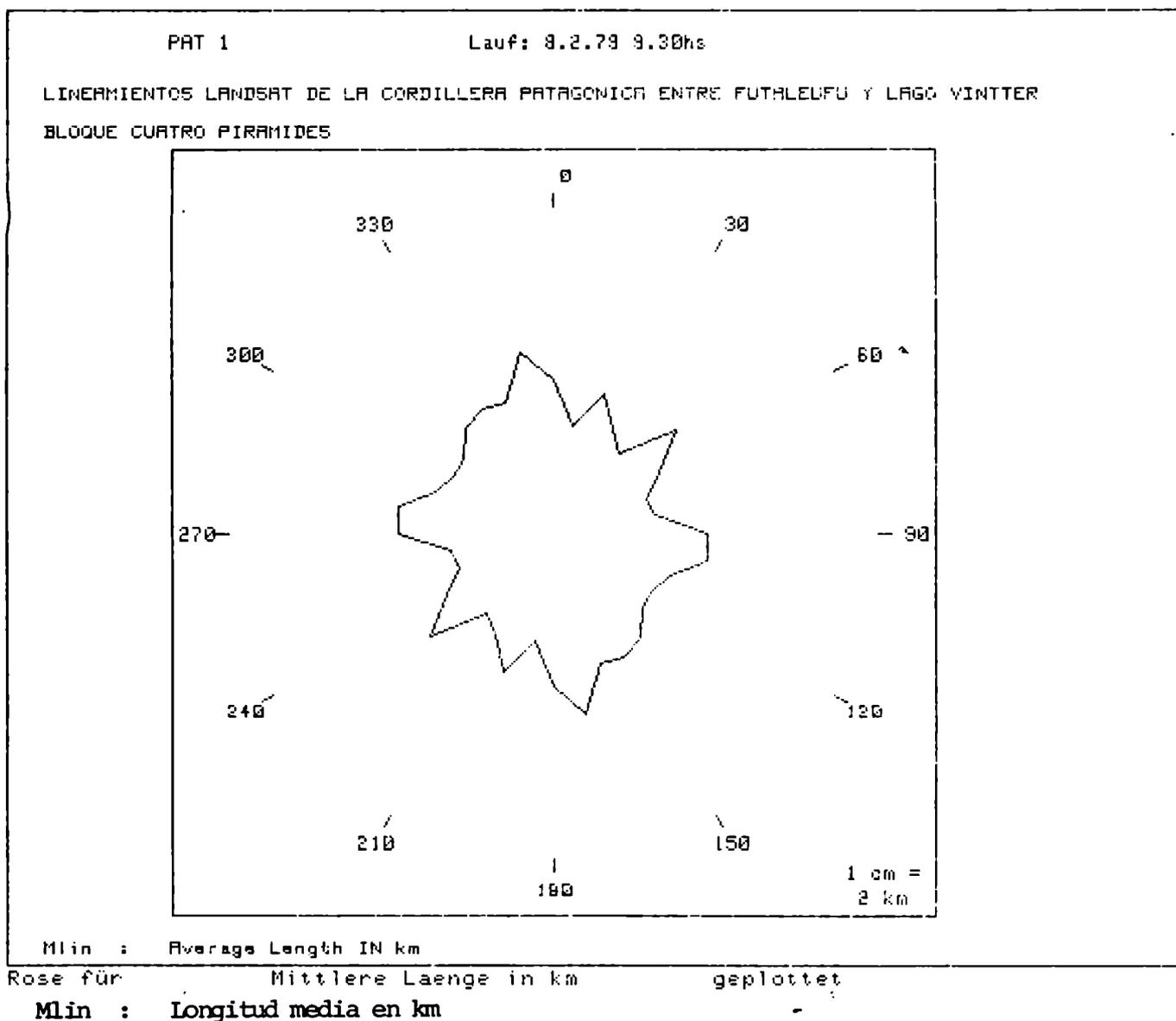


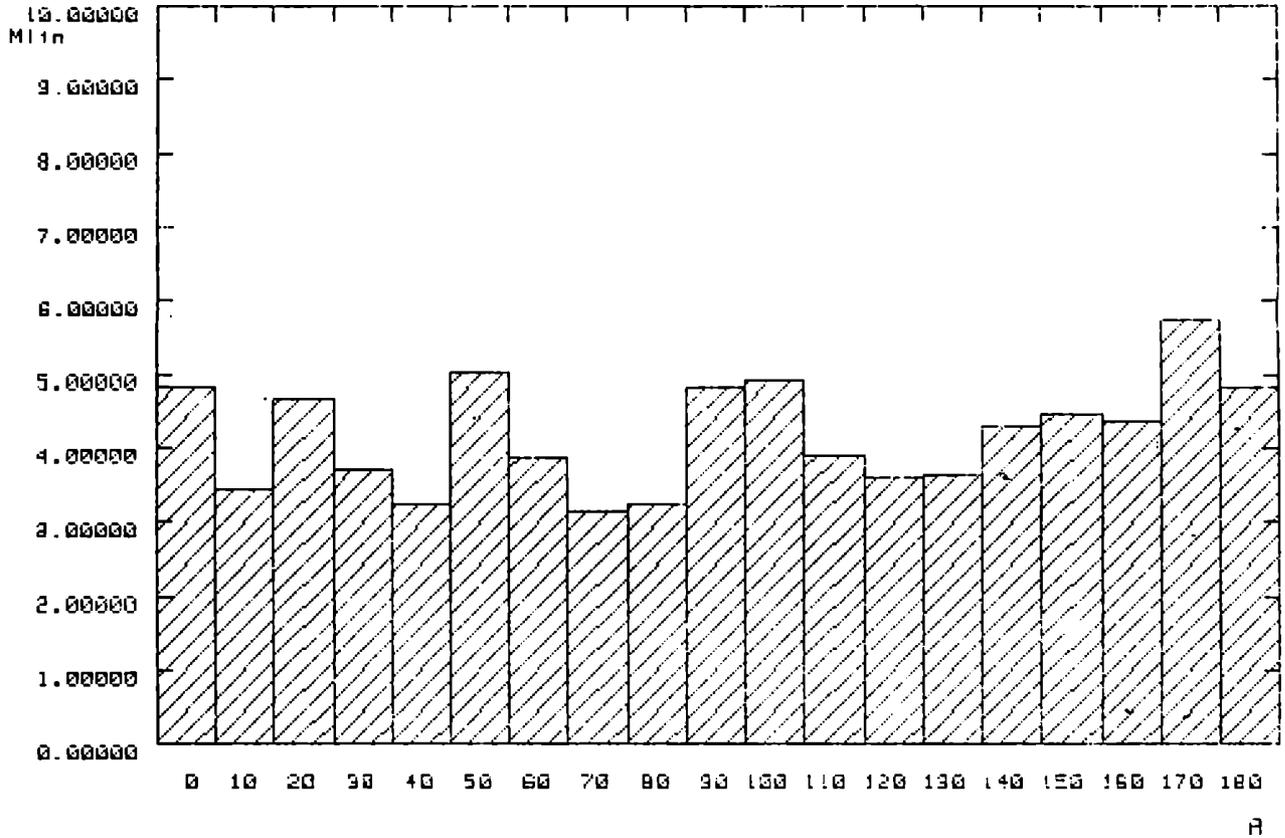
Figura 14: Histograma de longitud media de los lineamientos del Bloque Cuatro Pirámides.

PAT 1

Lauf: 9.2.79 9.30hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER

BLOQUE CUATRO PIRAMIDES



Mlin : Average Length IN km

A : Angle(Degree)

Histogramm für Mittlere Laenge in km

geplottet

Mlin : Longitud media en km

A: Angulo (grados)

Figura 15: Roseta de longitud media de los lineamientos del Bloque Cuatro Pirámides.

11

ii) Bloque Lago Yelcho

Los lineamientos del Bloque Lago Yelcho son ilustrados en la figura 16.

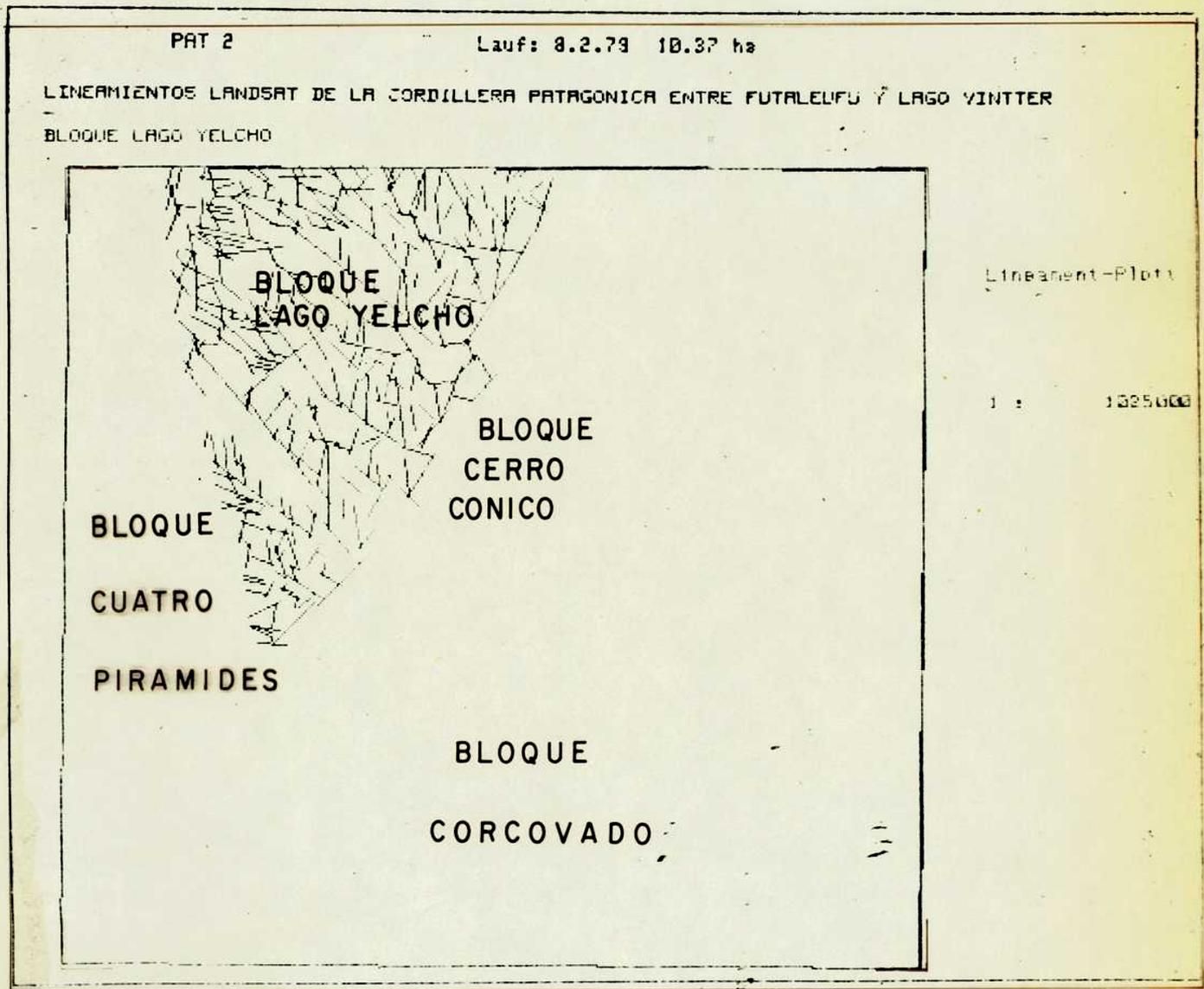
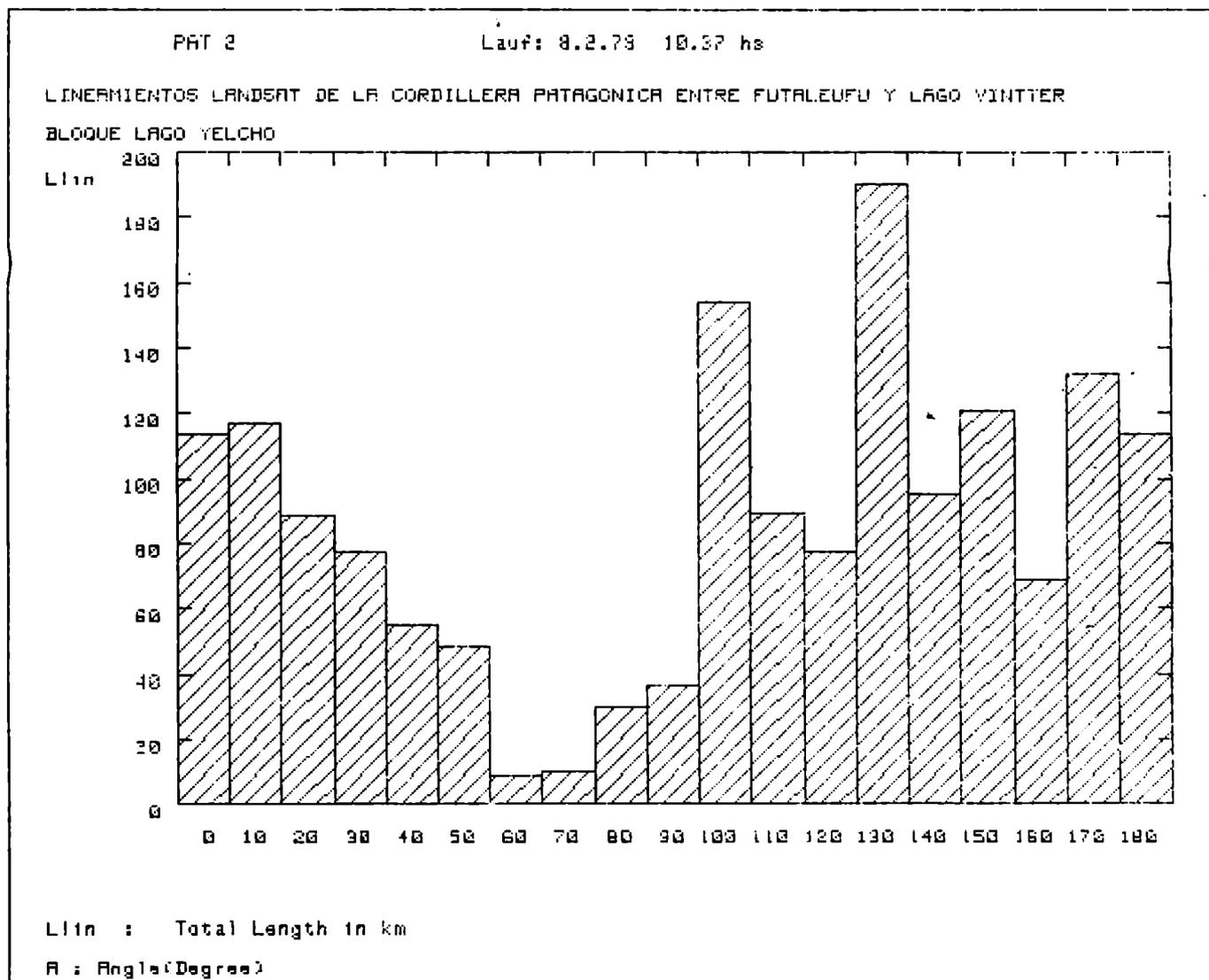


Figura 16: Gráfico de los lineamientos del Bloque Lago Yelcho.

Los histogramas reflejan la distribución de 338 lineamientos medidos en este bloque. En el histograma de longitud acumulada y la roseta correspondiente, figuras 17 y 18, hay un máximo conspicuo en el intervalo de 130° , acompañado de picos en los intervalos de 100° , 150° y 170° .

Por otro lado, en los diagramas de frecuencia, figuras 19 y 20, el máximo corresponde al intervalo de 100° , estando acompañado de los altos de los intervalos de 10° , 130° , 150° y 170° . Ambos gráficos muestran un mínimo manifiesto en el intervalo de 60° .

El gráfico de longitud media, figuras 21 y 22, señala una distribución uniforme en todos los intervalos, con máximos relativos correspondientes a 50° , 80° y 130° .

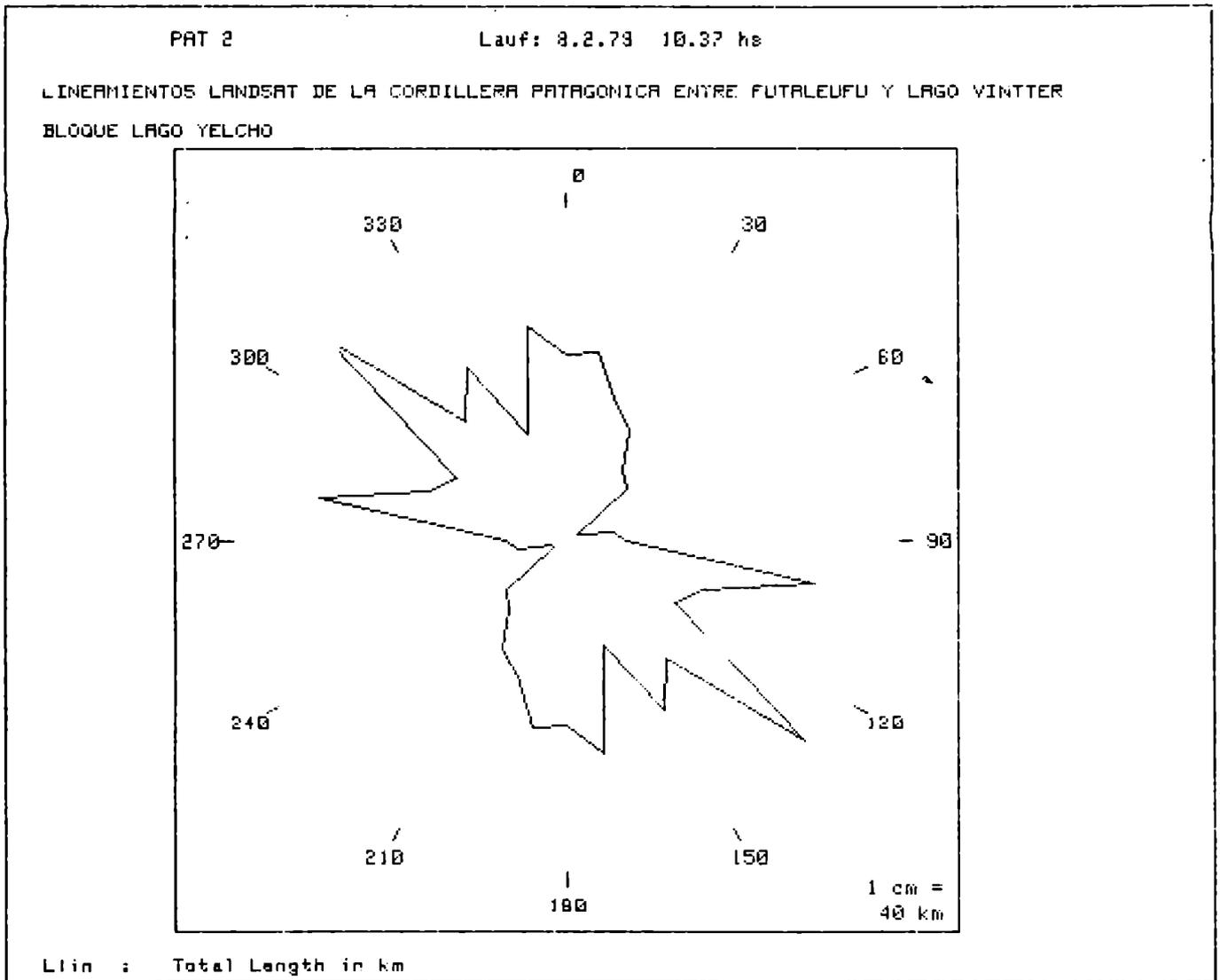


Histogramm für Gesamtlänge in km geplottet

Llin : Longitud acumulada en km

A : Angulo(grades)

Figura 17: Histograma de longitud acumulada de los lineamientos del Bloque Lago Yelcho.



Rose für Gesamtlänge in km geplottet

Llin : Longitud acumulada en km

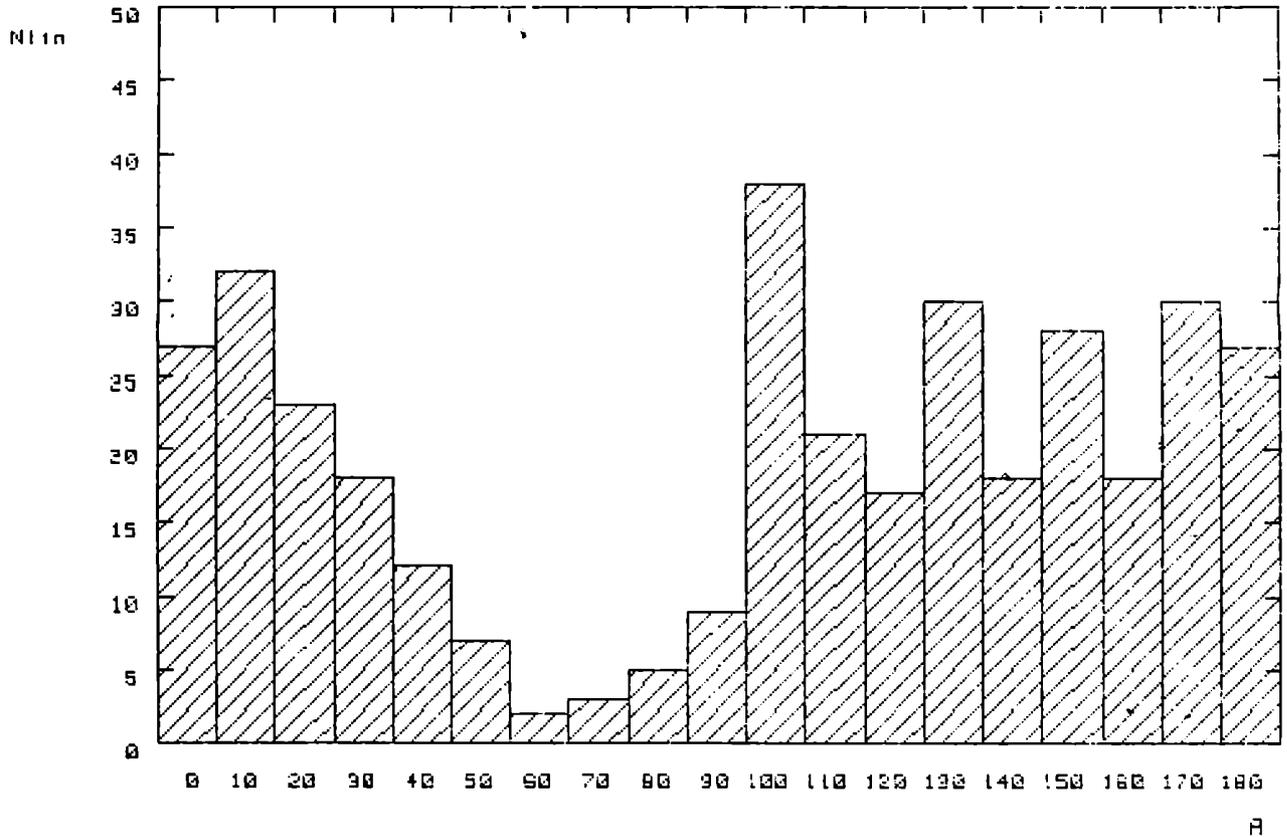
Figura 18: Roseta de longitud acumulada de los lineamientos en el Bloque Lago Yelcho.

