

*Universidad de Chile
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Geología*

**"Evidencias de cambios climáticos ocurridos durante el
Cuaternario en la zona de Antofagasta, II Región"**

Gabriel Easton Vargas



Profesora Guía : Sra. Sara Elgueta Dedes
Profesores de Comisión: Sra. Sofía Rebolledo Lemus
: Sr. Gérard Hérail
Profesor Invitado : Sr. Luc Ortlieb

*Tesis para optar al grado de
Magister en Ciencias, Mención Geología
y al título de Geólogo*

403-8075

*Santiago de Chile,
Diciembre de 1996*

*A Delia, a la mujer cuya fuerza me acompaña y
nutre desde los comienzos de esta vida*

*A Kimio, a una inolvidable labor y un maravilloso
legado*

A Luc, a un inagotable guía



*Muyai puri yuyu talu sayi
tami puri pachata
awai awai awai
Kimai isai karau monte kolkoinar
chiles isai karau sairi sairina
sairi sairina sairi sairi
yentes lulaines yentes karar
yentes ilyaukar saflu islilya
Uwai leyai likau semaino
i pauna lekau semaino
i kaper likau sema
i heya techajmita
i heya kataluyake
i yayawe i yayawe
i yawe yolaskita
i yawe yolaskita*

*Agua del cerro Moyar, vegas del lago Talaus
Aguada Tamas de la Tierra
fluid, fluid, fluid...
Cerro Kimal atraed truenos y nubes
Cerro Chilikues atraed lluvia, lluvia, lluvia, lluvia
Lluvia, lluviecitas, lluvia, lluvia
vaciad yerbas y brebajes dulces
vaciad yerbas, pastos verdes...
Fluid lejos, únanse las parejas
y la papa pequeña, únanse las parejas
y el maíz, únanse las parejas
y servidme alojita,
y servidme señor
y harto, harto
y harta comida
y harta comida.*

Parte de una rogativa en kunza (antiguo dialecto atacameño) cantada durante la ceremonia del Talátur, *minga* de limpieza de los canales del poblado de Socaire.

Texto rescatado por Thomas Bartel en 1957, traducido al español por Lautaro Núñez en 1991, recopilado de "Agua, ocupación del espacio y economía campesina en la región atacameña", Pierre Pourrut y Lautaro Núñez, 1995.

Resumen

La zona costera de la Región de Antofagasta, en la cual se ubica la bahía de Antofagasta, se encuentra actualmente sometida a un clima de marcada aridez, caracterizado por una precipitación media anual típica cercana a los 4 mm/año. Sin embargo, esporádicamente la zona se ve afectada por fuertes lluvias, capaces de acumular más de 20 mm en unas pocas horas. Estas lluvias generan flujos de detritos o barro que históricamente han causado desastres. Si bien la sedimentación aluvial actual se enmarca dentro de este clima de gran aridez, existen algunos antecedentes regionales que sugieren la ocurrencia, durante el Pleistoceno tardío y Holoceno, de períodos menos áridos. Por otra parte, antecedentes geológicos indican que, durante el Cuaternario, el margen costero cercano a Antofagasta ha estado sometido a una tectónica activa que ha condicionado su alzamiento.

Dentro de este marco, los objetivos de este trabajo consistieron en determinar la influencia del tectonismo y del clima en la sedimentación aluvial durante el Cuaternario en la zona, determinar la recurrencia de eventos aluviales durante el Holoceno, fundamentalmente en tiempos históricos, y reconstituir la evolución paleoclimática, específicamente en el Pleistoceno tardío y Holoceno.

La realización de estos objetivos se consiguió a través del estudio de la geomorfología y principales estructuras del área, enfatizando en las fallas que afectan a la cobertura sedimentaria, como también a través del estudio de la disposición morfológica, estratigrafía y sedimentología de los depósitos aluviales de la zona de trabajo. También se revisaron las crónicas de los periódicos locales, disponibles a partir de 1916, así como los registros de pluviometría de la zona, disponibles a partir de 1904.

Los resultados obtenidos del análisis morfoestructural, indican que la deformación en el margen costero cercano a Antofagasta, se ha materializado, durante el Cuaternario, según bloques limitados por fallas, de probable componente normal, transversales a las mayores unidades morfoestructurales del área, estas últimas de orientación predominante N-S. La unidad más destacada de la zona, el frente de montaña denominado Escarpe Costero, muestra indicios morfológicos que sugieren que corresponde a una falla normal de alto ángulo y manteo hacia el oeste. Las fallas y lineamientos de la zona se orientan principalmente según direcciones N-S, NW y NE. Las fallas N-S afectan a los sedimentos cuaternarios, y crean morfologías de grabens. Esta geometría de fallas y lineamientos es compatible con una extensión E-W.

La disposición de las terrazas de abrasión marina de la Franja Costera, indica que la tasa de alzamiento durante el Cuaternario, ha sido mayor en el sector norte que en el sector sur. El alzamiento de la costa, específicamente la ubicación de las terrazas de abrasión marina, junto con la actividad del Escarpe Costero, han condicionado la disposición de los abanicos aluviales de la Franja Costera. Estos últimos se disponen según un patrón predominantemente telescópico, y están constituidos por capas que, a partir del frente de la montaña, progradan en offlap. Este patrón telescópico es menos marcado en el sector norte, en donde los abanicos más jóvenes tienden a montarse sobre los más antiguos, denotando una mayor actividad tectónica cuaternaria del frente de montaña en esta zona.

Por otro lado, los estudios de climatología histórica, de estratigrafía y de sedimentología, indican que durante este último siglo, a partir de 1916, la zona de Antofagasta ha sido afectada por flujos de detritos en cinco oportunidades. Esto ha ocurrido en Agosto de 1930, Julio de 1940, Mayo de 1982, Julio de 1987 y Junio de 1991. Las lluvias que han ocasionado los flujos se han caracterizado por su intensidad, llegando a acumular hasta 40 mm en alrededor de tres horas. Esta recurrencia de lluvias tipifica la aridez que actualmente afecta a la zona, la cual se habría instalado alrededor de los 7000 años.

Durante el Pleistoceno tardío, después de 125000 años, hubo una sucesión de un período árido, seguido de uno de mayor pluviosidad, que culminó durante el Holoceno temprano. Las lluvias que caracterizaron al período de mayor pluviosidad provenían, más probablemente, desde el SW, asociadas a un corrimiento hacia el norte del Cinturón de Vientos Oeste. La sucesión de estos períodos, a los cuales siguió el actual período árido, representa los grandes ciclos climáticos, glaciales e interglaciales, ocurridos con posterioridad a los 125000 años.

Durante el Pleistoceno temprano a medio, ocurrió un período árido seguido de uno de mayor pluviosidad. Durante el resto del Pleistoceno medio hubo períodos de aridez semejante al actual. La duración de estos períodos, así como su relación con los ciclos climáticos, no ha sido totalmente esclarecida. Con anterioridad al Cuaternario, probablemente durante el Plioceno tardío, ocurrió un gran período de mayor pluviosidad que originó la depositación de los sedimentos aluviales más antiguos estudiados en este trabajo.

Índice

1.- Introducción

1.1. Antecedentes generales.....	1
1.2. Ubicación del área de estudio, principales asentamientos humanos, y vías de acceso.....	2
1.2.1. Ubicación y vías de acceso.....	2
1.2.2. Breve reseña histórica de los asentamientos humanos recientes del área de estudio.....	2
1.3. Objetivos.....	4
1.3.1. Objetivos generales.....	4
1.3.2. Objetivo particular.....	4
1.4. Método de trabajo.....	4
1.5. Limitaciones del estudio.....	6
1.6. Agradecimientos.....	7

2.- Clima y Geomorfología Regional

2.1. Geomorfología regional.....	9
2.2. Clima y circulación atmosférica regional.....	11
2.2.1. Circulación atmosférica regional.....	11
2.2.2. Clima.....	17
i) Clima desértico con nublados abundantes.....	17
ii) Clima desértico normal.....	18
iii) Clima de desierto marginal de altura.....	18
iv) Clima de estepa de altura.....	21
2.3. Caracterización de las lluvias que actualmente afectan a la zona de Antofagasta.....	21
2.3.1. Análisis de los registros meteorológicos.....	21
2.3.2. Información recopilada a partir de crónicas de periódicos.....	23
2.4. Conclusiones.....	26

3.- Antecedentes Paleoclimáticos

3.1. Antecedentes generales.....	28
3.2. Antecedentes paleoclimáticos y paleoceanográficos de la zona costera del norte de Chile.....	29
3.3. Antecedentes paleoclimáticos del Altiplano y Depresión central del Norte Grande de Chile.....	33