PAT 2

Lauf: 9.2.79 10.37 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER

BLOQUE LAGO YELCHO



Nlin : Number of the Lineaments

A : Angle(Degree)

Histogramm für Anzahl der Lineamente geplottet

Nlin : Número de lineamientos

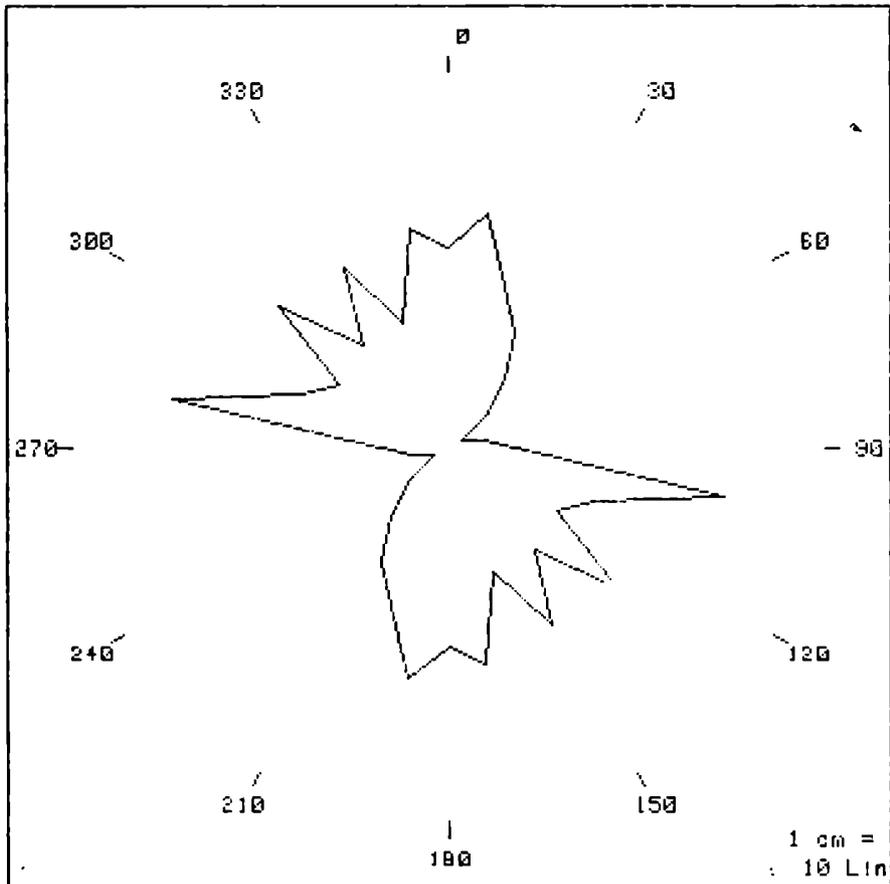
A : Angulo (grados)

Figura 19: Histograma de frecuencias de lineamientos en el Bloque Lago Yelcho.

PAT 2

Lauf: 8.2.79 10.37 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTI
BLOQUE LAGO YELCHO



Nlin : Number of the Lineaments

Rose für Anzahl der Lineamente

geplottet

Nlin : Número de lineamientos

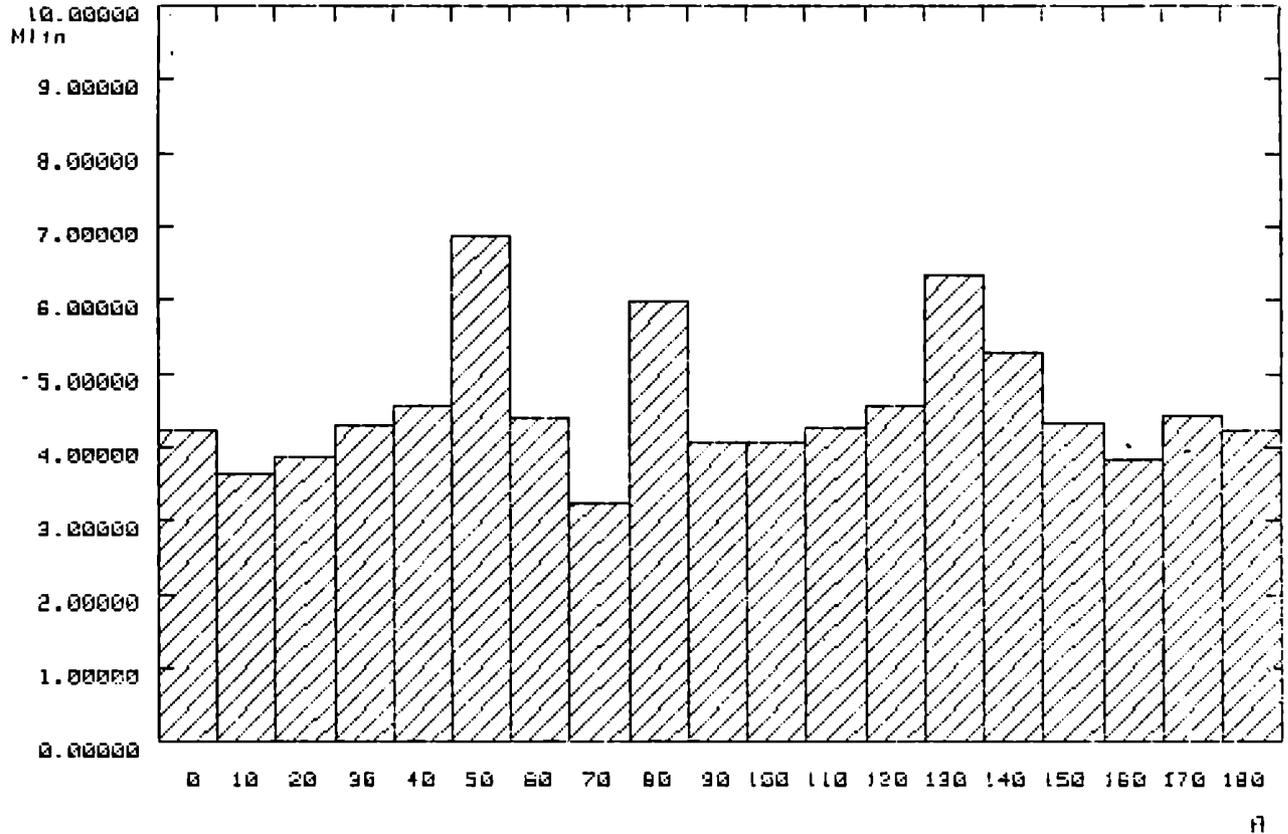
Figura 20: Roseta de frecuencias de lineamientos en el Bloque Lago Yelcho.

PAT 2

Lauf: 8.2.79 10.37 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO WINTTER

BLOQUE LAGO YELCHO



Mlin : Average Length IN km

A : Angle(Degree)

Histogramm für Mittlere Laenge in km

geplottet

Mlin : Longitud media en km

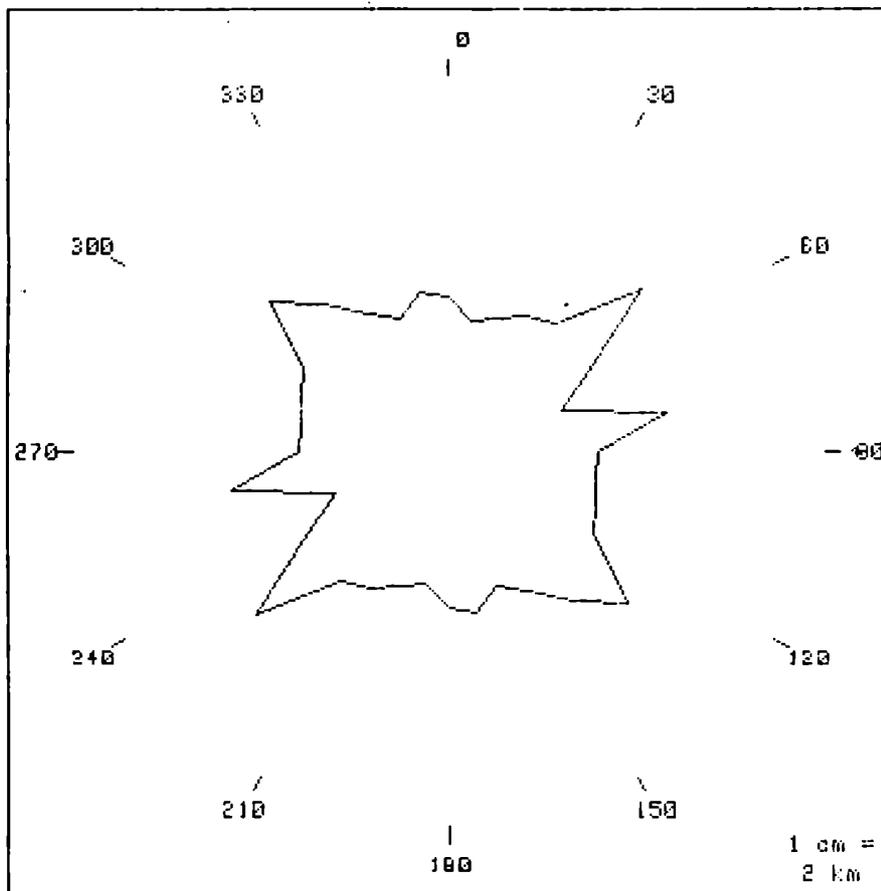
A : Angulo (grados)

Figura 21: Histograma de longitud media de los lineamientos en el Bloque Lago Yelcho.

PAT 2

Lauf: 8.2.79 10.37 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER
BLOQUE LAGO YELCHO



Mlin : Average Length IN km

Rose für

Mittlere Laenge in km

geplottet

Mlin : Longitud media en km

Figura 22: Roseta de longitud media de los lineamientos en el Bloque Lago Yelcho.

iii) Bloque Cerro Cónico

Los lineamientos del Bloque Cerro Cónico están graficados en la figura 23.

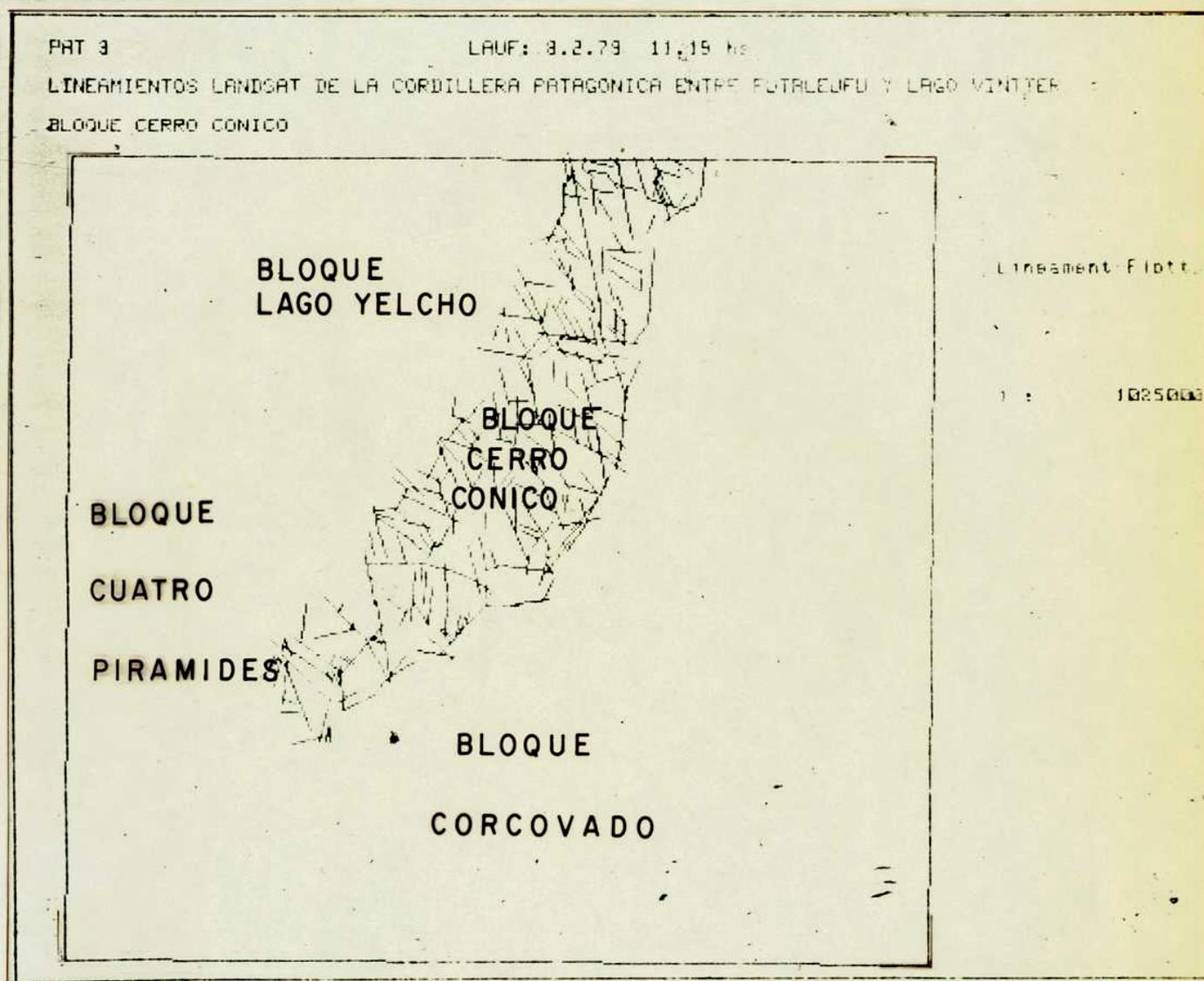


Figura 23: Gráfico de los lineamientos del Bloque Cerro Cónico

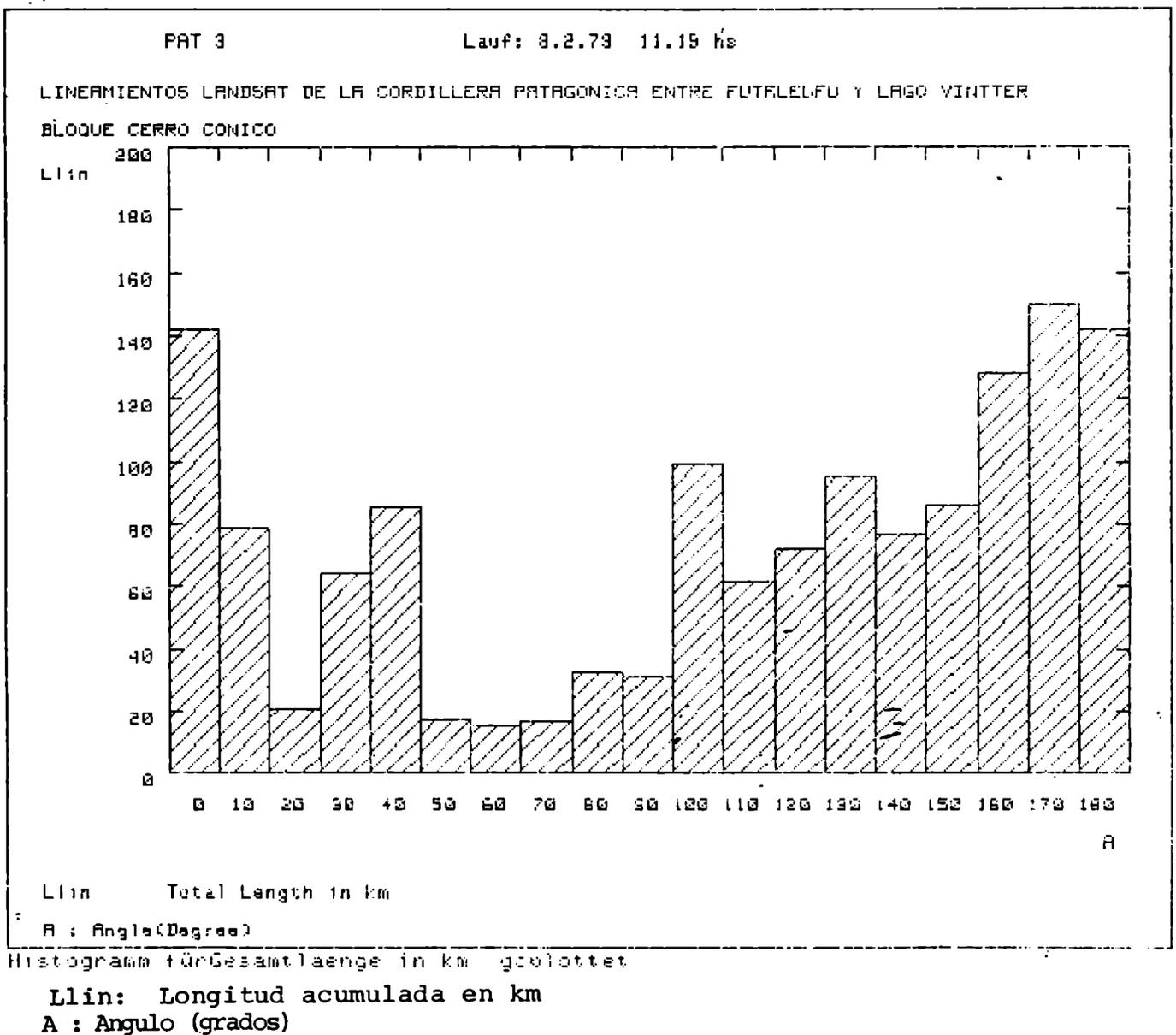
En este bloque se midieron 300 lineamientos. El histograma y la roseta de longitud acumulada, figuras 24 y 25, muestran un máximo importante en el intervalo de 170° ; otro pico, destacado por la pequeña dispersión que lo acompaña, se halla en el intervalo de 40° . En los intervalos de 100° y 130° hay altos relativos.

En los diagramas de frecuencia, figuras 26 y 27, el máximo importante se desplazó al intervalo de 0° , mientras que el alto caracterizado por la baja dispersión, se encuentra en el intervalo de 30° . Se observan altos relativos correspondientes a 100° ; 130° y 160° . En ambos gráficos, los mínimos se hallan en los intervalos de 20° y 60° .

Una uniforme distribución es indicada por el histograma y la roseta de longitud media, figuras 28 y 29, con altos relativos en 40° ; 60° ; 100° y 170° . De ello surge la importancia de los lineamientos de 40° ; 100° y 170° en este bloque.

Corresponde destacar la similitud del diseño de lineamientos, que sin duda reflejan la tectónica Andina, con la distribución de los diques de la zona de la presa Futaleufú (figura 5). Esta semejanza sugiere que durante el ciclo Andico se reactivaron las líneas de debilidad mesozoicas.

Figura 24: Histograma de longitud acumulada de los lineamientos en el Bloque Cerro Cónico.



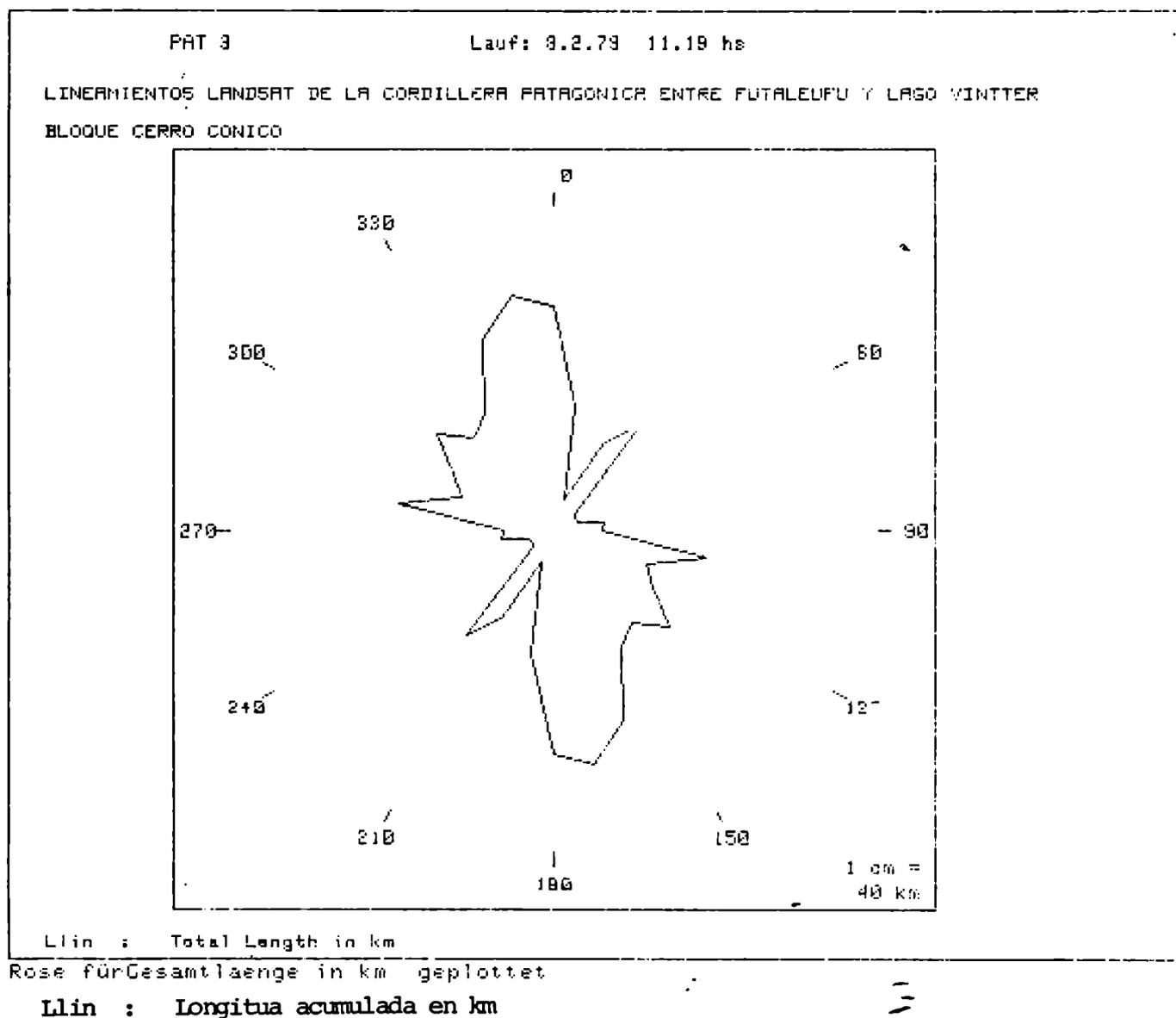
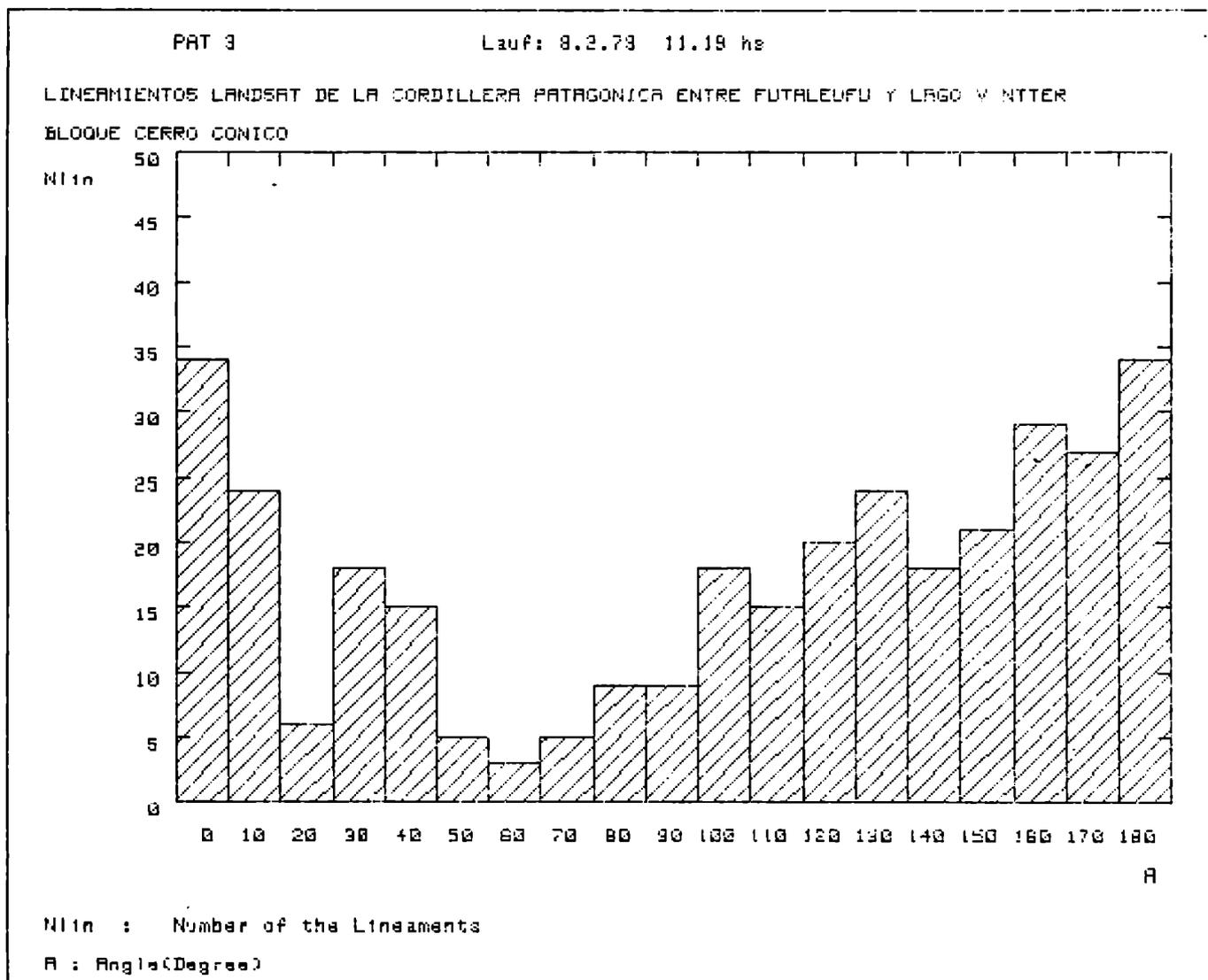


Figura 25: Roseta de longitud acumulada de los lineamientos en el Bloque Cerro Cónico.