3.3.1. Antecedentes para el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno.....	33
3.3.2. Antecedentes para el Pleistoceno tardío y Holoceno.....	34
i) Último período glacial.....	34
ii) Período post-glacial.....	35
iii) Holoceno.....	35
3.4. Modos de circulación atmosférica.....	36
3.5. Conclusiones	37
4.- Antecedentes Geológicos	
4.1. Unidades litológicas y cobertura plio-cuaternaria.....	40
4.1.1. Rocas estratificadas.....	40
4.1.2. Rocas intrusivas.....	42
4.1.3. Sedimentos pliocenos (?) y cuaternarios.....	42
4.2. Estructura y Tectónica.....	43
4.2.1. Zona de Falla Atacama (ZFA).....	43
4.2.2. Escarpe Costero (EC).....	45
4.2.3. Neotectónica asociada a las terrazas marinas.....	45
i) Altimetría y edad de las terrazas.....	46
ii) Interpretaciones neotectónicas.....	47
4.3. Conclusiones	47
5.- Geomorfología y Neotectónica	
5.1. Geomorfología.....	49
5.1.1. Cordillera de La Costa.....	49
5.1.2. Escarpe Costero.....	57
5.1.3. Franja Costera.....	64
i) Descripción y consideraciones neotectónicas respecto de las terrazas de abrasión marina.....	64
ii) Descripción y marco morfoestratigráfico de los conos aluviales.....	65
5.2. Estructuras.....	74
5.2.1. Lineamientos y fallas.....	74
5.2.2. Fracturas.....	77
5.2.3. Análisis estructural de la red de drenaje.....	79
5.3. Interpretación	89

5.4. Discusión	92
5.4.1. Disposición geomorfológica de los abanicos aluviales y las terrazas de abrasión marina de la Franja Costera.....	92
5.4.2. Estructuras y Tectónica	97
6.- Estratigrafía y Sedimentología de los Depósitos Cuaternarios y Pliocenos (?)	
6.1. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos aluviales y coluviales históricos de la zona.....	102
6.1.1. Características generales.....	102
6.1.2. Estratigrafía de los depósitos históricos de la zona.....	107
6.2. Estratigrafía de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno.....	111
6.2.1. Definición de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno.....	111
i) Depósitos litorales de la terraza marina asignada al estadio isotópico 5c (125ka).....	113
ii) Unidad Coloso I.....	113
iii) Unidad Coloso II.....	113
Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades Coloso I y Coloso II.....	115
iv) Unidad Coloso III.....	115
Mecanismos y ambiente de depositación de la unidad Coloso III.....	116
v) Unidad Coloso IV.....	117
Mecanismos y ambiente de depositación de la unidad Coloso IV.....	117
6.2.2. Correlación de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno.....	118
6.2.3. Interpretación de la evolución de las condiciones paleoclimáticas imperantes durante la depositación de las unidades del Pleistoceno tardío y Holoceno	128
6.3. Estratigrafía de las unidades del Pleistoceno temprano-medio.....	132
6.3.1. Definición de las unidades del Pleistoceno temprano-medio.....	132
i) Unidad Jardines del Sur-El Toro.....	132
Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades Jardines del Sur-El Toro I y II.....	133
ii) Unidad Baquedano I.....	135
iii) Unidad Baquedano II.....	135
Mecanismos de depositación de las unidades Baquedano I y II.....	135

iv) Unidad El Toro Sur.....	135
Mecanismos de depositación de la unidad El Toro Sur.....	137
v) Unidad Las Conchas.....	137
Mecanismos de depositación de la unidad Las Conchas.....	140
6.3.2. Correlación y discusión de la edad de las unidades asignadas al Pleistoceno temprano-medio.....	140
6.3.3. Interpretación de la evolución de las condiciones climáticas imperantes durante la depositación de las unidades del Pleistoceno temprano-medio.....	147
6.4. Estratigrafía de las unidades asignadas al Plioceno.....	150
6.4.1. Definición de las unidades del Plioceno temprano (?)......	150
i) Unidad El Bucy alto.....	151
ii) Depósitos de arenas cólicas antiguas.....	151
iii) Unidad "Grupo 3".....	151
Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades del Plioceno temprano (?)......	151
6.4.2. Definición de las unidades del Plioceno tardío (?)......	152
i) Unidad La Negra.....	152
ii) Unidad "Grupos 5 y 6".....	152
iii) Depósitos aluviales antiguos, dispuestos sobre la Terraza de Antofagasta.....	153
Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades del Plioceno tardío (?)......	153
6.4.3. Interpretación de la evolución de las condiciones climáticas imperantes durante la depositación de las unidades del Plioceno.....	154
6.5. Discusión.....	155
6.5.1. El registro histórico.....	155
6.5.2. El registro del Pleistoceno tardío y Holoceno.....	156
6.5.3. El registro del Pleistoceno temprano y medio.....	159
6.5.4. El registro antiguo (Plioceno ?).....	160
7.- Conclusiones.....	162
Referencias.....	166

Índice de Figuras

Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.....	3
Figura 1.2. a: Bosquejo del puerto de Coloso alrededor de 1925, b: Bosquejo de la ciudad de Antofagasta alrededor de 1907.....	5
Figura 2.1. Distribución de las mayores unidades geomorfológicas del norte de Chile.....	10
Figura 2.2. Esquema de la geomorfología y características climáticas de la zona norte de Chile.....	11
Figura 2.3. Distribución de la presión atmosférica a nivel del mar, promediada para los meses de verano.....	13
Figura 2.4. Distribución de la presión atmosférica a nivel del mar, promediada para los meses de invierno.....	14
Figura 2.5. Promedio, para los meses de verano, de la componente horizontal de la velocidad de los vientos, entre los 10°N y 80°S.....	16
Figura 2.6. Promedio, para los meses de invierno, de la componente horizontal de la velocidad de los vientos, entre los 10°N y 80°S.....	16
Figura 2.7. Distribución de los climas que afectan al norte de Chile.....	17
Figura 2.8. Distribución de las temperaturas (a), y de las precipitaciones (b) medias anuales en el norte de Chile.....	22
Figura 2.9. Precipitación media anual en Antofagasta, entre 1904 y 1995.....	23
Figura 3.1. Curvas de variación climática	31
Figura 3.2. Esquema de la información acerca de los antecedentes paleoclimáticos del Norte Grande.....	38
Figura 4.1. Marco geológico de la zona de estudio.....	41
Figura 5.1. Perfiles topográficos de la zona de estudio.....	52
Figura 5.2. a: Bloque diagrama mostrando la disposición de las unidades morfológicas y sedimentarias en las cercanías del Escarpe Costero, b: Esquema de valles capturados y alineados	53
Figura 5.3. Esquema de la disposición morfológica de los abanicos aluviales de la zona.....	55
Figura 5.4. Perfiles topográficos trazados por los ejes de las quebradas de la zona.....	60
Figura 5.5. Esquema de la disposición de los conos aluviales sobre las terrazas marinas pleistocenas, en Caleta Coloso.....	66
Figura 5.6. Esquemas de la disposición de los abanicos aluviales en distintos sectores de la zona.....	66

Figura 5.7. Relación matemática de áreas de conos aluviales y sus respectivas hoyas hidrográficas.....	71
Figura 5.8. Relación matemática de áreas de conos aluviales y sus respectivas hoyas hidrográficas.....	72
Figura 5.9. Relación logarítmica de áreas de conos aluviales y sus respectivas hoyas hidrográficas.....	73
Figura 5.10. Terrazas aluviales antiguas del cono originado por la quebrada El Toro.....	78
Figura 5.11. Morfología del valle de la hoya superior de la quebrada El Buey.....	78
Figura 5.12. Diagramas de rosetas de orientaciones de fracturas medidas en la quebrada El Ancla.....	80
Figura 5.13. Diagramas de roseta de orientaciones de fracturas medidas en la quebrada El Huáscar.....	81
Figura 5.14. Diagramas de roseta de orientaciones de lineamientos de la red de drenaje de las hoyas hidrográficas de la zona.....	86
Figura 5.15. Interpretación estructural preliminar de una imagen satelital SPOT de parte de la zona.....	93
Figura 5.16. Esquema de desarrollo de abanicos aluviales primarios y secundarios.....	95
Figura 5.17. Modelos de comportamiento de los abanicos aluviales.....	96
Figura 5.18. Rasgos geomorfológicos asociados a actividad tectónica.....	98
Figura 6.1. Proporciones de grava, arena y finos de los depósitos históricos de la zona.....	105
Figura 6.2. Columnas y secciones estratigráficas de los depósitos históricos de la zona.....	112
Figura 6.3. Columnas estratigráficas de la sección de los conos aluviales de la Caleta Coloso.....	114
Figura 6.4. Esquema de la disposición morfológica del cono aluvial ubicado al sur de la quebrada El Buey.....	119
Figura 6.5. Sección longitudinal de los conos aluviales del sector El Huáscar.....	120
Figura 6.6. Sección estratigráfica ubicada en la quebrada Garumas.....	121
Figura 6.7. Esquemas y terminología general de las formas de los vitroclastos volcánicos.....	124
Figura 6.8. Esquemas y secciones estratigráficas ubicadas en la desembocadura de la quebrada Jardines del Sur.....	125
Figura 6.9. Sección estratigráfica ubicada al norte de la quebrada Jardines del Sur.....	127