Histogramm für Anzahl der Lineamente geplottet

Nlin : Número de lineamientos
A : Angulo (grados)

Figura 26: Histograma de frecuencias de los lineamientos en el Bloque Cerro Cónico.

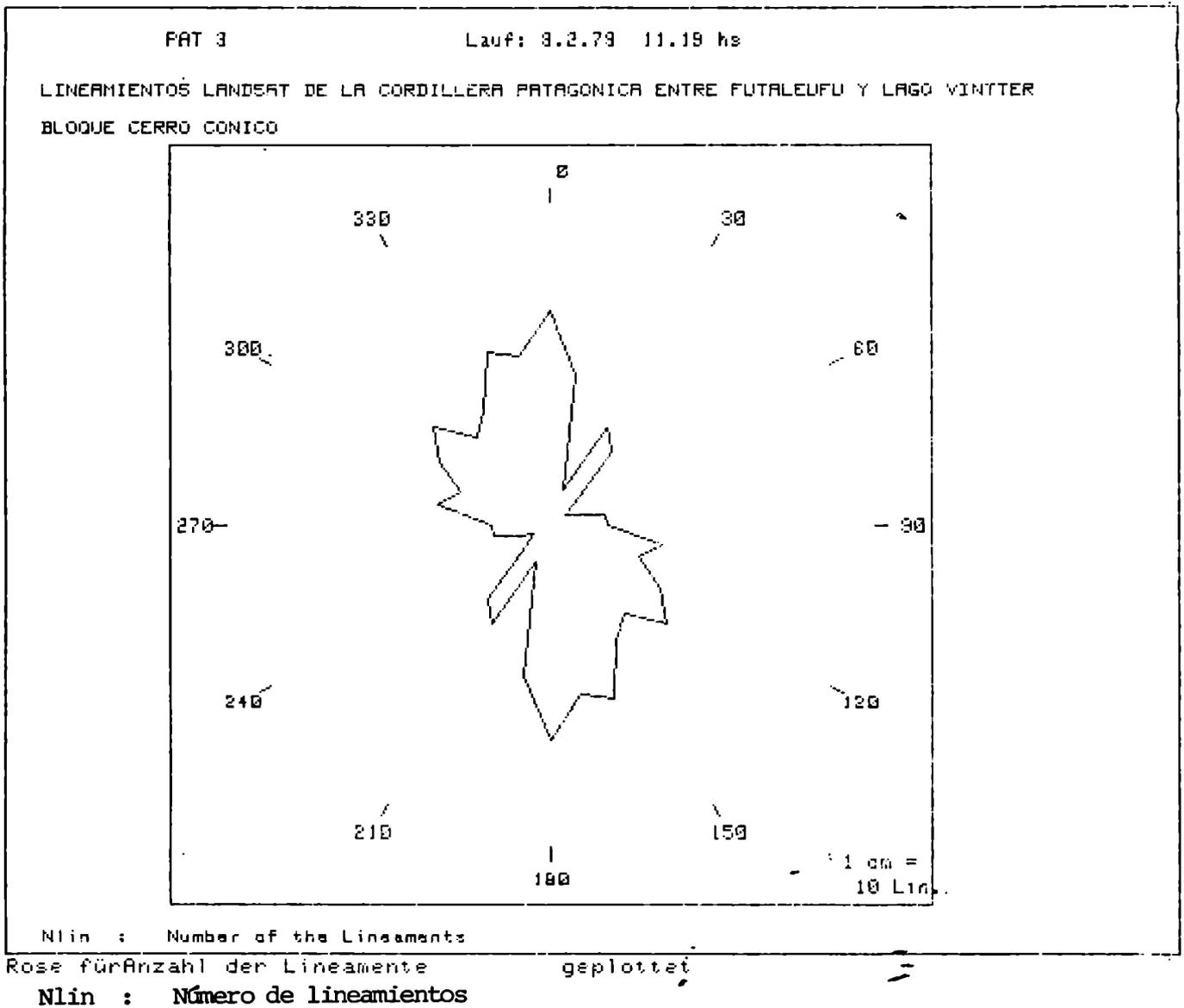


Figura 27: Roseta de frecuencias de los lineamientos en el Bloque Cerro Cónico.

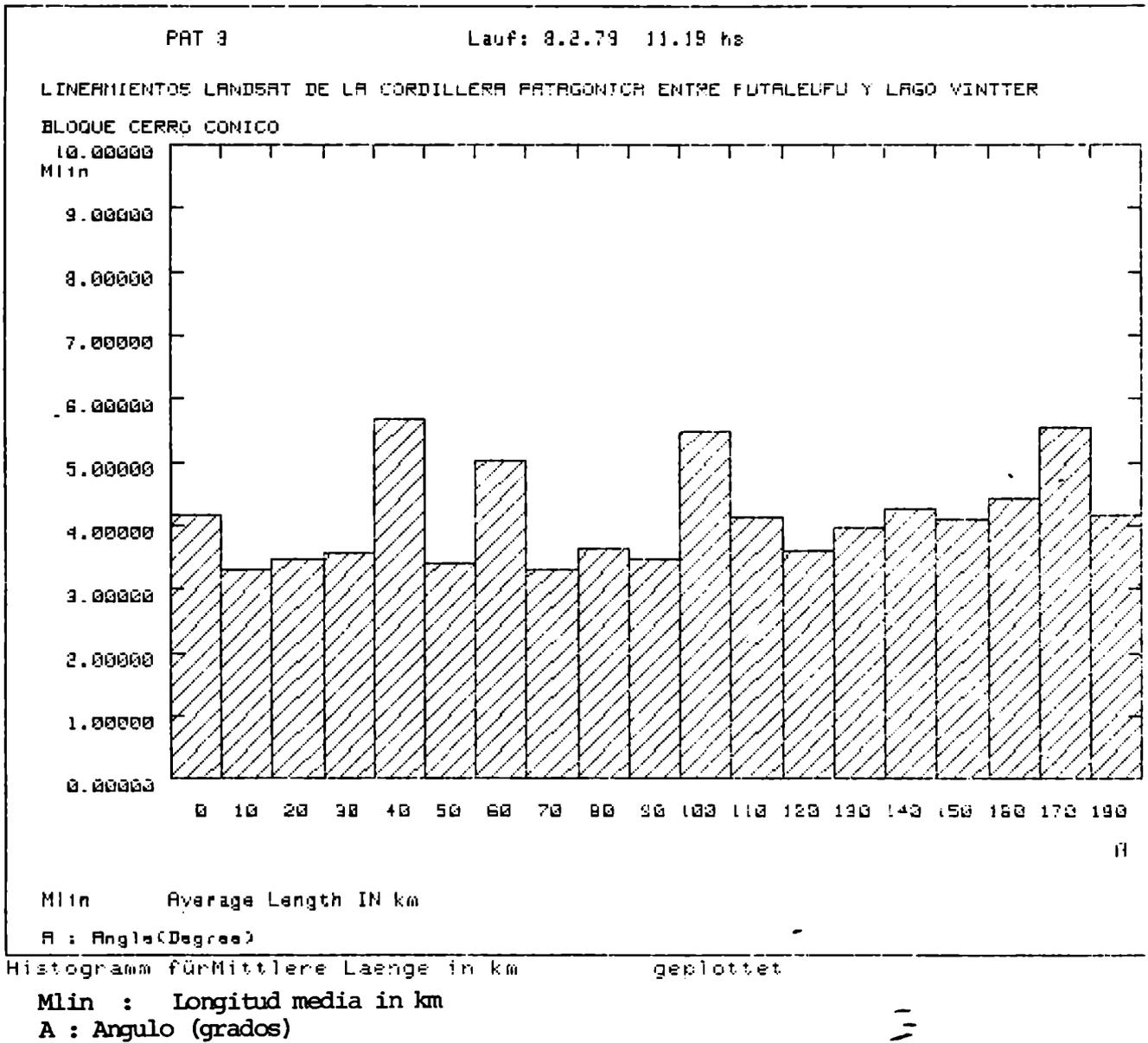


Figura 28: Histograma de longitud media de los lineamientos en el Bloque Cerro Cónico.

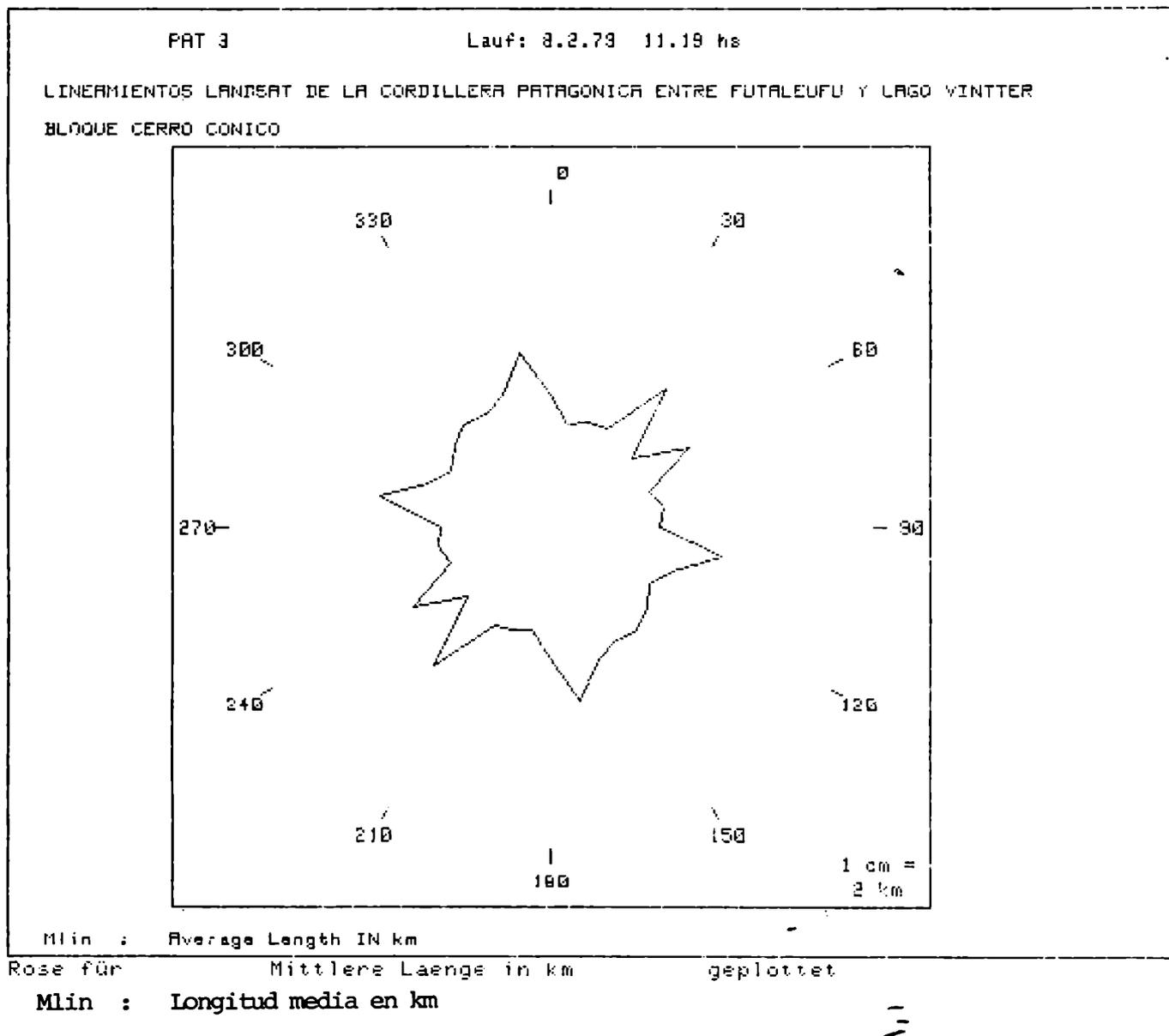


Figura 29: Roseta de longitud media de los lineamientos en el Bloque Cerro Cónico.

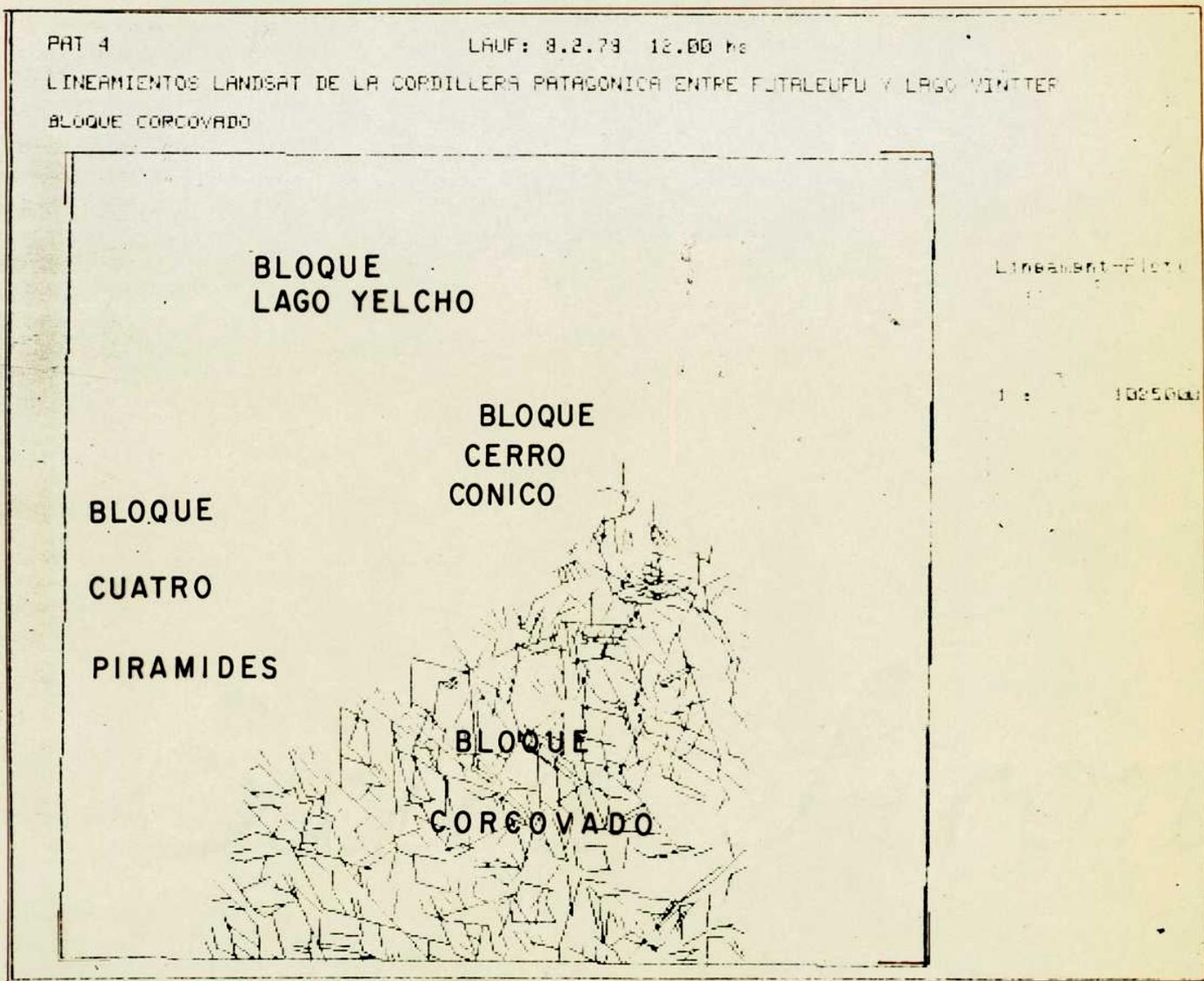


Figura 30: Gráfico de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

iv) Bloque Corcovado

Los 714 lineamientos medidos en este bloque fueron graficados en la figura 30.

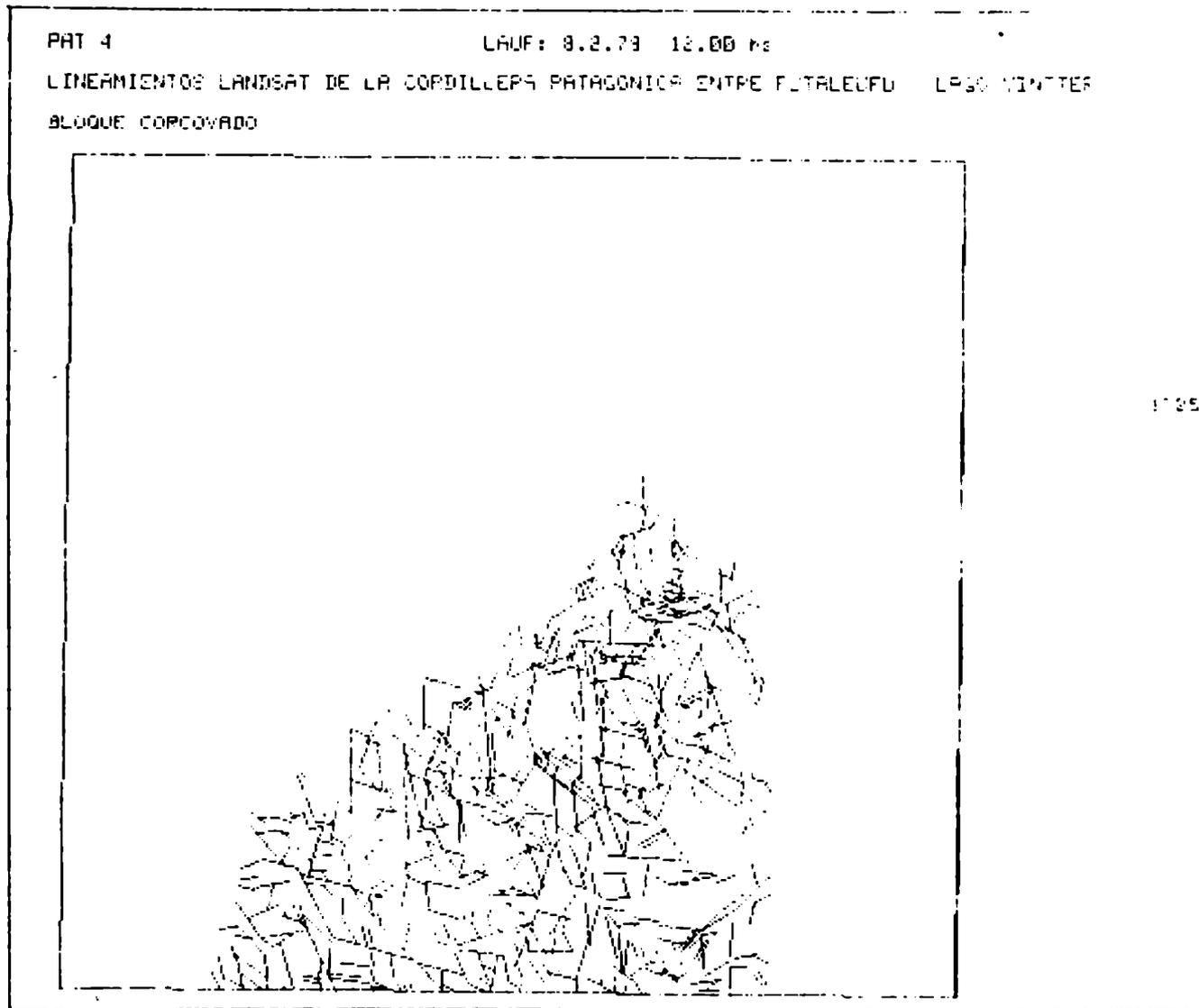


Figura 30: Gráfico de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

iv) Bloque Corcovado

Los 714 lineamientos medidos en este bloque fueron graficados en la figura 30.

Los gráficos de longitud acumulada de los lineamientos medidos en este bloque, figuras 31 y 32, muestran una concentración de lineamientos en el sector de 100° - 170° , en el cual hay picos relativos en los intervalos de 100° , 130° y 170° . El mínimo relativo corresponde a 60° .

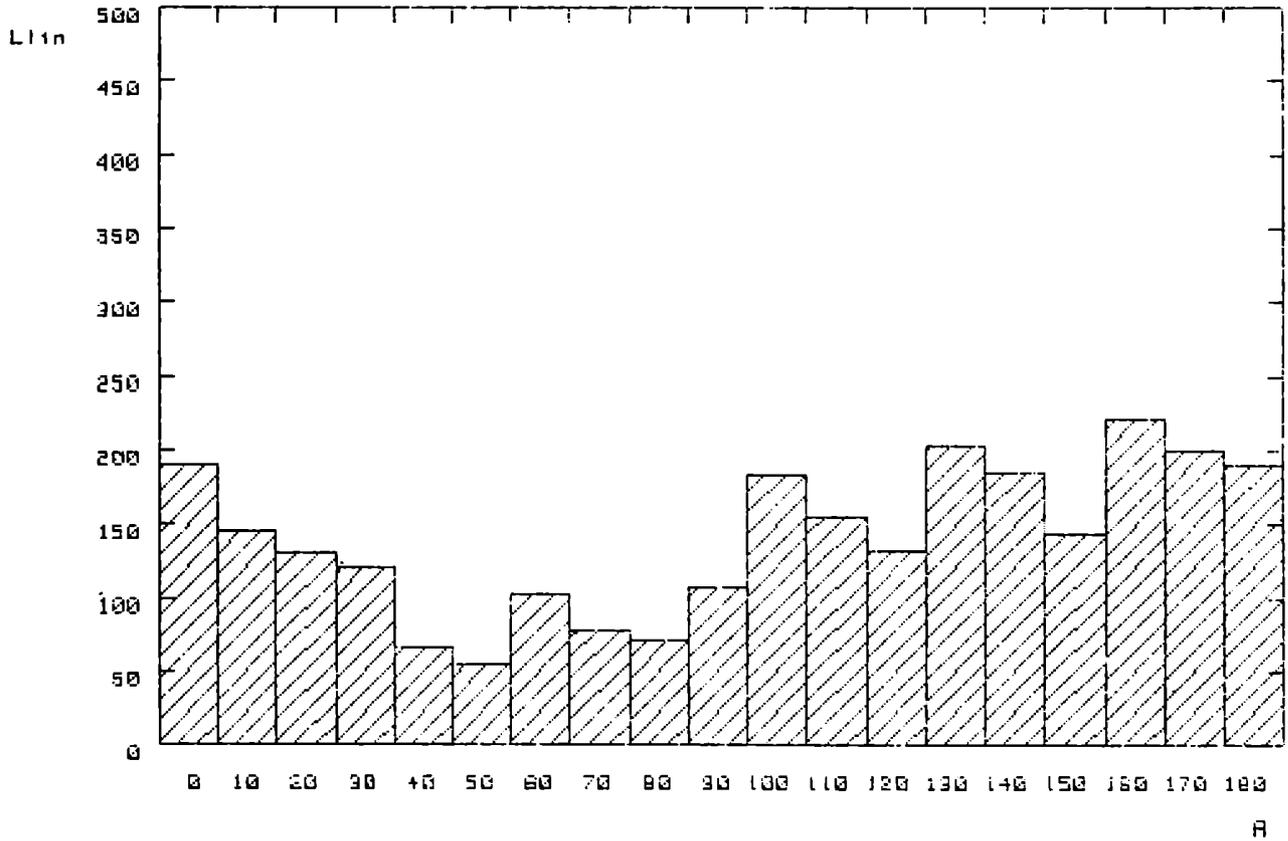
El histograma de frecuencia, figura 33 y la roseta correspondiente, figura 34, tienen una distribución similar, con máximos relativos en 100° ; 130° - 140° y 160° - 170° . El mínimo se encuentra en el intervalo de 40° .

Los gráficos de longitud media, figuras 35 y 36, señalan una distribución uniforme en todos los intervalos.