Figura 6.10. Sección estratigráfica ubicada en la quebrada La Cadena.....	127
Figura 6.11. Croquis fotogeológico y secciones estratigráficas del sector de la quebrada Las Conchas.....	129
Figura 6.12. Esquema de componentes composicionales de arenas de dunas de la quebrada Las Conchas.....	131
Figura 6.13. Secciones estratigráficas del cono de la quebrada El Toro.....	134
Figura 6.14. Secciones estratigráficas de las quebradas Baquedano y Uribe	136
Figura 6.15. Esquema y secciones estratigráficas ubicadas al Sur de la quebrada El Toro.....	138
Figura 6.16. Secciones estratigráficas de la serie de conos ubicados al sur de la quebrada El Toro.....	141
Figura 6.17. Secciones de depósitos de laderas ubicadas al norte de la quebrada Baquedano.....	142
Figura 6.18. Esquemas de componentes porcentuales de minerales y vidrio contenidos en ceniza volcánica de caída.....	145
Figura 6.19. Escala de inversiones de la polaridad del campo magnético de la tierra para los últimos 5 Ma.....	148

Índice de Fotografías

Fotografía 5.1. Morfología de la Franja Costera en el sector de Caleta Coloso.....	50
Fotografía 5.2. Morfología de la Franja Costera en el sector de la ciudad de Antofagasta, entre las quebradas Caliche y El Ancla.....	50
Fotografía 5.3. Abanicos antiguos dispuestos en la hoya hidrográfica, al costado norte de la quebrada El Buey.....	56
Fotografía 5.4. Discordancia angular entre los sedimentos aluviales de un abanico del grupo 3, y las rocas de la Formación Caleta Coloso.....	56
Fotografía 5.5. Morfología de parte de la zona estudiada en el sector de la desembocadura de la quebrada El Buey.....	56
Fotografía 6.1. a: Sección de sedimentos de fondo de quebrada. b: detalle de un depósito de fondo de quebrada.....	106
Fotografía 6.2. Aspecto de algunos depósitos aluviales ubicados en la superficie de un cono situado en el sector sur de Caleta Coloso.....	106
Fotografía 6.3. Depósitos aluviales de ladera arenosa.....	106
Fotografía 6.4. a: Abanico aluvial de Caleta Coloso. b: Sección ubicada al norte de la quebrada Jorgillo.....	122

Fotografía 6.5. Morfología de parte de la zona estudiada en el sector de El Huáscar.....	122
Fotografía 6.6. a: Aspecto de una sección longitudinal del cono de El Huáscar. b: Detalle de relación de facies de flujos de detritos y sedimentos de ladera.....	122
Fotografía 6.7. Morfología de parte de la zona estudiada en el sector norte de la ciudad de Antofagasta.....	139
Fotografía 6.8. Acumulación cólica, al pie del Escarpoe Costero, ubicada en la desembocadura de la quebrada Rocas.....	139
Fotografía 6.9. Paleocanal de erosión y relleno, ubicado en una terraza del Pleistoceno tardío en la quebrada Rocas.....	139
Fotografía 6.10. Removilización aluvial de los sedimentos cólicos de la unidad La Negra.....	139