PAT 4

Lauf: 8.2.79 11.19 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER
BLOQUE CORCOVADO



Llin : Total Length in km

A : Angle(Degree)

Histogramm für Gesamtlaenge in km geplottet

Llin : Longitud acumulada en km

A : Angulo (grados)

Figura 31: Histograma de longitud acumulada de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

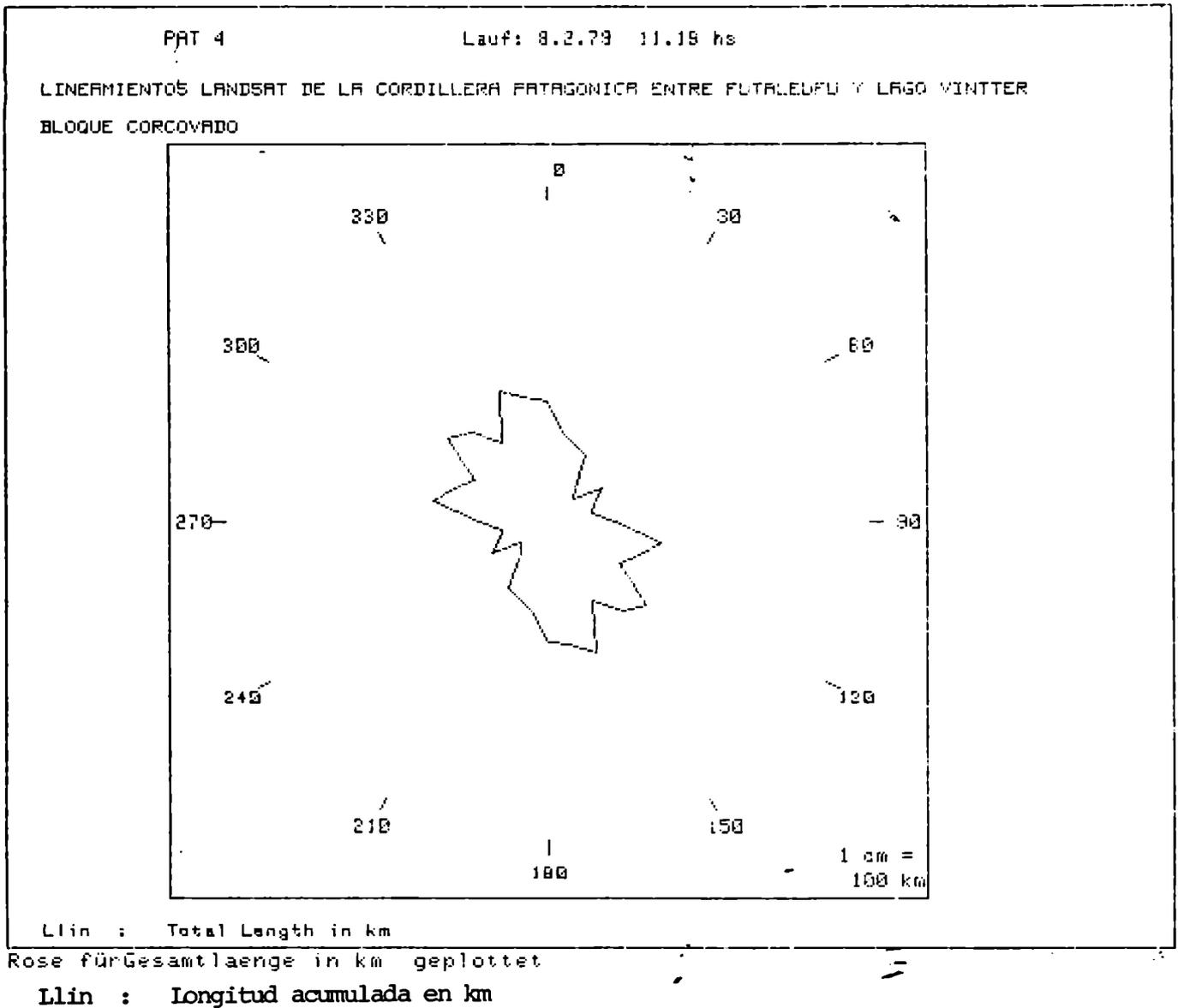


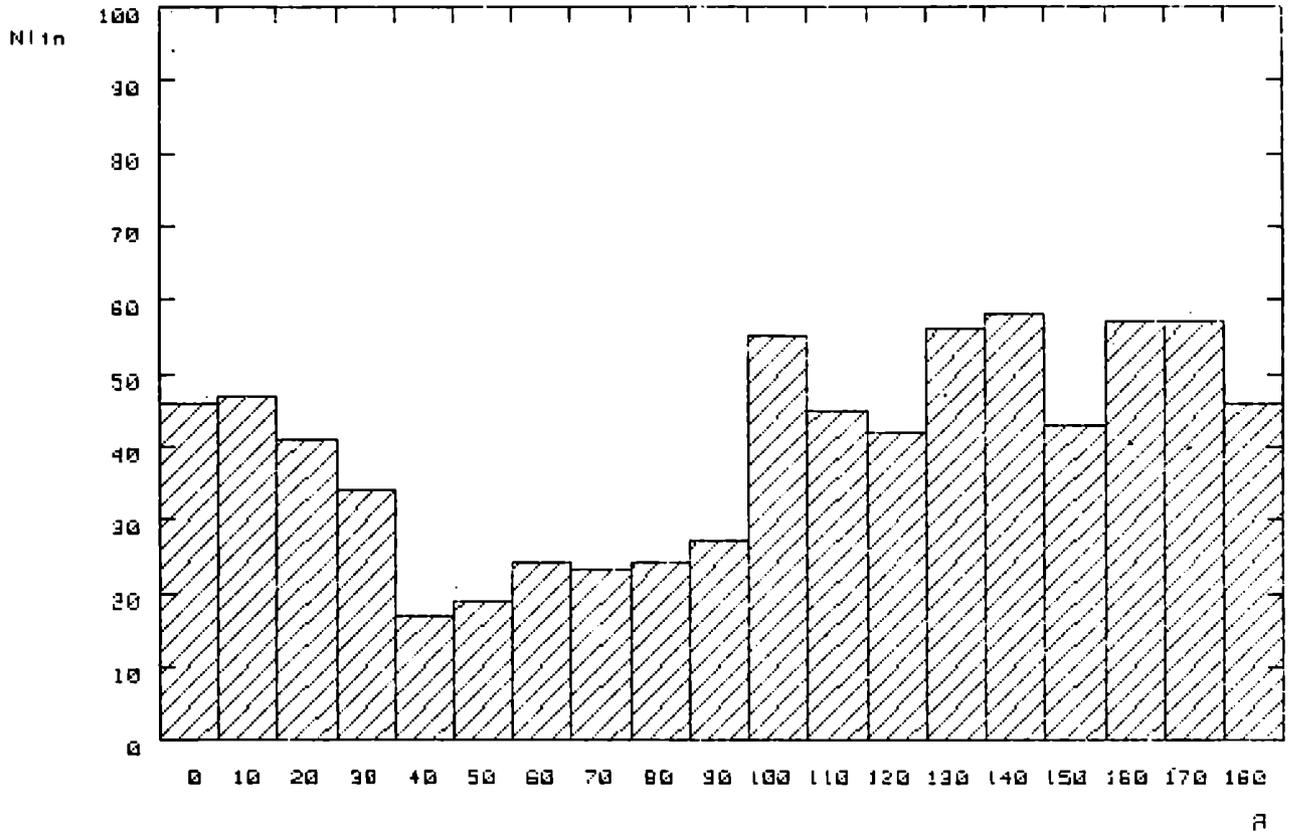
Figura 32: Roseta de longitud acumulada de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

PAT 4

Lauf: 8.2.73 11.19 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAZO VINTTER

BLOQUE CORCOVADO



Nlin : Number of the Lineaments

A : Angle(Degree)

Histogramm für Anzahl der Lineamente

geplottet

Nlin : Número de lineamientos

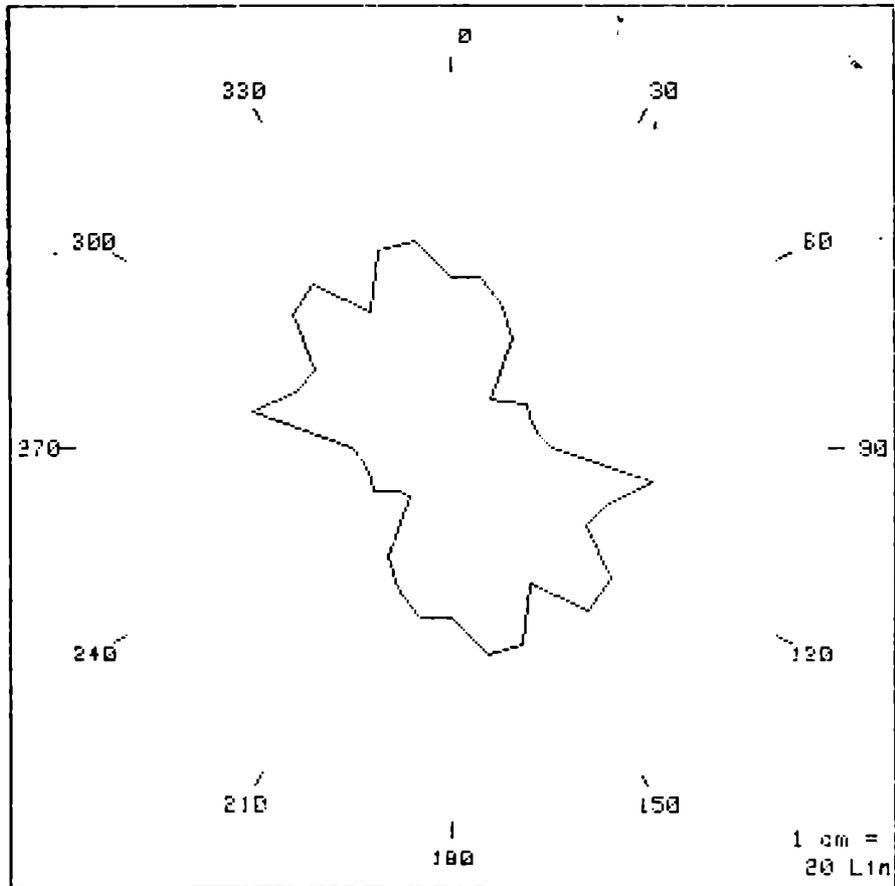
A : Angulo (grados)

Figura 33: Histograma de frecuencias de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

PAT 4

Lauf: 8.2.79 11.19 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER
BLOQUE CORCOVADO



Nlin : Number of the Lineaments

Rose für Anzahl der Lineamente

geplottet

Nlin : Número de lineamientos

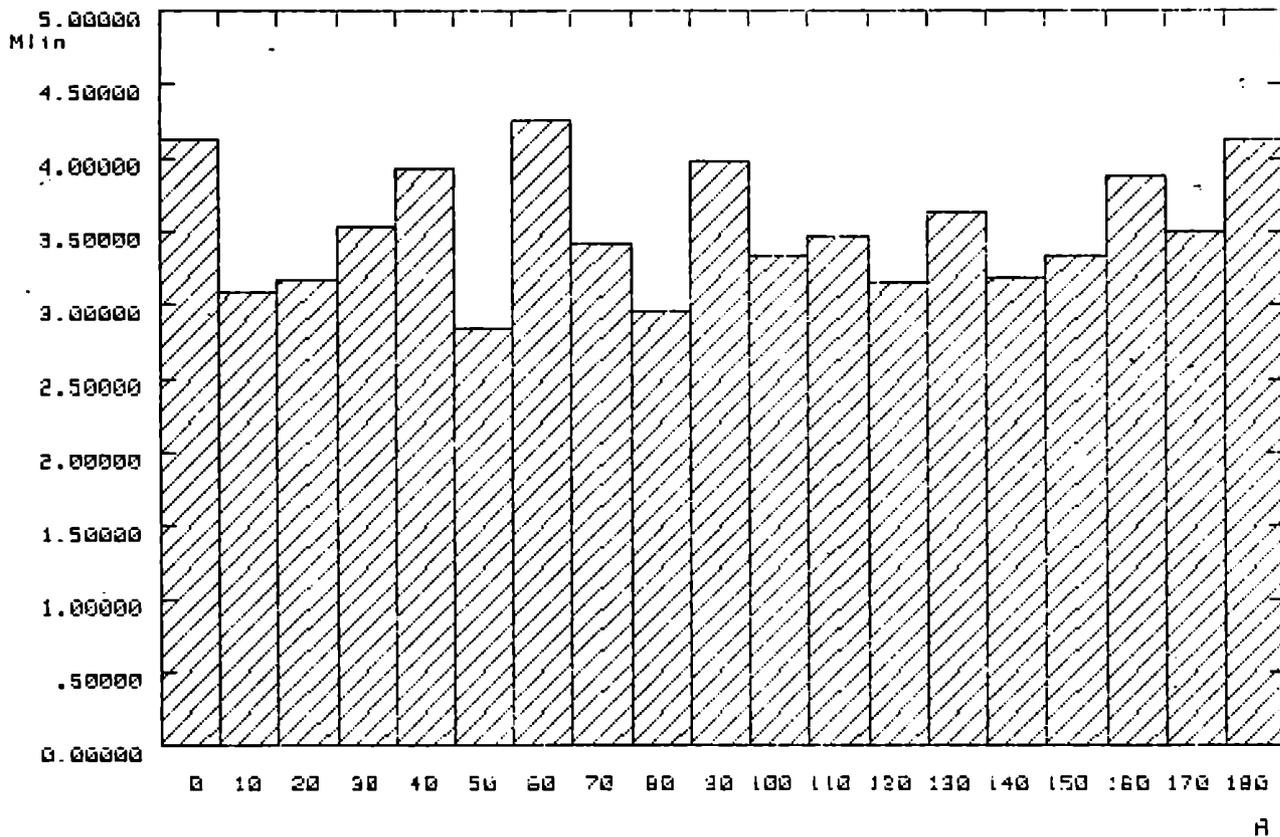
Figura 34: Roseta de frecuencias de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

PAT 4

Lauf: 8.2.79 11.19 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER

BLOQUE CORCOVADO



Mlin : Average Length IN km

A : Angle(Degree)

Histogramm für Mittlere Laenge in km

geplottet

Mlin : Longitud media en km

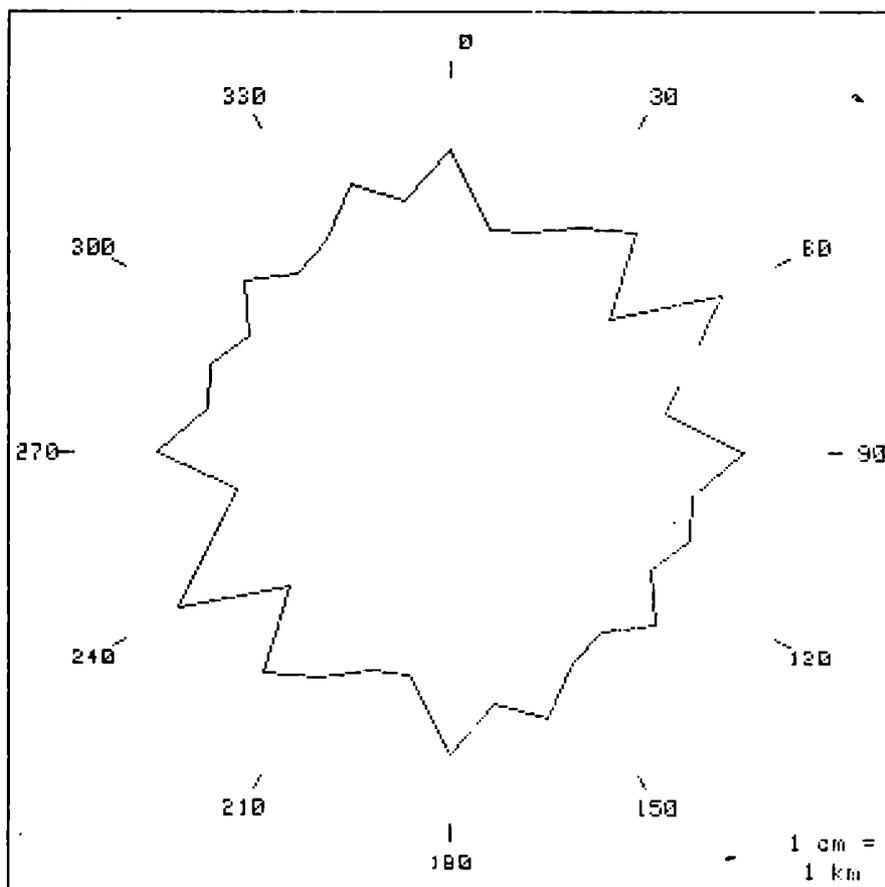
A : Angulo (grados)

Figura 35: Histograma de longitud media de los lineamientos del Bloque Corcovado.

PAT 4

Lauf: 8.2.79 11.19 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO V
BLOQUE CORCOVADO



Mlin : Average Length IN km

Rose für Mittlere Laenge in km

geplottet

Mlin : Longitud media en km

Figura 36: Roseta de longitud media de los lineamientos en el Bloque Corcovado.

v) Total Sector Cordillerano

Los datos obtenidos en los diferentes bloques fueron reunidos para tener así un cuadro de la distribución de los lineamientos en todo el Sector Cordillerano estudiado. La figura 37, obtenida por fotomontaje, muestra la graficación de todos los lineamientos considerados.

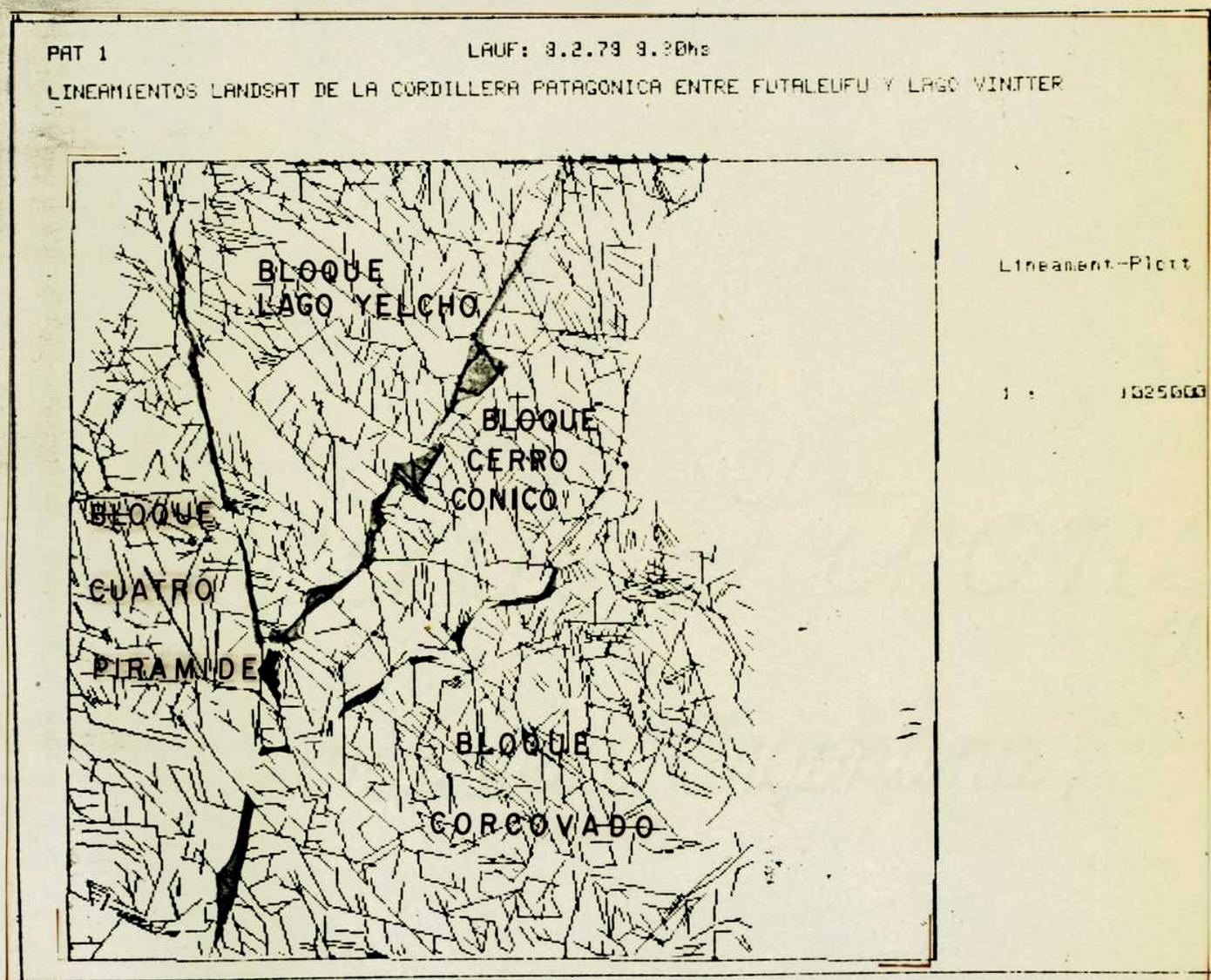


Figura 37: Gráfico de los lineamientos del Sector Cordillerano

v) Total Sector Cordillerano

Los datos obtenidos en los diferentes bloques fueron reunidos para tener así un cuadro de la distribución de los lineamientos en todo el Sector Cordillerano estudiado. La figura 37, obtenida por fotomontaje, muestra la graficación de todos los lineamientos considerados.

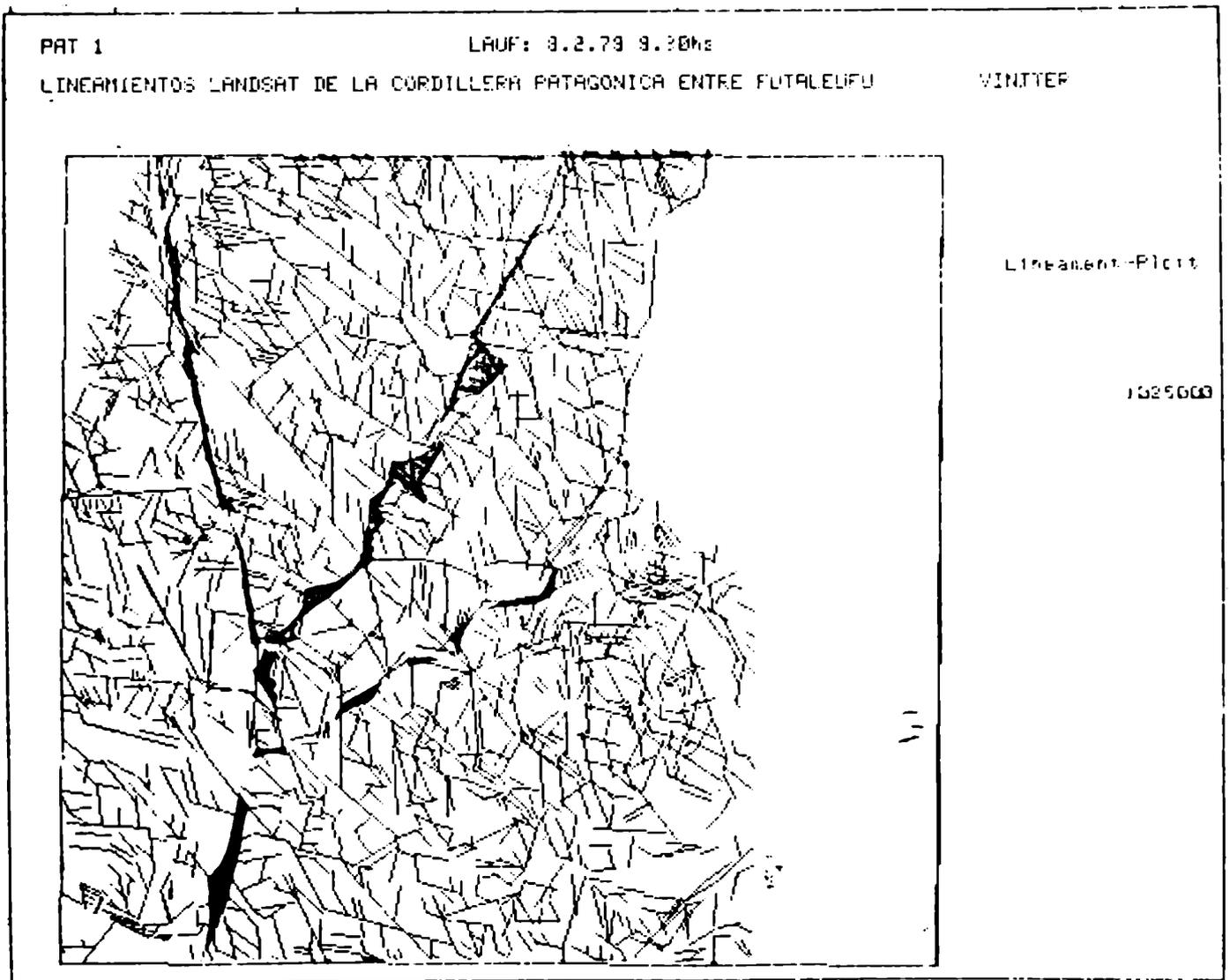


Figura 37: Gráfico de los lineamientos del Sector Cordillerano

En el Sector Cordillerano se midieron un total de 1729 lineamientos. Los gráficos de longitud acumulada, figuras 38 y 39, muestran que en el sector de 100°-180° hay una concentración de datos, con máximos relativos en los intervalos de 100°; 130° y 180°. El mínimo se ubica en 70°. Puede observarse una distribución similar en los diagramas de frecuencias, figuras 40 y 41. Por otra parte, no hay máximos ni mínimos apreciables en los gráficos estadísticos de longitud media, figuras 42 y 43.

vi) Análisis de los diseños de orientación

En el cuadro 6 están tabulados en forma comparativa los histogramas de los distintos bloques. Surge la importancia de los máximos relativos de 100°; 130° y 170° y del mínimo correspondiente al intervalo de 60°.

	Número de Mediciones	LONGITUD ACUMULADA			FRECUENCIA			LONGITUD MEDIA			Promedio
		Zona de Máximos	Máximos relativos	Mínimos	Zona de Máximos	Máximos relativos	Mínimos	Zona de Máximos	Máximos relativos	Mínimos	
Bloque Cuatro Pirámides	377	90°-180°	100° 150° 170°	60°	90°-180°	110° 150° 170°	60°	---	--	--	4,122
Bloque Lago Yelcho	338	100°-190°	100° 130° 150° 170°	60°	100°-190°	100° 130° 150° 170° 190°	60°	50°-140°	50° 80° 130°	70°	4,561
Bloque Cerro Cónico	300	100°-180°	40° 100° 130° 170°	60°	100°-180°	30° 100° 130° 160° 180°	60°		40° 60° 100° 170°	--	4,144
Bloque Corcovado	714	100°-180°	60° 100° 130° 170°	50°	100°-170°	100° 100°-140° 160°-170°	40°		40° 60° 100° 170°	--	3,472
Total Sector Cordillerano	1729	100°-180°	100° 130° 170°	70°	100°-180°	100° 130° 170°	60°	---	--	--	3,966

Cuadro 6: Cuadro comparativo de los datos estadísticos de los lineamientos de los diferentes bloques.

Corresponde aquí señalar que los diseños de distribución de lineamientos de este sector de la Cordillera Patagónica son similares en líneas generales, a las descritas por Stiefel (1972) para el sector chileno entre los paralelos de 44° y 47° de latitud sur y por Lagally (1975) para las zonas de los lagos Buenos Aires y Pueyrredón.

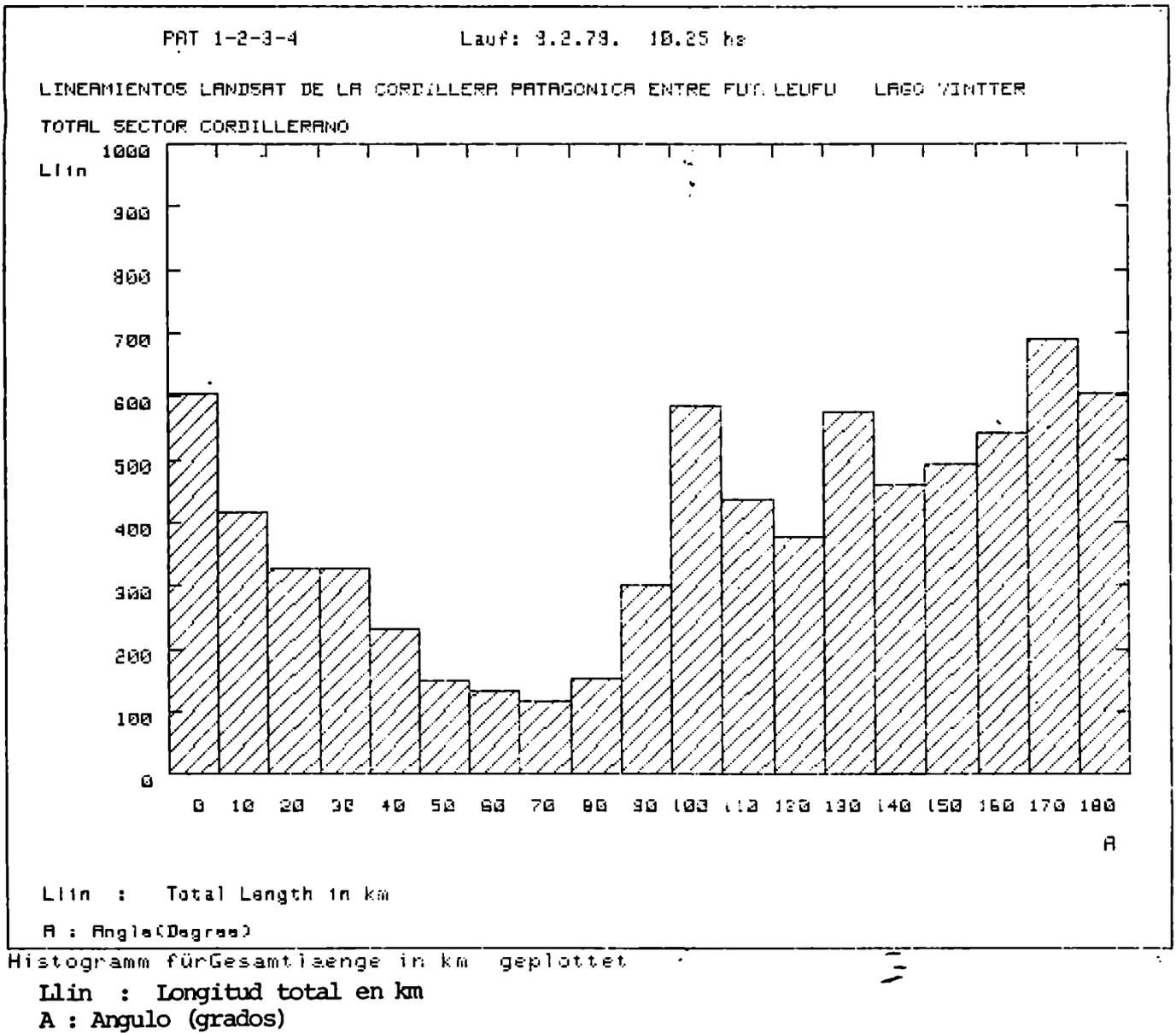
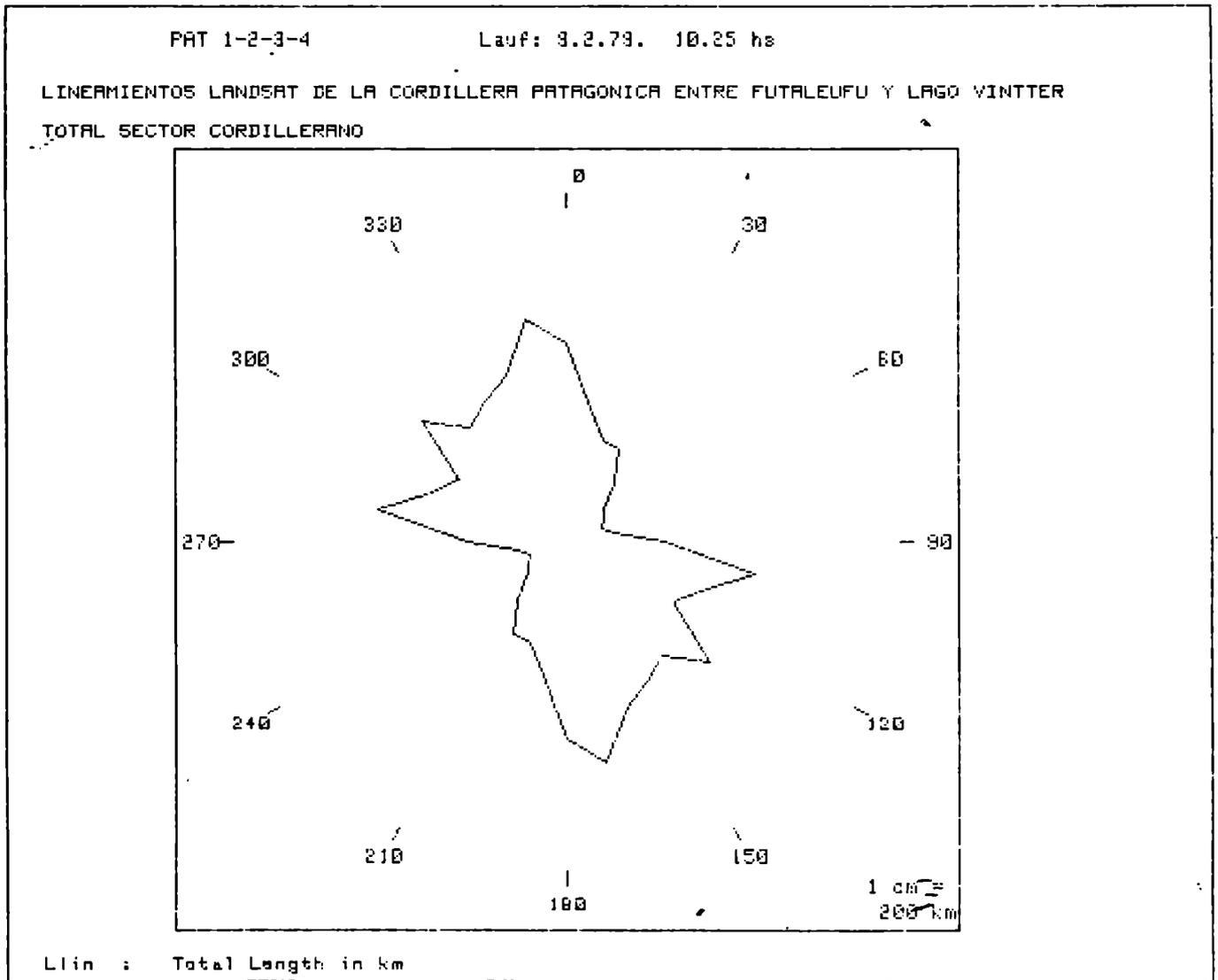


Figura 38: Histograma de longitud acumulada de los lineamientos en el Sector Cordillerano.



Rose für Gesamtlaenge in km geplottet

Llin : Longitud total en km

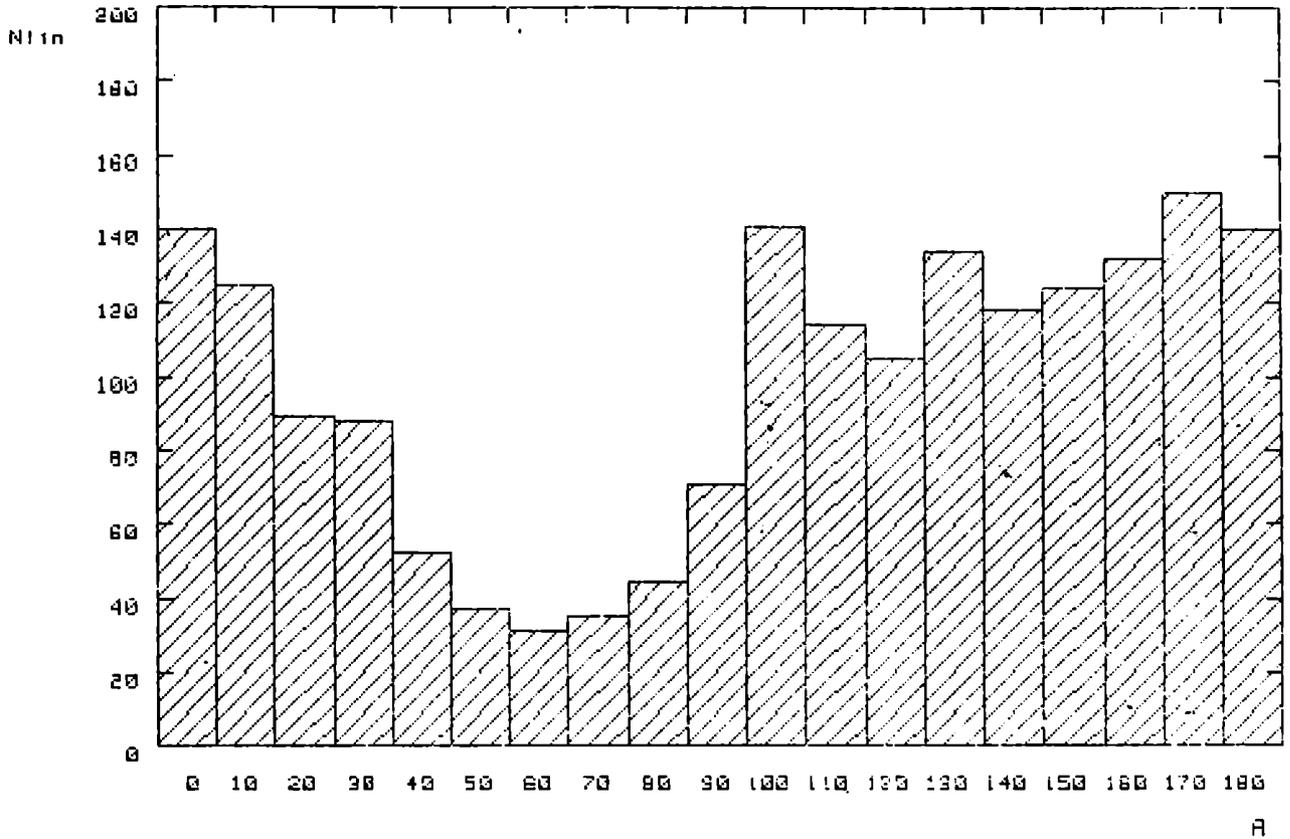
Figura 39: Roseta de longitud acumulada de los lineamientos del sector Cordillerano.

PAT 1-2-3-4

Lauf: 3.2.73. 10.25 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAZO VINTER

TOTAL SECTOR CORDILLERANO



Nlin Number of the Lineaments

A : Angle(Degree)

Histogramm für Anzahl der Lineamente geplottet

Nlin : Número de lineamientos

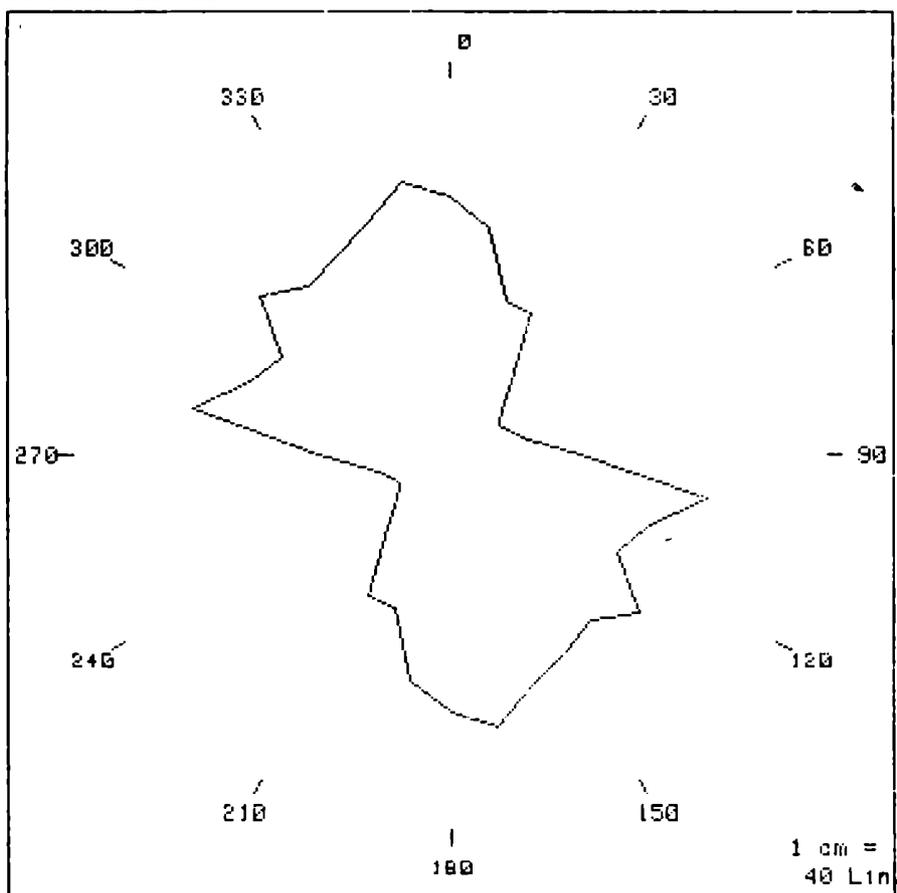
A: Angulo (grados)

Figura 40: Histograma de frecuencias de los lineamientos en el Sector Cordillerano.

PAT 1-2-3-4

Lauf: 9.2.79. 10.25 hs

LÍNEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGÓNICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER
TOTAL SECTOR CORDILLERANO



Nlin : Number of the Lineaments

Rose für Anzahl der Lineamente geplottet

Nlin : Numero de lineamientos

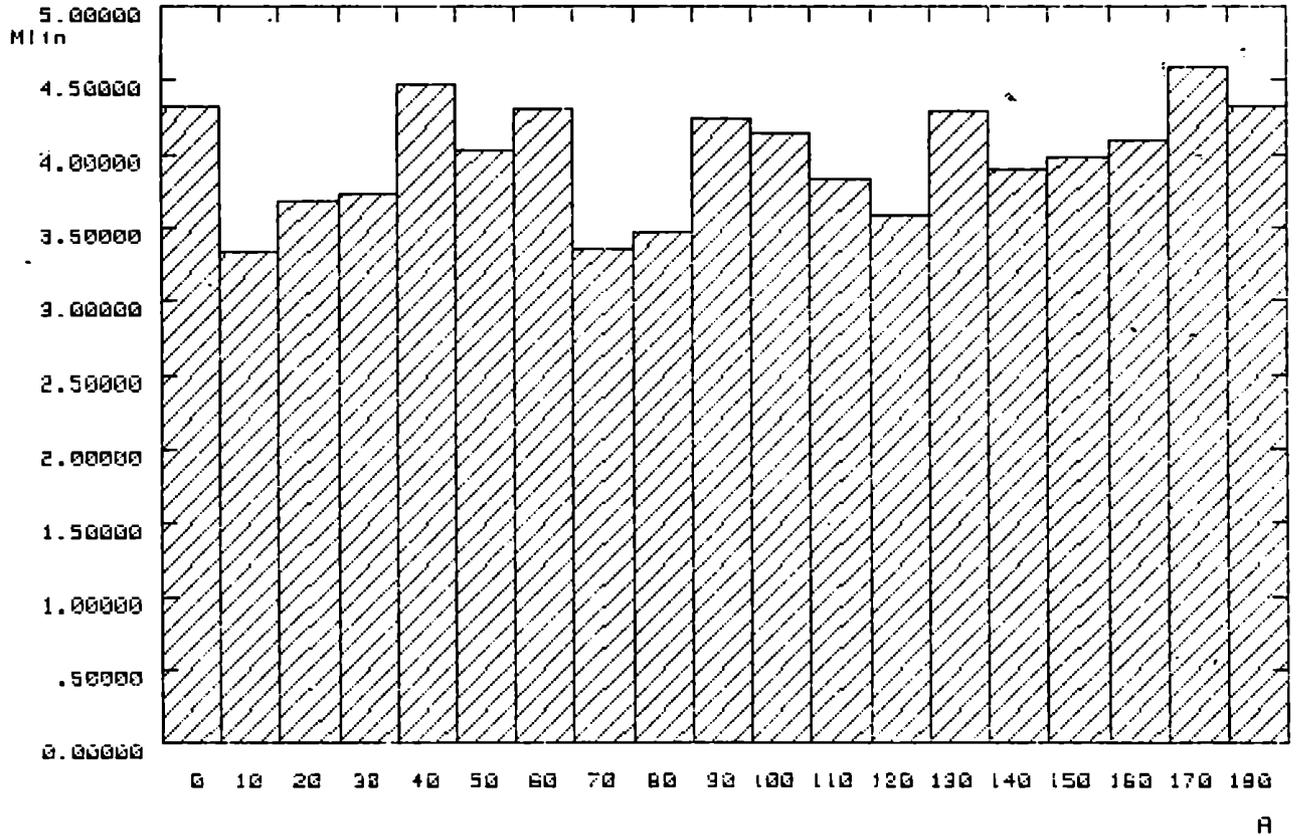
Figura 41: Roseta de frecuencias de los lineamientos en el Sector Cordillerano.

PAT 1-2-3-4

Lauf: 3.2.79. 10.25 hs

LINEAMIENTOS LANDSAT DE LA CORDILLERA PATAGONICA ENTRE FUTALEUFU Y LAGO VINTER

TOTAL SECTOR CORDILLERANO



Mlin : Average Length IN km

A : Angle(Degree)

Histogramm für Mittlere Laenge in km

geplottet

Mlin : Longitud media en km

A : Angulo (grados)

Figura 42: Histograma de la longitud media de los lineamientos en el Sector Cordillerano.

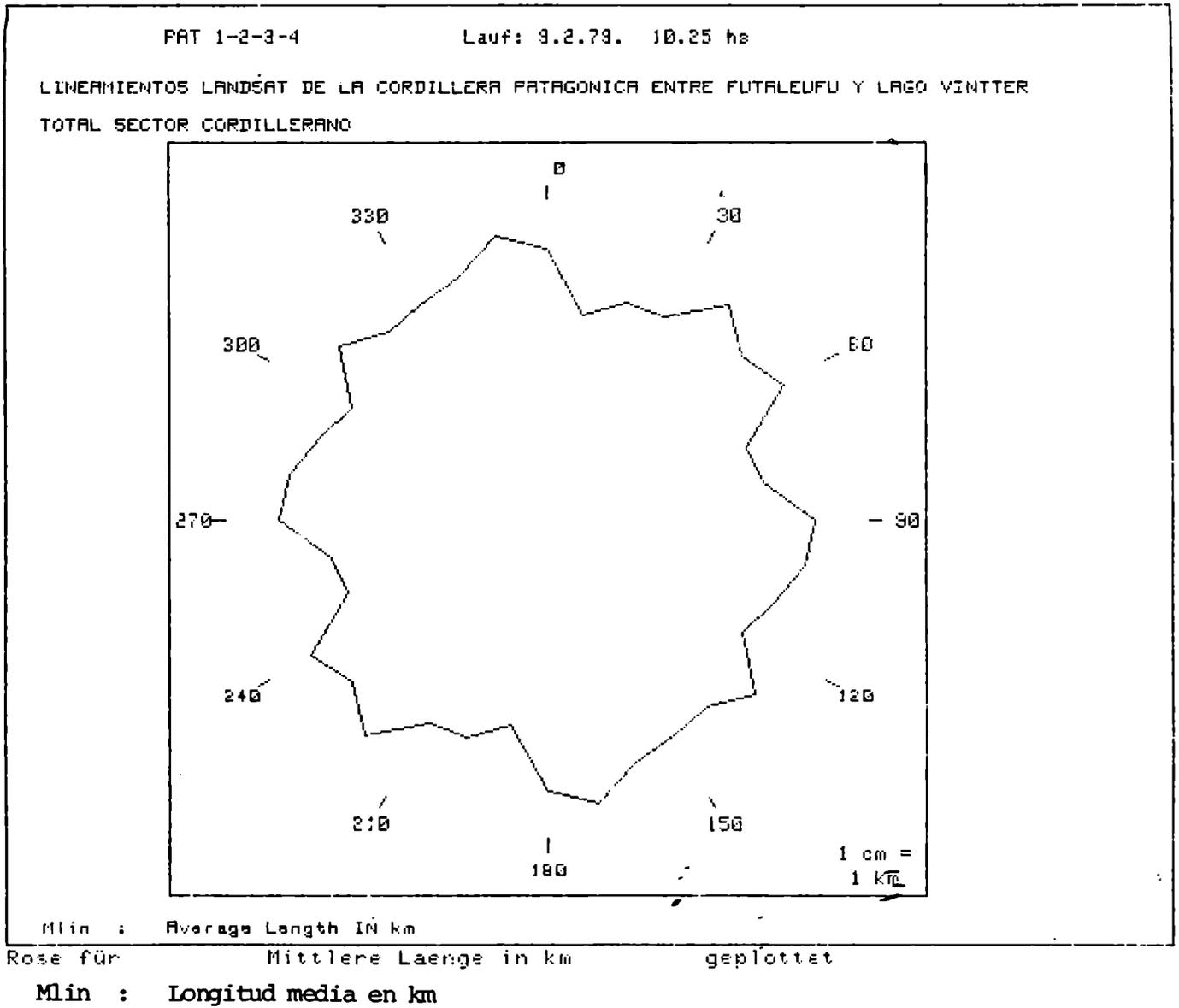


Figura 43: Roseta de longitud media de los lineamientos en el Sector Cordillerano.

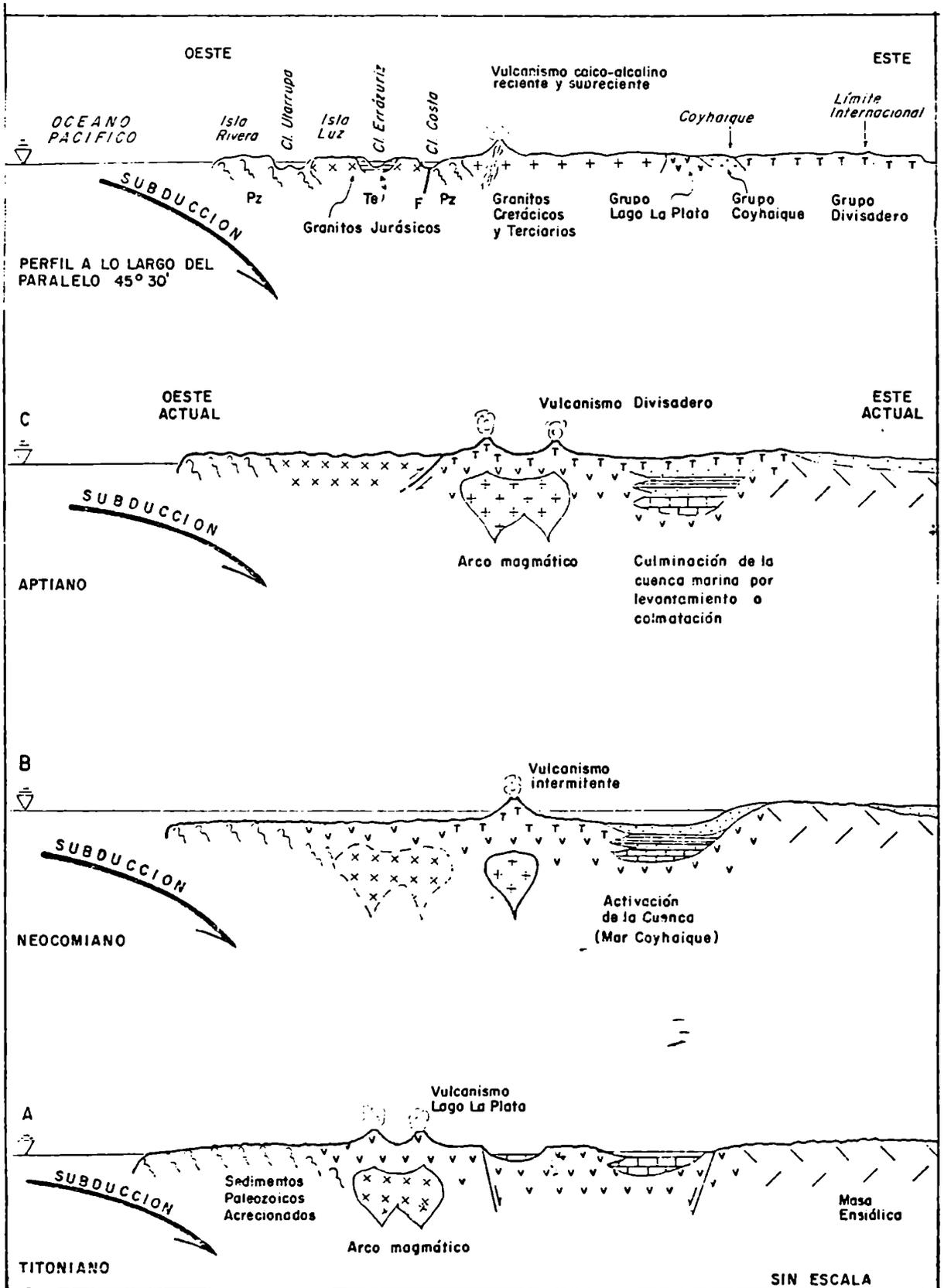
Cabe destacar que hay una llamativa concordancia entre los datos de campo y los rasgos lineares obtenidos de las imágenes satelitarias. En ambas series de datos, figuras 5 y 24, hay concentraciones de población en las direcciones Norte, Noreste, Oeste-suroeste y Suroeste.

La similitud de la distribución de los lineamientos en los distintos bloques considerados individualmente, que persiste al considerar el Sector Cordillerano en su conjunto, permite suponer que el comportamiento estructural ha sido semejante, en grandes rasgos, en toda la Cordillera. De esta manera, se puede inferir que este sector de los Andes fué afectado por esfuerzos regionales del sector noroeste durante el Jurásico superior-Cretácico inferior. Posteriormente la orogenia Andica habría reactivado las fracturas del Ciclo Patagónico y dió a la Cordillera la fisonomía que presenta actualmente.

C. Evolución Geotectónica

El conocimiento geológico de la región, completada en la última década, permitió reunir los elementos para esbozar una evolución geotectónica de la comarca. En tal sentido, Skarmeta (1976), Thiele y Hein (1979) y Haller y Lapidó (1980a) presentaron modelos de evolución basados en la existencia de una elongada faja de rocas volcanogénicas y plutónicas de composición calcoalcalina.

Las vulcanitas de la región corresponden a asociaciones andesíticas y dacíticas, con importantes contribuciones riolíticas y riodacíticas. Las plutonitas son predominantemente granodioríticas, con dioritas y gabros asociados. Hay algunas evidencias geoquímicas para postular un mismo o-



Según Hailer y Lapido (1980 a)

Figura 44 : Perfiles idealizados que bosquejan la evolución de la Cordillera Patagónica a la latitud de 45°sur.

rigen magmático para las rocas eruptivas cretácicas (Skarmeta, 1976). Esta asociación petrológica caracteriza un arco magmático de borde continental, resultado de la convergencia de la placa sudamericana con la placa pacífica adyacente durante el Jurásico superior y el Cretácico inferior. El vulcanismo del Terciario y Cuartario señala que esa interacción continuó durante el Terciario y persiste actualmente.

La historia geológica anterior al Jurásico medio es menos conocida y aparentemente poco tiene que ver con la actual Cordillera de los Andes. Los terrenos liásicos de la región están todavía poco estudiados y los distintos afloramientos descritos en la literatura, presentan un cuadro de rocas de origen marino, continental y volcánico entremezclados, y sin orden aún establecido. La casi total ausencia de registros sedimentarios del Triásico y Liásico inferior, permiten suponer que por lo menos desde el Triásico superior hasta el Liásico superior, esta región estuvo emergida y sometida a la erosión, proceso que se interrumpió con la sedimentación del mar liásico.

Los perfiles geotectónicos idealizados, transversales a los Andes Patagónicos (figura 44 bis), bosqueja la evolución de la región. Durante el Jurásico superior (perfil A) el arco magmático estaba emplazado en el margen occidental de Sudamérica. Hay dataciones que permiten suponer que el arco habría comenzado en el Jurásico medio (Halpern y Fuenzalida, 1978). En forma contemporánea a la acumulación de los términos más jóvenes de la Formación Lago La Plata, se desarrollaron pequeñas cuencas de aguas someras en el sector oriental cordillerano. Las calizas de la Formación Cotidiano (Ramos, 1976b) y los bancos calcáreos intercaladas en los términos superiores de la Formación Lago La Plata (Skarmeta, 1976 y Skarmeta y Charrier, 1976), constituyen los registros de este estado embrionario de la cuenca marina que habría de evolucionar durante el Tithoniano-Neocómico. La interdigitación de sedimentitas marinas con piro

clastitas y rocas volcánicas calcoalcalinas, así como la ubicación oriental de algunos conductos volcánicos con respecto a la costa del mar tithono-neocomiano, sugiere que el cinturón magmático tenía en esa época un carácter insular, desarrollado sobre corteza ensiálica (perfil B).

Como consecuencia del adelgazamiento de la corteza ensiálica, se desarrolló la cuenca marina en el Tithoniano-Neocomiano. Esta cuenca culminó probablemente como consecuencia de movimientos verticales asociados a una intensa sedimentación, más que como consecuencia de un acortamiento horizontal. El pasaje gradual entre el Grupo Coyhaique y las vulcanitas del Grupo Divisadero, está bien documentada en el perfil del río Emperador Guillermo (Skarmeta, 1976).

Durante el Cretácico inferior alto (perfil C), el arco magmático estuvo caracterizado por un vulcanismo calco-alcalino, representado en la comarca por la Formación Cordón de las Tobas, que en términos generales evolucionó de una composición inicialmente fenoandesítica a términos relativamente más ácidos. Esto sugiere, de acuerdo a Dickinson y Seely (1979) que los registros más altos del vulcanismo Divisadero indicarían los últimos estadios de la actividad ígnea del arco magmático mesozoico en los Andes Patagónicos. Los potentes bancos volcanoclásticos que se intercalan en la Formación Cordón de las Tobas, son comunes en los arcos volcánicos. El aumento de los elementos clásticos como feldespatos rosados, cuarzo con extinción ondulada y perlititas en los bancos superiores de esta Formación, sugieren un área de aporte de rocas graníticas durante la depositación de los mismos. Esos elementos clásticos son un indicio de los importantes ascensos que se produjeron en las áreas vecinas, dejando al descubierto las raíces plutónicas del arco magmático.

La evolución geotectónica descrita está vinculada con los mayores eventos en la historia de la expansión de los fondos oceánicos del Pacífico y Atlántico.

La historia de la cuenca marina tithono-neocomiana está vinculada con el período de expansión lenta (125-110 m.a.) descrito por Larson y Pitman (1972)^(*). Del mismo modo, es posible vincular el inicio de la actividad del Vulcanismo Divisadero y la implantación del Batolito Andino con el período de expansión rápida de los océanos entre los 110 y 85 m.a.

(*) Se utiliza la tabla de edades geológicas de Van Eysinga (1975).

V MINERALIZACION EN LA CORDILLERA PATAGONICA

A. Introducción

En el sector cordillerano comprendido en este estudio, hay numerosas manifestaciones de minerales metálicos, algunas de los cuales se conocen de antaño, mientras que otras, la mayoría fueron reconocidas por Haller (1976) en el sector comprendido entre los paralelos de 43° y 43°30' y por Pesce (1979a) entre los paralelos de 43°30' y 44° de latitud sur.

Numerosos investigadores han vinculado los depósitos minerales de la cordillera a eventos magmáticos y/o metalogenéticos y delimitaron de esa manera fajas o provincias metalogenéticas.

Corresponde aquí señalar que las manifestaciones de minerales metálicos tratadas en este capítulo, pertenecen al ciclo metalogenético del Cretácico superior-Cenozoico del Angelelli et al. (1970). Según Petersen (1970) forman parte del grupo de depósitos de cobre-cinc-plomo-plata de los Andes. Fernández Lima (1971) los asigna al ciclo Cretácico superior-Cenozoico de la provincia metalogenética del Geosinclinal Andino-Patagónico. Por su parte, Borrello (1971) considera que estas manifestaciones son el resultado de la mineralización de la fase orogénesis-molasa, más estrictamente de la tardioorogénesis, de la evolución geosinclinal del Neóidico (Mesozoico-Cenozoico). Angelelli y Fernández Lima (1972) las asignan al ciclo Cretácico superior-Cenozoico de la Cordillera Principal y Cordillera Patagónica. De acuerdo a Quartino y Rinaldi (1975), forman parte de la faja cupro-plumbífera de la Cordillera Patagónica. Sillitoe (1976) propone la existencia de cinturones de cobre porfírico-Molibdeno y de Cobre-Plomo-Cinc-Plata, relacionados al plutonismo calcoalcalino. Fernández Lima y

Latorre (1978) reúnen estas mineralizaciones en el Grupo de la Cordillera Patagónica Septentrional, como resultado de los Ciclos Metalogenéticos del Mesozoico y Cenozoico. Por otra parte, Ramos y Pesce (1979) consideran que las mismas son producto del episodio metalogenético asociado al magmatismo posorogénico del Cretácico superior- Terciario inferior. Pesce (1979b) postula la existencia de una franja mineralizada en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, relacionado a las manifestaciones póstumas del magmatismo cretácico. Por último, Angelelli y Fernández Lima (1980) asignan estas manifestaciones minerales de la Cordillera Patagónica al ciclo de mineralización Andico de la subprovincia metalogenética Andica Austral.

De los rasgos geológicos descritos en los párrafos anteriores y la ubicación de las manifestaciones minerales, surge que en el sector andino entre los paralelos de 43° y 44° de latitud sur, las manifestaciones de minerales metálicos están emplazadas principalmente en las secuencias volcanoclásticas jurásico-cretácicas y están vinculadas al plutonismo mesozoico.

B. Las Manifestaciones Minerales

En el breve inventario que se presenta a continuación, las manifestaciones minerales son mencionadas independientemente de la magnitud de su importancia o valor económico. Corresponde señalar que los rasgos fisiográficos de la región, densa selva valdiviana, así como el escaso desarrollo de las labores de exploración, en los contados casos que las mismas existan, no permiten apreciar mayores detalles geológicos de los yacimientos, que los descritos en los párrafos siguientes. La figura 45 muestra la ubicación de las distintas manifestaciones en la comarca.

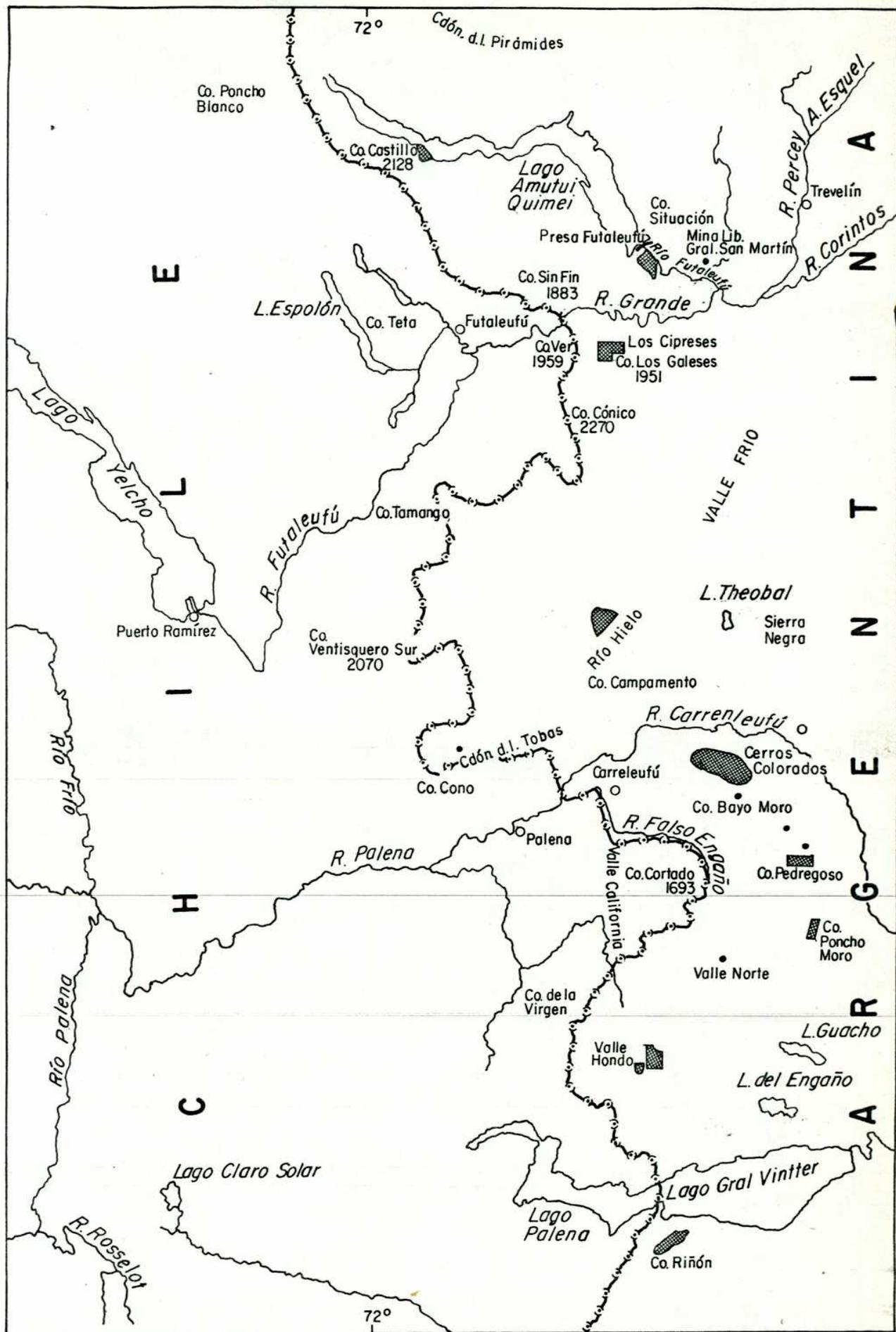


Figura 45 : Distribución de las manifestaciones minerales en la región.

a) Mina Libertador General José de San Martín

Esta manifestación fue pedida a la autoridad minera por particulares en el año 1950. Cuestiones jurisdiccionales impidieron que se efectúen estudios técnicos en esta manifestación. Está ubicada en terrenos del Instituto Forestal Nacional, sobre el camino de Trevelin al embalse Futaleufú y ha sido explotada por métodos rudimentarios hasta su posible agotamiento.

Pueden observarse dos trincheras de rumbo submeridional que probablemente hayan sido construidas siguiendo las vetas, para extraer el mineral. En las antiguas escombreras hay galena, blenda y calcopirita, con minerales supergénicos de cobre. La roca de caja está constituida por las vulcanitas, brechas y tobas andesíticas, de la Formación Lago La Plata y presenta seritización y silicificación en la proximidad de las labores.

b) Nacientes del río Futaleufú

Aguas abajo de la presa Futaleufú son observables numerosas venillas de cuarzo con pirita y calcopirita, entre los minerales supergénicos hay malaquita y azurita. Las venillas, de una potencia que raramente supera 5 cm, están alojadas en superficies de fracturación de rumbo noroeste y nor-noroeste, verticales y subverticales. La Formación Lago La Plata, brechas y tobas andesíticas, constituye la roca de caja de estas venillas. Se observa silicificación en la proximidad de las venas.

Las riodacitas situadas en la sección inferior de la Formación Lago La Plata, presentan pirita diseminada, lo cual indica su origen en un magma rico en sulfuros. La mineralización estaría relacionada a los líquidos residuales de ese magma, que vieron facilitado su ascenso por la intensa fracturación que afecta a la zona.

c) Margen suroeste del embalse Amutui-Quimei

A esta manifestación se accede unicamente mediante embarcación, navegando hasta el pie del cerro Castillo, donde los granitoides del Batolito Andino presentan una incipiente alteración hidrotermal. Las rocas graníticas se hallan silicificadas y se observa pirita y escasa calcopirita diseminada.

La alteración hidrotermal está probablemente relacionada a la falla de rumbo general norte-sur, cuyo trazo es coincidente con el arroyo Huemul.

d) Area mineralizada Los Cipreses

El área Los Cipreses se halla a 37 km al suroeste de Trevelin, sobre la ruta nacional N° 259. Se trata de varias vetas y sectores de mineralización diseminada, emplazados en el flanco norte de la serranía de rumbo general este-oeste, cuyos picos más altos son el cerro Ver y el cerro Los Galeses.

Las vetas están emplazadas en rocas de las Formaciones Lago La Plata y Cordón de las Tobas, lavas y piroclásticas andesíticas. Son agrupables en dos sistemas principales, de rumbo N 10°O y N 35° E, respectivamente, aunque se observa una dispersión de valores entre los mencionados.

La mineralización consiste en calcopirita, galena, oro, pirita y ganga de cuarzo, feldespato y calcita. Los minerales supergénicos son malaquita, azurita y crisocola. La mayor potencia medida es de 35 cm, con una corrida superior a 100 metros.

Se han distinguido cuatro sectores con mineralización de calcopirita y pirita diseminada, con covelina y blenda en uno de ellos. Obsérvase silicificación, epidotización y seritización en estos sectores. La mineralización diseminada tiene como roca de caja a lavas y piroclasas

titas andesíticas, pertenecientes a la Formación Lago La Plata.

La paragénesis indica media hasta alta temperatura para la formación de estos minerales. La mineralización está asociada a fracturas de rumbo noreste y noroeste y a diques de composición riolítico-riodacítica.

e) Río Hielo

Esta manifestación está situada sobre la margen norte del río Hielo, 6 km aguas arriba de su confluencia con el Frío. Hasta este último lugar es posible acceder con vehículo en los meses de verano. Para ello hay que recorrer 51 km desde Trevelin por la ruta provincial N°17 y luego desviar por una huella hacia el oeste, para después transitar 13 km y llegar así a la confluencia, desde donde hay que recorrer 6 km por una huella de herradura.

En esa localidad afloran vulcanitas alteradas, probablemente andesitas, con intensa silicificación y epidotización. Hay abundante pirita y escasa calcopirita dispersa.

La alteración hidrotermal se relaciona con una falla de rumbo N 60° E que separa el granito del Batolito Andino de la Formación Lago La Plata. Es importante señalar que los granitoides próximos a la fractura muestran una intensa alteración hidrotermal, con silicificación y piritización.

Manifestaciones minerales situadas al sur del paralelo de 43°30'

Las manifestaciones a las que se hace referencia en los párrafos siguientes, fueron descritas por Pesce (1979a), correspondiendo por lo tanto a ese autor todas las observaciones geológicas a las que se hace referencia.

f) Area Mineralizada de Cerro Colorados

Esta manifestación se halla al oeste de Corcovado, a 10 km por la ruta que une esa localidad con Carrenleufú. Desde el camino se divisan las áreas de alteración.

De acuerdo a Pesce (1979a), la mineralización consiste en abundante pirita (5-10%) diseminada, ilmenita y escasa calcopirita en cristales diminutos.

La roca de caja, fenoandesitas de la Formación Lago La Plata, es de color gris oscuro en fractura fresca y rojizo en las superficies alteradas. La silicificación es manifiesta, con alteración potásica y argilícea predominante.

En un primer estudio, Pesce (1979b) estimó que la mineralización estaba vinculada a un plutón monzodiorítico que intruye las rocas volcánicas en el cerro Bayo Moro. Más adelante, el mismo autor (Pesce, 1980) consideró que la mineralización sería volcanogénica.

g) Area Mineralizada de Cerro Pedregoso

Este área se encuentra al sur de Corcovado. Se llega a ella por un camino vecinal cuyo trazado está en el valle del río Carrenleufú, a aproximadamente 15 km de aquella localidad.

La mineralización se presenta diseminada y consiste en pirita y escasa calcopirita. Se observa en su parte superior un sombrero lixiviado. Según Pesce (1979a) la alteración hidrotermal ha afectado la textura de la roca original, una fenoandesita de los términos superiores de la Formación Lago La Plata. En el contacto, de carácter intrusivo, de esta unidad con las granodioritas del cerro Poncho Moro, Pesce (1979a) señala la presencia de pirita, calcopirita y galena.

h) Area Mineralizada de Valle Hondo

El sector denominado Valle Hondo se encuentra a 36 km a vuelo de pájaro al suroeste de Corcovado. El acceso es sumamente difícil por una huella de herradura, tras varias jornadas a caballo.

De acuerdo a Pesce (1979a, pág. 268), la mineralización, pirita y escasa calcopirita, se halla diseminada en "andesitas intercaladas con rocas más acidas", acompañadas por una intensa sericitización, silicificación y propilitización. El responsable de la mineralización sería la intrusión de los cuerpos graníticos que afloran en la vecindad. En una nota posterior, Pesce (1980) postula un origen volcánico para estas manifestaciones de sulfuros metálicos.

i) Area Mineralizada de Cerro Riñón

El área de cerro Riñón está ubicada al sur del lago General Vintter, al este del límite internacional. Al decir de Pesce (1979a-b), en este sector las vulcanitas de la Formación Lago La Plata se encuentran silicificadas, sericitizadas y propilitizadas, observándose pirita y calcopirita distribuidas en forma homogénea. Al pié del cerro Riñón, una apófisis de un plutón granodiorítico que intruye las vulcanitas, es portadora de abundante pirita, calcopirita y escasa galena. Se observan numerosas vetas de cuarzo piritoso.

j) Localidades portadoras de sulfuros diseminados

En su trabajo sobre la geología del sector Corcovado - Lago General Vintter de la Cordillera, Pesce (1979a) señala la presencia de "rocas portadoras de sulfuros diseminados", sin señalar las características y extensión de estas manifestaciones. Dado que en este acápite interesan las manifestaciones de minerales sin importar su valor económico, nos limitaremos a transcribir las localidades.

Las rocas portadoras de sulfuros diseminados se encuentran al sureste de cerros Colorados, al norte del cerro Pedregoso, al sur del cerro Campamento, en valle Norte y en el cerro Cono.

B₁. Origen de la Mineralización

Con el fin de precisar los términos utilizados en este acápite, se transcriben a continuación las acepciones dadas a los conceptos de depósito hidrotermal y depósito volcanogénico.

Se consideran depósitos hidrotermales a los yacimientos formados por las soluciones acuosas residuales de los estados finales de la consolidación de un magma (Bateman, 1950; pág. 301). Estas soluciones sufren cambios en su composición química al atravesar las rocas de caja desde la cámara magmática hasta su lugar de emplazamiento, pudiéndose asimismo mezclar con aguas meteóricas y/o connatas.

Por otro lado, los depósitos de sulfuros volcanogénicos son los yacimientos que tienen una vinculación genética directa entre la mineralización y el vulcanismo (Sato, 1977; pág. 5).

La mayoría de los investigadores que se ocuparon de la mineralización en la cordillera Patagónica coincidieron en asignar un origen hidrotermal a la misma (Angelelli et al., 1970; Petersen, 1970; Fernández Lima, 1971; Angelelli y Fernández Lima, 1972; Quartino y Rinaldi, 1975; Sillitoe, 1976; Castrillo, 1977; Fernández Lima y Latorre, 1978; Ramos y Pesce, 1979; Pesce, 1979a y 1979b; Viera 1979; Pezzuchi, 1979; Angelelli y Fernández Lima, 1980 y Márquez, 1980). Con posterioridad, Pesce (1980) postula un origen volcanogénico para algunas manifestaciones, argumentando su ubicación dentro de una secuencia volcanoclástica y la forma de las zonas mineralizadas.

De los datos geológicos descritos en los párrafos anteriores, surge que las manifestaciones minerales de este sector de la cordillera Patagónica están emplazados en las secuencias volcánico-clásticas jurásico-cretácicas y hay posiblemente una vinculación a las plutonitas cretácicas aflorantes en la proximidad de esas manifestaciones.

En todas ellas se puede observar una intensa alteración hidrotermal, con silicificación, sericitización y epidotización. En la margen suroeste del embalse Amutui-Quimei, en el río Hielo y en el cerro Riñón, los intrusivos graníticos también presentan alteración hidrotermal.

Por otro lado, están ausentes las capas de baritina, yeso y pedernal, comunmente asociados a los yacimientos de origen volcanogénico (Sato, 1977).

Estos argumentos, en especial la presencia de alteración hidrotermal en los granitoides directamente asociados a las manifestaciones minerales, sugieren un origen hidrotermal más que volcanogénico para las manifestaciones de minerales metálicos. Además de completar las observaciones geológicas en las zonas mineralizadas, serán necesarios estudios isotópicos de azufre y oxígeno para dilucidar completamente la génesis de la mineralización.

C. Mineralización y su ubicación geotectónica

El desarrollo de la hipótesis de la expansión de los fondos oceánicos y de la Tectónica de Placas, la Nueva Tectónica Global y su influencia sobre la Geología y las ciencias relacionadas, ha sido comparada por diversos autores con la revolución científica producida por la astronomía de Copérnico en el siglo XVI. Esto no debe interpretarse en forma peyorativa para el conocimiento previo a la Tectónica Global, pero sí a la circunstancia que sobre la base de esa teoría se puede interpretar en forma coherente y conjunta, toda la información estratigráfica, petrológica, estructural, sísmica, oceanográfica y de toda disciplina vinculada a las Ciencias de la Tierra. La Tectónica Global establece en términos de procesos tectónicos, la íntima relación entre la distribución de las fajas móviles y las rocas relativamente jóvenes, las potentes sucesiones sedimentarias y las cadenas montañosas.

En los límites de las placas se produce vulcanismo, actividad sísmica, formación de montañas y mineralización. Los límites de las placas pueden ser de tres tipos, constructivo, destructivo y conservativo.

El borde occidental de la placa Sudamericana es el caso típico de un límite destructivo (James, 1971). En este borde, la litósfera es arrastrada en una zona de subducción y desciende a lo largo de la zona sísmica de Benioff por debajo de una cadena volcánica activa, dando lugar a un arco magmático de composición calco-alcalina (Dickinson, 1972).

Los cationes metálicos que aparecen en los arcos magmáticos relacionados a una zona de subducción, tienen de acuerdo a Mitchel y Garson (1976) y Sillitoe (1976), un origen similar al de los magmas, como consecuencia de la fusión parcial de la corteza oceánica y de los sedimentos que la suprayacen, con o sin contaminación de la corteza continental.

Los cationes metálicos pueden ser transportados a la superficie por el vulcanismo, o por fluidos hidrotermales vinculados al magmatismo, a través de conductos apropiados.

De acuerdo a Oyarzún y Frutos (1980), el emplazamiento de las principales mineralizaciones de los Andes están probablemente controlados por zonas de debilidad de la corteza, que no necesariamente tienen una expresión superficial.

D. Mineralización y Estructura

El análisis estructural de una comarca brinda potencialmente los elementos de juicio para seleccionar la localidades más favorables para la concentración de minerales metálicos. Las fracturas mayores son un conducto potencial de las soluciones mineralizantes. De una manera semejante,

las fracturas que se intersectan, al aumentar la permeabilidad del basamento, también determinarán posibles lugares de emplazamiento de la mineralización.

Hay numerosas citas en la literatura geológica sobre el control de las grandes fracturas sobre distintos depósitos minerales (Gaal, 1972; Heyl, 1972; Scheibner y Stevens, 1974 y Moore, 1976). Algunos yacimientos parecen estar vinculados con la traza de una gran fractura, con una concentración en las intersecciones con otras (Russel, 1973; Rowan y Wetlaufer, 1973 y Levandowski et al., 1976).

Es sabido que la expresión superficial de estas fracturas revela su origen profundo. Merzer y Freund (1976) señalaron evidencias de que la longitud, espaciado, desplazamiento y profundidad de las fallas son proporcionales entre sí.

Las grandes fallas y los sistemas de fracturas pueden por lo tanto alcanzar el manto y convertirse de esa manera en conductos de fluidos mineralizantes (Garson y Krs, 1976). Los estudios sísmicos mostraron que estas fallas se originan en el manto, a profundidades mayores de 400 kilómetros. A mayores longitudes corresponden profundidades más grandes. Merzer y Freund (1976) indicaron que el espaciado entre fallas de igual longitud es aproximadamente igual a su profundidad.

La gran presión litostática a la que están sometidos los fluidos hidrotermales, coayuvada por su menor densidad con respecto a las rocas que los rodean, forzarán a subir a los fluidos, los que a su vez eventualmente generarán presiones extremadamente grandes en las rocas que van penetrando, incluso hasta producir una fracturación hidráulica en las mismas (Phillips, 1972). A este proceso sucede un alivio en la presión de los fluidos. A medida que las soluciones mineralizantes ascienden, pierden temperatura y este fenómeno, sumado a la disminución de la presión, hace que las soluciones hidrotermales precipiten rápidamente.

Con el mecanismo descrito, las soluciones mineralizantes tienden a migrar hacia la superficie a través de fallas y fracturas abiertas y a formar minerales de tipo vetiforme o fisurales. Por otro lado, si al ascender, los fluidos hidrotermales encuentran un cuerpo rocoso cuyas condiciones físico-químicas sean favorables, tenderán a penetrar en él y a formar cuerpos mineralizados de tipo diseminado. Estos cuerpos se pueden formar por relleno de cavidades, oroginales o producidas con posterioridad en la roca de caja, o bien por reemplazo químico, con disolución y depositación simultánea de determinados minerales.

Los minerales como oro, plata, plomo, cinc, cobre y molibdeno, son los cationes presentes en los yacimientos que se forman por los mecanismos descritos.

a) Análisis de fracturas

Para caracterizar las fracturas o fallas abiertas, es necesario comprender la cinemática de los posibles movimientos que las afectaron y de esa manera ubicar las direcciones de tensión, más favorables al emplazamiento de la mineralización.

Las relaciones cinemáticas de las fracturas pueden ser interpretadas sobre la base de su geometría, asumiendo una deformación de mecánica de cizalla simple para la misma y analizando su elipse de deformación. Estudios similares fueron realizados por Ramos (1977b) y Katz (1977), quienes sobre la base de estos criterios, estudiaron los posibles controles estructurales de las áreas mineralizadas en distintos ambientes geológicos.

Los conceptos de deformación en cizalla simple han sido desarrollados por Tchalenko (1970), Wilcox *et al.* (1973) y Merzer y Freund (1976). Estos estudios mostraron que si se somete una plancha de arcilla a un esfuerzo de cupla, se desarrolla un juego conjugado de fracturas, denominado de cizalla, junto a fracturas tensionales que bisectan el ángulo agudo entre las primeras. Perpendiculares a las fracturas tensionales, se desarrollan estructuras compresionales como fracturas de flanco de bloques menores, fallas inversas y pliegues.

La figura 46 muestra los elementos estructurales mencionados:

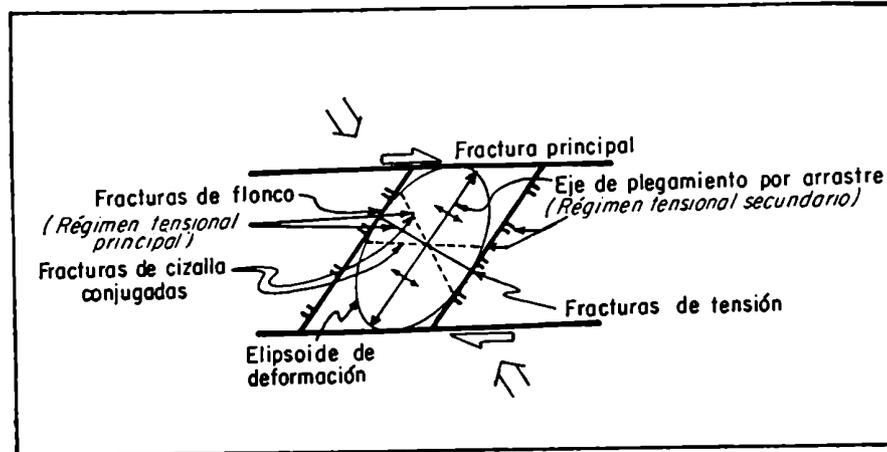


Figura 46: Elementos estructurales de un bloque sometido a esfuerzo de cupla

Las respuestas estructurales a una deformación en cizalla simple se desarrollan a lo largo de una falla transcurrente (Tchalenko, 1970) o dentro de un bloque sometido a esfuerzos de cupla (Thomas, 1974).

Las fracturas de tensión y las de cizalla antitéticas, conforman un régimen tensional principal, potencial lugar de emplazamiento de los fluidos hidrotermales.

Las fracturas de cizalla sintéticas, más perpendiculares al esfuerzo y las fracturas de flanco, al representar zonas de debilidad, configurar un régimen tensional secundario, cuando los esfuerzos extensionales internos superan las fuerzas deformantes externas al bloque.

Cuando se produce la fase de alivio tensional que prosigue a una fase compresional, todas las fracturas anteriormente desarrolladas son potenciales vías de conducción y potenciales lugares de emplazamiento de los fluidos mineralizantes.

b) Correlación de los elementos mineralizantes con las Areas Mineralizadas

1.- Area mineralizada Los Cipreses

Las características del Area Mineralizada de Los Cipreses han sido señaladas brevemente en el acápite de inventario de las manifestaciones minerales. Las observaciones de detalle de Viera (1979), permitieron construir el gráfico de frecuencias de vetas mineralizadas de la figura 47, que muestra una concentración en el intervalo N 20°O --N 50°E.

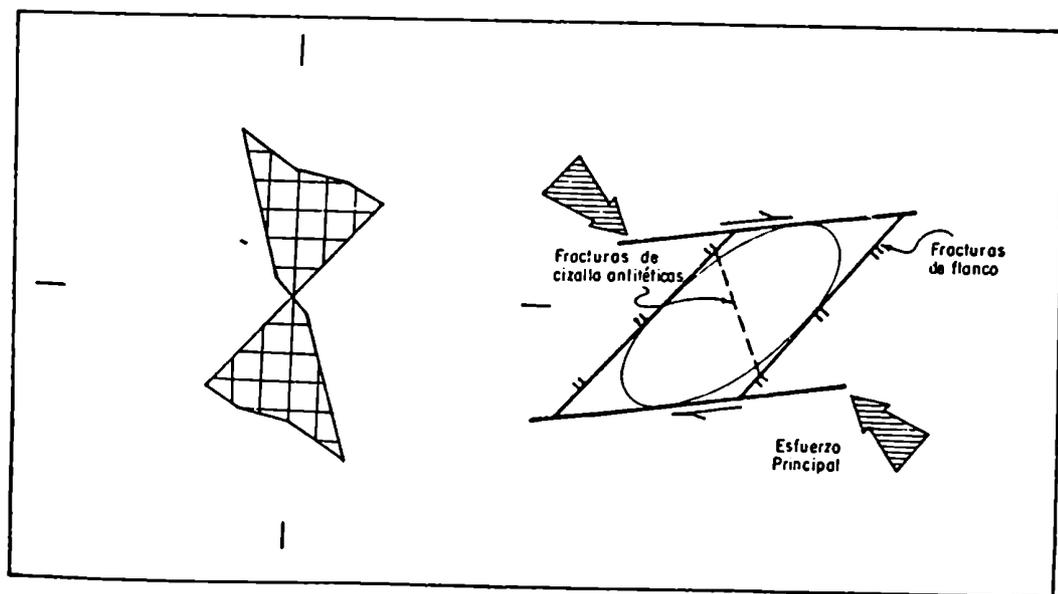


Figura 47: Frecuencias de vetas en el área Los Cipreses, datos de Viera(1979)

Asumiendo como correcta la orientación noroeste de los esfuerzos regionales durante el ciclo Patagonídico, como fuera propuesto en el capítulo de estructura, se observa una coincidencia de las fracturas de cizalla antitética (régimen tensional principal) y la dirección de las fracturas de flanco (régimen tensional secundario) de la elipse de deformación correspondiente (figura 47), con los intervalos con mayor densidad de población.

Esta coincidencia sugiere que efectivamente, las soluciones hidrotermales se emplazaron en los rasgos estructurales mencionados, las que deben haber actuado de conductos abiertos durante el ascenso y emplazamiento de los mismos.

2.- Distribución regional de las Manifestaciones de Minerales Metálicos

Analizando la distribución de las manifestaciones minerales en el sector argentino, no se dispone de datos del sector chileno, con respecto a las fallas y/o lineamientos presentes, se puede apreciar que casi siempre es posible vincular las manifestaciones minerales a fallas y/o lineamientos pertenecientes a los sistemas noreste y este-sureste.

En ese sentido, al sistema noreste estarían relacionados las siguientes manifestaciones:

- i) área de alteración Río Hielo
- ii) sulfuros diseminados al sur del cerro Campamento
- iii) sulfuros diseminados de Cerro Cono
- iv) sulfuros diseminados de valle Norte
- v) área de alteración de Cerro Riñón

Por otro lado, al sistema este-sureste se vincularían las manifestaciones de:

- vi) mina Libertador General José de San Martín
- vii) área mineralizada de Los Cipreses
- viii) sulfuros diseminados al sureste de cerros Colorados
- ix) sulfuros diseminados al norte del cerro Pedregoso
- x) área de alteración de Cerro Pedregoso
- xi) área de alteración de Cerro Poncho Moro
- xii) área de alteración de Valle Hondo.

El área de alteración de Cerros Colorados estaría controlado al mismo tiempo por los sistemas noreste y este-sureste.

La distribución de las manifestaciones y su relación con las fallas y/o lineamientos, muestra una sistemática relación con los sistemas noreste y este-sureste que corresponderían a los sistemas de fractura de cizalla y de tensión del elipsoide de deformación.

c) Mapas de isodensidades

Como los lineamientos expresan una fracturación de la corteza, los máximos de los mapas de isodensidad de lineamientos y de isodensidad de intersección de lineamientos señalan las localidades de mayor fracturación y por ende, los sectores con una mayor permeabilidad secundaria, que facilitaría la circulación y la eventual depositación de los fluidos mineralizantes.

Efectivamente, como se puede apreciar en las figuras 48 y 49, los máximos de densidad de lineamientos y de intersección de lineamientos coinciden con las zonas mineralizadas siguientes:

- i) Mina Libertador General José de San Martín
- ii) Nacientes del río Futaleufú
- iii) Área mineralizada de Los Cipreses
- iv) Área de alteración de Cerros Colorados
- v) Área de alteración de Valle Hondo

De lo expuesto se puede constatar que las manifestaciones de minerales metálicos en el sector cordillerano argentino entre los paralelos de 43° y 44° de latitud sur, está controlado por un sistema de fracturas de rumbos generales noreste y este-sureste y su emplazamiento se ve favorecido en las zonas de mayor fracturación de las rocas.

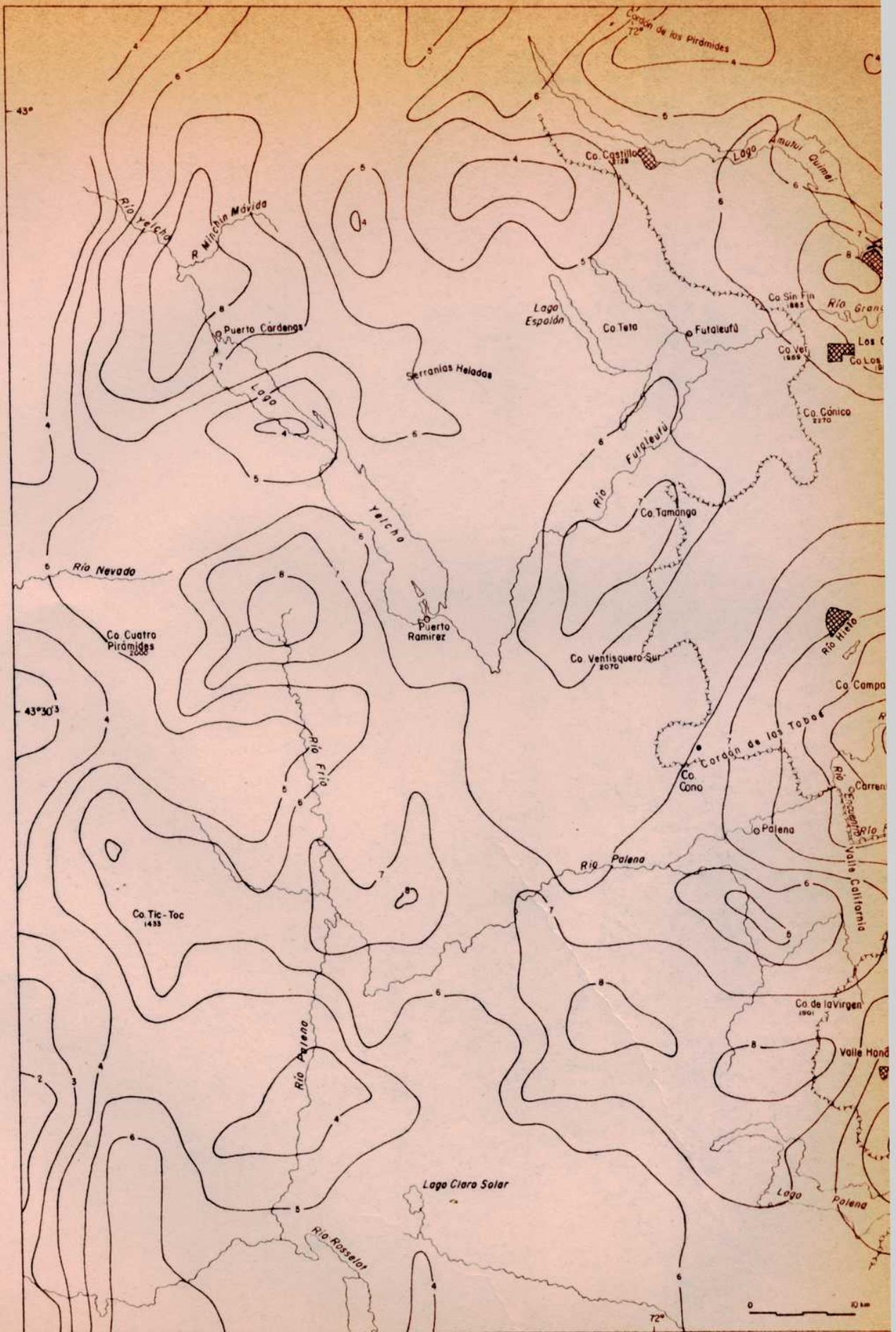


Figura 48: La densidad de lineamientos y las manifestaciones mi

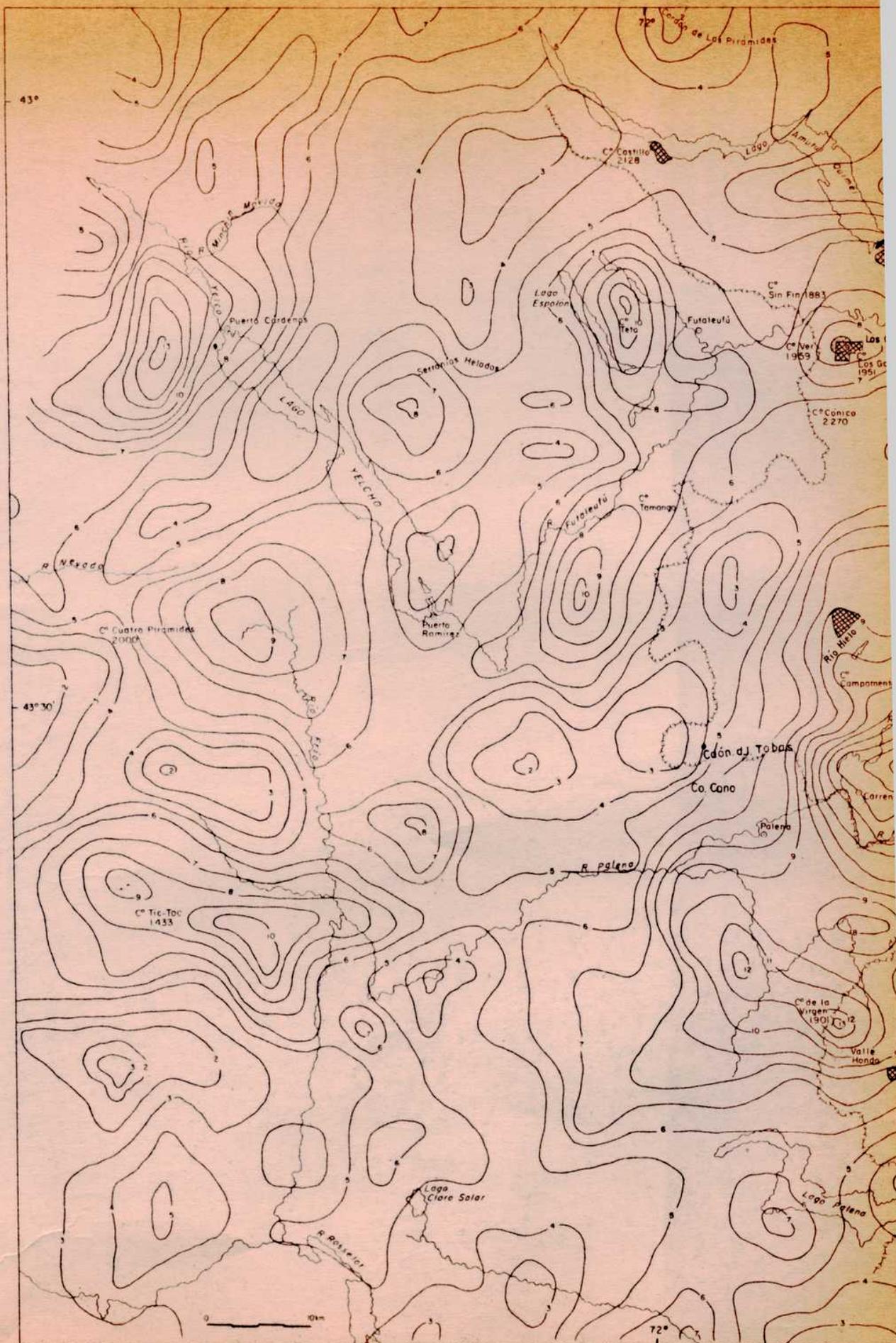


Figura 49: La densidad de intersección de lineamientos y las m
minerales.

d) Potenciales áreas de mineralización

Sobre la base de las coincidencias entre rasgos estructurales y las manifestaciones minerales, vistas en los párrafos anteriores, es posible efectuar una prognosis especulativa sobre la presencia de nuevas manifestaciones minerales en este sector de la Cordillera Patagónica.

En tal sentido, el mapa de isodensidad de lineamientos y el de isodensidad de intersección de lineamientos, junto con el análisis de las fracturas existentes, permite predecir la presencia de áreas, que por reunir las condiciones, son potenciales áreas de mineralización. A los rasgos estructurales hay que agregar la necesaria presencia de las sucesiones volcanoclásticas Jurásico-Neocomianas. Por ello, es posible recomendar la exploración y reconocimiento de las siguientes comarcas:

- i) sector al sureste del cerro Tamango
- ii) sector al oeste de valle Hondo
- iii) sector al oeste de valle California
- iv) sector del cerro Teta
- v) sector del cerro La Virgen

Además es preciso señalar que el análisis de las comarcas contiguas a las aquí consideradas, permitirá extender la posible presencia de anomalías estructurales, dentro de esta comarca, que por estar situada cerca de un límite, no han tenido suficiente expresión.

IV CONCLUSIONES

Las unidades portadoras de manifestaciones minerales en el tramo de la cordillera argentino-chilena entre Futaleufú y Lago General Vintter, son las secuencias volcánico-clásticas de las Formaciones Lago La Plata y Cordón de las Tobas, de edad jurásica tardía y berriasiana (?) - aptiana respectivamente.

La arquitectura de este sector andino responde a una estructura de bloques, originada durante los movimientos Patagónicos y reactivadas durante el ciclo Andico.

La deformación dió lugar a un sistema de fracturación con orientaciones preferenciales al norte, noroeste y este-sureste, que está presente en todos los bloques en que ha quedado dividida la cordillera.

Las áreas con alteración hidrotermal y las manifestaciones de minerales metálicos en general, están vinculadas a escala local y regional a fracturas del espectro noroeste-noreste y este-sureste, relacionadas a un sistema de compresión-tensión, desarrollado durante la compresión y probablemente reactivado por alivio tensional, luego de la misma.

La metodología de evaluación de los rasgos geológicos y estructurales desarrollada, constituye una herramienta de prospección en estas áreas de espesa cobertura boscosa, que permite seleccionar ubicaciones potenciales de mineralización metálica. Es así que se han localizado algunas comarcas sobre la base del análisis geológico-estructural realizado, con características favorables, que se recomiendan para futuras exploraciones.

AGRADECIMIENTOS

Deseo dejar constancia en este párrafo mi reconocimiento al Profesor Dr. Raúl Alberto Zardini por dirigir este trabajo y por los acertados consejos vertidos.

Asimismo, al Dr. Victor Alberto Ramos, asesor de esta tesis, mi agradecimiento por las valiosas indicaciones y sugerencias que desinteresadamente aportara.

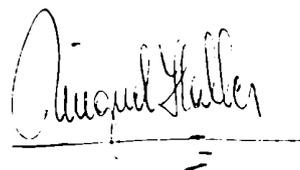
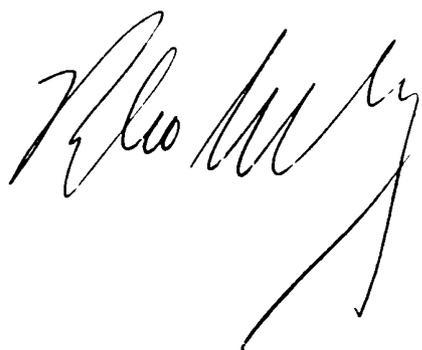
Al Servicio Geológico Nacional, por brindar los medios materiales para realizar este trabajo.

Al Centro de Geo-Fotogrametría y Sensores Remotos de Munich, por permitirme utilizar sus instalaciones y programas para el estudio de los lineamientos.

Al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, que me permitió llegar a completar mi formación universitaria.

Por último, a mi esposa, por su constante apoyo durante mis estudios y la redacción de este estudio.

Buenos Aires, 20 de diciembre de 1981.-



LISTA BIBLIOGRAFICA

- AMEGHINO, C., 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Inst. Geogr. Arg., Bol., XI:1-46, Buenos Aires.
- ANGELELLI, V. y J.C. FERNANDEZ LIMA, 1972. Ciclos Metalogénicos de la Argentina. En: A.F. LEANZA (edit.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, 197-813, Lanús.
- ANGELELLI, y J.C. FERNANDEZ LIMA, 1980. I Reseña de los Ciclos Metalogénicos de la República Argentina; II Provincias Metalogénicas. En J.C.M. Turner (coord.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, II:1603-1640, Córdoba.
- ANGELELLI, V.; J.C. FERNANDEZ LIMA; A. HERRERA y L. ARISTARAIN, 1970. Descripción del Mapa Metalogénico de la República Argentina. Dir. Nac. Geol. y Min., Anales, XV, Buenos Aires.
- ARKELL, W.J., 1931. A Monograph of British Corallian Lamellibranchia. Palaentological Society, LXXXV(5):181-228, Londres.
- BATEMAN, A.M., 1950. Economic Mineral Deposits. 2nd. edic. J. Wiley & Son, N. York.
- BERGMANN, F.A.J., 1950. Reconocimiento geológico expeditivo de la zona Esquel-Corcovado, Chubut. Yac. Carb. Fisc., Informe 690 (inérito), Buenos Aires.
- BORRELLO, A.V., 1971. Ciclo Metalogénico Geosinclinal. Prim. Simp. Nac. Geol. Econ., II:417-422, Bs. Aires.
- CABEZA QUIROGA, J.R., 1944. Informe sobre un nuevo yacimiento de carbón en los alrededores de la laguna Cronómetro, Dpto. Futaleufú-Chubut. Yac. Carb. Fisc., Informe 275 (inérito), Buenos Aires.

- CALDENIUS, C.C., 1932a. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dir. Nac. Min. Geol., Publ. 95, Buenos Aires.
- CALDENIUS, C.C., 1932b. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Soc. Cient. Arg., Anales, CXIII:49-70, Buenos Aires.
- CASTRILLO, E., 1977. Informe preliminar proyecto 04HC Trevelin. Servicio Nacional Minero Geológico, Plan Patagonia Comahue, C. Rivadavia.
- CAZAU, L.B., 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En A.F. LEANZA (edit.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, 727-740, Lanús.
- CAZAU, L.B., 1980. Cuenca de Ñirihuau - Ñorquinco-Cushamen. En J.C.M. Turner (coord.) Geología Regional Argentina. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, II:1149-1172, Córdoba.
- COIRA, B., F.E. NULLO; C. PROSERPIO y V.A. RAMOS, 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nord Patagónico (Provincias de Río Negro y Neuquén). Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX(4):361-383, Buenos Aires.
- CHARRIER, R. y V. COVACEVICH, 1980. Paleogeografía y Bioestratigrafía del Jurásico Superior y Neocomiano en el Sector Austral de los Andes Meridionales Chilenos (42°-56° latitud sur). Seg. Congr. de Paleont. y Bioestr. y Primer Congr. Latinoamer. de Paleontología, V:153-175, Buenos Aires.
- CHARRIER, R.; E. LINARES; H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1979. Edades Potasio-Argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysen, Chile y su significado geológico. Séptimo Congr. Geol. Arg., Actas, II:23-41, Buenos Aires.
- DICKINSON, W.R., 1972. Evidence for Plate-Tectonic Regimes in the Rock Record. Am. Journ. of Science, 272:551-576, New Haven.

- DICKINSON, W.R. y D.R. SEELY, 1979. Structure and Stratigraphy of Forearc Regions. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 63(1):2-31, Tulsa.
- FERNANDEZ LIMA, J.C.R., 1971. Contribución al conocimiento de la metalogénesis de la República Argentina. Prim. Simp. Nac. Geol. Econ., I:423-434, Buenos Aires.
- FERNANDEZ LIMA, J.C. y C. LATORRE, 1978. Metalogénesis de la provincia del Chubut. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII(4):355-369, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1941. Nota preliminar sobre la hoja geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Bol. Inf. Petrol., XVIII(200):27-64, Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción Geológica de la Patagonia. Dir. Nac. Yac. Petrol. Fisc., Contrib., 3 tomos, Buenos Aires.
- FERRANDO, F., 1980. Nuevos centros volcánicos en el curso medio del río Palena. Dpto. Geol., Fac. Cs. Fis. y Matem., Univ. de Chile, Comunicaciones, 28:27-30, Santiago.
- FOSSA MANCINI, E., E. FERUGLIO y J. YUSSEN DE CAMPANA, 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. Bol. Inf. Petrol., 171: 31-95, Buenos Aires.
- FUENZALIDA, R., 1968. Reconocimiento geológico de Alto Palena (Chiloé Continental). Univ. de Chile, Fac. Cs. Fis. y Matem., Depto. Geol., Publ. 31, Santiago.
- GAAL, G., 1972. Tectonic Control of some Ni-Cu deposits in Finland. 24th Int. Geol. Congr., 4:215-224, Québec.
- GARSON, M. y J. KRS, 1976. Deep Crustal Fractures and its relationship to mineralization. N.S.W. Geol. Sur., Quartl. notes, 16:23-31, Sydney.
- GONZALEZ BONORINO, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b-Río Foyel (Terr. Río Negro). Dir. Min., Geol. e Hidrol., Bol. 56, Buenos Aires.

- GONZALEZ BONORINO, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fund. Bariloche, Dpto. Rec. Nat. y Energ., Publ. 16, S.C. de Bariloche.
- GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°. Primer Congr. Panam. Ing. Minas y Geología, Anales, II:368-379, Santiago.
- HALLER, M.J., 1976. Informe preliminar de la Hoja 44a-b Trevelin, Provincia del Chubut. Serv. Geol. Nac., Inf. inédito, Buenos Aires.
- HALLER, M.J. y O.R. LAPIDO, 1980a. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV(2):230-247, Buenos Aires.
- HALLER, M.J. y O.R. LAPIDO, 1980b. The Jurassic-Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes. Trabajo leído en el Simposio de la Evolución Magmática de los Andes, XXVI Congreso Geológico Internacional, Paris, y presentado para su publicación en el Earth Science Reviews, Amsterdam.
- HALLER, M.J., O.R. LAPIDO; A. LIZUAIN y R.F.N. PAGE, 1981. El mar tithono-neocomiano en la evolución de la Cordillera Patagónica. En: W. Volkheimer y E.A. Musacchio (edit.) Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. 1:221-238, Buenos Aires.
- HALPERN, M. y R. FUENZALIDA, 1978. Rubidium-Strontium Geochronology of a Transect of the Chilean Andes between latitudes 45° and 46° S. Earth and Planetary Science Letters, 41:60-66, Amsterdam.
- HALPERN, M.; P.N. STIPANICIC y R.O. TOUBES, 1975. Geocronología (Rb/Sr) en los Andes Australes Argentinos. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX(2):180-192, Buenos Aires.
- HEIM, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (Preliminary Report). Eclog. Geol. Helvet., 33(1):25-51, Zürich.

- HERVE, F., 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente, (Prov. de Valdivia). Prim. Congr. Geol. Chil., I:B39-B56, Santiago.
- HERVE, F.; M. ARAYA; J. FUENZALIDA y A. SOLANO, 1979a. Nuevos antecedentes de la geología de la costa de Chiloé Continental, Xa. Región, Chile. Séptimo Congr. Geol. Argent., Actas, I:629-638, Buenos Aires.
- HERVE, F.; M. ARAYA; J. FUENZALIDA y A. SOLANO, 1979b. Edades radiométricas y tectónica neógena en el sector costero de Chiloé Continental, X Región. Segundo Congr. Geol. Chil., Actas, I:F1-F18, Santiago.
- HEYL, A.V., 1972. The 38th parallel lineament and its relationship to ore deposits. Econ. Geol., 67:879-894.
- HOBBS, W.H., 1912. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. Geol. Soc. Amer., Bull., 22:123-176, Boulder.
- INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS, 1968. Mapa geológico de Chile a escala 1:1.000.000. Inst. Inv. Geol., Santiago.
- JAMES, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. Geol. Soc. Amer., Bull., 82:3325-3346, Boulder.
- KATZ, M.B., 1977. Lineament analysis of Landsat imagery applied to mineral exploration. Symp. on Mineral Exploration Techniques in Tropical Rain Forests, Assoc. Geosc. Intern. Develop., Background Document N° 15, Caracas.
- KRUGER, P., 1909. Die Patagonischen Anden zwischen dem 42. und 44. Grade südl. Breite. Peterm. Mitteil. Erg. Heft 164, Gotha.

- LAGALLY, U., 1975. Geologische Untersuchungen im Gebiet Lago General Carrera-Lago Cochrane, Prov. Aisen/Chile unter besonderer Berücksichtigung des Grundgebirges und seiner Tektonik. Inst. f. allg. u. angew. Geol. u Mineral. der Univ. München, Mitteil. u. Arb., N.F. 208, Munich.
- LANYI, L.P., 1970. Central hidroeléctrica Futaleufú, Estudio Geológico. Agua y Energía, Geotécnica, Inf. inédito, Buenos Aires.
- LARSON, R.L. y W.C. PITMAN, 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. Geol. Soc. Am., Bull., 83:3645-3662, Boulder.
- LATTMAN, L.H. y R.M. MATZKE, 1961. Geological significance of fracture traces. Photog. Engineering, 27:435-438.
- LEVANDOWSKI, P.W., T.V. JENNINGS y W.T. LEHMAN, 1976. Relations between ERTS lineaments, areomagnetic anomalies and geological structure in north central Nevada. First Int. Conf. New Basement Tectonics, Proceed., Utah Geol. Assoc., Publ., 5:106-117.
- LEVI, B.; A. AGUILAR y R. FUENZALIDA, 1966. Reconocimiento Geológico en las provincias de Llanquihue y Chiloé. Inst. Inv. Geol., Bol. 19, Santiago.
- MALUMIAN, N. y J.V. PLOSKIEWICZ, 1976. El liásico fosilífero de Loncopán, Departamento Tehuelches, Provincia del Chubut, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXI(4):279-280, Buenos Aires.
- MARQUEZ, M.J., 1980. Informe geológico preliminar proyecto 04HB Esquel, 04HC Trevelin. Servicio Minero Nacional, Plan Patagonia Comahue, C. Rivadavia.
- Mc CARTNEY, W.D. y R.F. POTTER, 1962. Mineralization as related to structural deformation, igneous activity and sedimentation in folded geosynclines. Canad. Min. Journ., 83:83-87.

- MERZER, A.M. y R. FREUND, 1976. Equal spacing of strike slip faults. Geophys. J. Royal Soc., 45:177-188.
- MITCHEL, A.H.G. y M.S.GARSON, 1976. Mineralization at Plate Boundaries. Min. Sc. and Engin. 8:129-169, Johannesburgo.
- MOODY, J.D., 1973. Petroleum explorations aspects wrench-fault tectonics. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 57:449-476, Tulsa.
- MOODY, J.D. y M.J. HILL, 1956. Wrench fault tectonics. Geol. Soc. Amer., Bull., 67:1207-1246, Boulder.
- MOORE, J.M., 1976. A major lineament in the Arabian Shield and its relationship to mineralization. Mineral. Dep., 11:323-328, Würzburg.
- NULLO, F.E. y C. PROSERPIO, 1975. La formación Traquetrén en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXX(2):133-150, Buenos Aires.
- O'LEARLY, D.W.; J.D. FRIEDMAN y H.A. POHN, 1976. Lineament, linear, lineation: Some proposed new standarts for old terms. Geol. Soc. Amer., Bull., 87:1463-1469, Boulder.
- OYARZUN, M. y J. FRUTOS, 1980. Metallogenesis and porphyry deposits of the Andes (Southeastern Pacific Region). B.R.G.M. n° 106, 26th Inter. Geol. Cong., colloque C₁, Ressources minérales, 50:62. París.
- PESCE, A.H., 1979a. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43°30' y 44°de latitud sur y sus áreas mineralizadas. Séptimo Cong. Geol. Arg., Actas, I:257-270, Buenos Aires.
- PESCE, A.H., 1979b. El plutonismo Cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica, República Argentina. Cuarto Congr. Geol. Latinoamer. (en prensa), Port of Spain.

- PESCE, A.H., 1980. Posible existencia de depósitos de sulfuros volcánicos en la Cordillera Patagónica Septentrional, Argentina. Reinterpretación. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV(2):273-275, Buenos Aires.
- PEREZ, E. y R. REYES, 1977. Las Trigonias de Chile y su valor cronoestratigráfico. Inst. Inv. Geol. Chile, Bol., 30, Santiago.
- PETERSEN, U., 1970. Metallogenic Provinces in South America. Geolog. Rundschau, 59(3):834-897, Stuttgart.
- PEZZUCHI, H.D., 1977. Informe preliminar hoja Lago General Vintter (Hoja 45a). Serv. Min. Nac., Plan Patagonia Comahue, C. Rivadavia.
- PHILLIPS, W.J., 1972. Hydraulic fracturing and mineralization. Geol. Soc. Lond., J., 128:337-359, Londres.
- PIATNITZKY, A., 1946. Informe preliminar de la zona al sur de Esquel hasta el río Corcovado. Yac. Carb. Fisc., Inf. 517 (inédito), Buenos Aires.
- QUARTINO, B.J., 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana. Univ. Bs. As., F.C.E. y N., Tesis doctoral 717 (inédita), Bs. Aires.
- QUARTINO, B.J., 1970. Geología de la zona de la presa de Futaleufú y sus obras complementarias (Provincia de Chubut). Agua y Energía, Geotécnica, Inf. inédito. Buenos Aires.
- QUARTINO, B.J. y C.A. RINALDI, 1975. La continuación antártica de la faja cuproplumbífera de la Cordillera Patagónica y su relación con los factores geológicos de localización. Segundo Congr. Iberoamer. Geol. Econom., III: 7-20, Buenos Aires.
- QUENSEL, P.D., 1911. Geologische-petrographische Studien in der Patagonischen Kordillera. Geol. Inst. Upsala, Bull., 11:1-114, Upsala.
- QUENSEL, P.D., 1913. Die Quarzporphyr und Porphyroid Formation in Südpatagonien un Feuerland. Geol. Inst. Upsala, Bull., 12:9-40, Upsala.

- RAMOS, V.A., 1976a. Evolución tectónica del basamento precámbrico de Rio Grande (Rio Grande do Sul, Brasil). Sexto Congr. Geol. Arg., Actas, I:187-204, Bs. Aires.
- RAMOS, V.A., 1976b. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, Provincia del Chubut, República Argentina. Primer Congr. Geol. Chil., Actas, I:A43-A64, Santiago.
- RAMOS, V.A., 1977a. Descripción Geológica de la Hoja 47a-b, Lago Fontana, provincia del Chubut. Serv. Geol. Nac., Inf. inédito, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1977b. Basement tectonics from Landsat imagery in mining exploration. *Geologie en Mijnbouw*, 56(3):243-252, *Mijnbouw*.
- RAMOS, V.A. y A.H. PESCE, 1979. Metalogénesis de la provincia del Chubut, Comentario. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXIV(1):80-82, Buenos Aires.
- RENNER, J.G.A., 1968. The structural significance of lineaments in the Eastern Monsech Area, Province of Lérida, Spain. *Intern. Inst. Aer. Surv. Earth Sc. (ITC)*, Publ. Ser. B 45, Delft.
- ROTH, S., 1899. Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampa Region. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.*, Beilageband XXVI:92-150, Stuttgart.
- ROTH, S., 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia, durante los años 1897 a 1899, Universidad Nacional de La Plata. *Mus. de La Plata, Rev.*, XXVI, (Tercera Serie) II:333-392, La Plata.
- ROWAN, L.C. y P.H. WETLAUFER, 1973. Structural analysis of Nevada using ERTS-1 images: a preliminary report. *Symp. Significant Results obtained for ERTS-1, NASA SP-327*: 413-424.
- RUIZ, C., 1965. Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile. Instituto de Inv. Geol., Santiago.

- RUSSEL, M.J., 1973. Base Metal mineralization in Ireland and Scotland and the formation of the Rockall Trough. En: D.H. TARLING y S.K. RUNCORN (edit.) Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, 581-597.
- SALES, J., 1968. Crustal mechanics of Cordilleran foreland deformation: a regional and a scale model approach. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 52:2016-2044, Tulsa.
- SATO, T., 1977. Los sulfuros masivos volcanogenéticos, su metalogenia y clasificación. Univ. de Sonora, Dpto. de Geología, Publ. 1, 54 págs., Sonora.
- SCHEIBNER, E. y B.P. STEVENS, 1974. The Lachlan River lineament and its relationship to metallic deposits. N.S.W. Geol. Surv., Quart. Notes, 14:8-18.
- SEPULVEDA, E.G. y R.M. VIERA, 1980. Geología y área de alteración en el cerro Colorado y alrededores Chubut Noroccidental. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXV(2):195-202, Bs. Aires
- SHAW, E., 1939. Informe geológico "Zona Hoja 41-b" (Ñorquinco). Terr. Río Negro. Yac. Petrol. Fisc., Inf. inédito, Buenos Aires.
- SILLITOE, R.H., 1976. Andean Mineralization: A Model for the Metallogeny of Convergent Plate Margins. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 14.
- SKARMETA, J. 1976. Evolución tectónica y paleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aysen (Chile), durante el Neocomiano. Actas Primer Congr. Geol. Chil., I:B1-B15, Santiago.
- SKARMETA, J. 1978. Región Continental de Aysen entre el Lago General Carrera y la Cordillera Castillo. Carta Geológica de Chile escala 1:250.000, Inst. Inv. Geol, 29, Santiago.
- SKARMETA j. y R. CHARRIER, 1976. Geología del sector fronterizo de Aysen entre los 45°-46° Lat. Sur, Chile. Séptimo Congr. Geol. Arg., Actas, I:267-286, Buenos Aires.

- SMIRNOV, V.I., 1968. The sources of ore-forming fluids.
Econ. Geol., 63:380-389.
- SONDER, R.A., 1947. Shear pattern of the earth's crust: discussion. Amer. Geoph. Union, Trans., 28:939-945.
- STIEFEL, J., 1972. Zur tektonischen Entwicklung Chiles im Känozoikum. Geol. Rundschau, 61:1109-1125, Stuttgart.
- STONE, D.S., 1969. Wrench faulting and Central Rocky Mountain tectonics. En: The Mountain Geologists, 6:67-79.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Review, 12:1-33, Amsterdam.
- STRECKEISEN, A., 1978. Classification of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. N. Jb. Miner. Abh., 134:1-14.
- TCHALENKO, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soc. Amer., Bull., 81:1625-1640, Boulder.
- THIELE, R.; J.C. CASTILLO; R. HEIN; G. ROMERO y M. ULLOA, 1979. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' latitud sur, Chile, (Comunas Futaleufú y Palena). Séptimo. Congr. Geol. Arg., Actas, I:577-591, Buenos Aires.
- THIELE, R. y R. HEIN, 1979. Posición y evolución tectónica de los Andes Nord-Patagónicos. Segundo Congr. Geol. Chil., Actas, II:B33-B46, Santiago.
- THOMAS, G.E., 1974. Lineament block tectonics: Williston-Blood Creek Basin. Amer. Association Petr. Geol., Bull., 58(7):1305-1322, Tulsa.
- TOUBES, R.O. y J.P. SPIKERMANN, 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXVII(4):382-396, Buenos Aires.

- TURNER, J.C.M., 1978. Perfil geológico entre los ríos Chubut y Tecka (Provincia del Chubut). Mus. Arg. Cs. Nat. "Bernardino Rivadavia" e Inst. Nac. Inv. Cs. Nat., Revista, Geol., VIII(3):71-93, Buenos Aires.
- van der MOHR, H.E.C., 1966. Fracture analysis from aerial photographs. First Congr. Intern. Soc. Rock Mechanics.
- VAN EYSINGA, F.W.B., 1975. Geological Time Table. 3rd edic., Elsevier S.P., Amsterdam.
- VEINING MEINESZ, F.A., 1947. Shear pattern of the earth's crust. Amer. Geoph. Union, Trans., 28:1-61.
- VIERA, R. M., 1979. Area "Los Cipreses". Proy. Fon. Rot. Nac. Un., Serv. Min. Nac., Informe inédito, Trevelin.
- WILCOX, R.E.; T.P. HARDING y D.R. SEELY, 1973. Basic Wrench Tectonics. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 57(1):74-96, Tulsa.
- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. Asoc. Geol. Arg., Rev., XIX(2):85-108, Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W., 1965. Reconocimiento geológico de la zona Río Encuentro-Río Falso Engaño, Chubut. Serv. Geol. Nac., informe N° 346 (inédito), Buenos Aires.

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 65

Ancho: 66

Descripción: Geología del sector cordillerano entre Futaleufú y el rincón del aceite -1981-

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 60

Ancho: 55

Descripción: Figura 3. Geología de la cordillera patagónica entre Futaleufú y Lago Vintter -1981-

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 63

Ancho: 56

Descripción: Figura 6. Mapa de lineamientos de la Cordillera Patagónica. Entre Futaleufú y Lago Vintter.

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 46

Ancho: 48

Descripción: Figura 7. Mapa de isodensidad de lineamientos.

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.

Tesis de Posgrado

Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 46

Ancho: 48

Descripción: Figura 8. Mapa de isodensidad de intersección de lineaminetos.

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.