Índice de Tablas

Tabla 2.1. Precipitaciones en Antofagasta entre 1904 y 1968.....	19
Tabla 2.2. Precipitaciones en Antofagasta entre 1968 y 1995.....	20
Tabla 2.3. Información recopilada a partir de crónicas de periódicos.....	24
Tabla 5.1. Superficie de las hoyas hidrográficas de las quebradas de la zona.....	51
Tabla 5.2. Variación de las pendientes medias de las quebradas de la zona.....	59
Tabla 5.3. Orientaciones de los puntos de inflexión, y disposiciones del Escarpe Costero.....	64
Tabla 5.4. Superficie y número de conos encajados en la Franja Costera.....	69
Tabla 5.5. Direcciones de lineamientos y fallas de la zona de estudio.....	76
Tabla 5.6. Direcciones principales de las fracturas que afectan a las rocas de la Formación La Negra y sedimentos pliocenos.....	79
Tabla 5.7. Lineamientos (cauces) de la red de drenaje.....	83
Tabla 5.8. Direcciones de lineamientos principales de la red de drenaje.....	89
Tabla 6.1. Características específicas de los depósitos de fondos de quebrada y abanicos aluviales.....	107
Tabla 6.2. Estratigrafía y características texturales y sedimentológicas de los depósitos históricos de la zona de Antofagasta.....	108
Tabla 6.3. Composición porcentual de minerales y vidrio contenidos en ceniza volcánica de caída, intercalada en sedimentos del Pleistoceno tardío.....	123
Tabla 6.4. Composición porcentual de minerales y vidrio contenidos en ceniza volcánica de caída, intercalada en sedimentos del Pleistoceno temprano-medio.....	143

Tabla 6.5. Datos analíticos de una datación radiométrica K/Ar, en biotitas de una muestra de ceniza volcánica.....	144
Tabla 6.6. Resultados de análisis de paleomagnetismo realizado en sedimentos de la zona de estudio.....	146

Mapas Anexos

- Mapa 1.** Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta (fuera de texto).
- Mapa 2.** Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta (fuera de texto).
- Mapa 3.** Red de drenaje de las hoyas hidrográficas de las quebradas cercanas a la zona costera de Antofagasta (fuera de Texto).

Capítulo 1. Introducción

1.1. Antecedentes generales

La extrema aridez actual del Desierto de Atacama se debe a la escasez de humedad proveniente del océano Pacífico y al bloqueo de las masas de aire húmedo provenientes del Atlántico. Esta situación se atribuye a una serie de factores orográficos, atmosféricos y oceanográficos. Por una parte, la Cordillera de los Andes, con alturas superiores a los 4000 m s.n.m., constituye una barrera para la humedad proveniente del este. Por otro lado, el Anticiclón del Pacífico Sur refuerza este bloqueo y favorece la inversión térmica de la franja litoral, inducida por los efectos combinados de la corriente de Humbolt y de los vientos alisios. Esto último se traduce en que la escasa humedad proveniente del Pacífico se concentre en forma de neblina costera ("camanchaca"). Todo ésto, junto con las características orográficas del Norte Grande, en particular la existencia del Escarpe Costero, que con sus más de 1000 m s.n.m. de altura constituye una eficiente barrera topográfica, hacen del Desierto de Atacama una de las zonas más áridas del mundo.

Numerosos autores, en base a evidencias geológicas y geomorfológicas, consideran que la aridez del Desierto de Atacama se instaló a fines del Eoceno y ha permanecido así desde entonces (Brüggen, 1950; Galli-Olivier, 1967; Mortimer y Saric, 1975; Mortimer, 1980; Alpers y Brimhall, 1988). Antecedentes paleoclimáticos referidos al Cuaternario del Norte Grande se han obtenido a partir de estudios desarrollados en el Altiplano y Precordillera (Lynch, 1990; Messerli et al., 1993), los cuales indican variaciones en la hidrología y regímenes climáticos durante el Cuaternario, posiblemente asociados a cambios en la circulación atmosférica y oceánica. Estudios paleoclimáticos propiamente tales en el Desierto de Atacama, particularmente en la zona costera del Norte Grande, son escasos, y más aún a partir de evidencias geológicas y geomorfológicas. Sin embargo, existen algunos indicios estratigráficos, paleoceanográficos y arqueológicos, que indican que la aridez ha sido interrumpida en varias ocasiones desde el Plioceno tardío-Pleistoceno temprano (Ortlieb, 1994).

El entendimiento de la evolución paleoclimática de la zona costera del norte de Chile, es de gran importancia para la comprensión de los modos de circulación océano-atmosféricos a nivel regional durante el Pleistoceno y Holoceno.

En el marco de esta problemática, la realización de este trabajo de tesis se insertó en los proyectos de ORSTOM, en convenio con la Universidad de Chile y la Universidad de Antofagasta, denominados "Variaciones del clima y del ambiente en el Norte Grande de Chile" y "Neotectónica del Norte Grande de Chile".

1.2. Ubicación del área de estudio, principales asentamientos humanos, y vías de acceso

Como se verá en capítulos posteriores, la determinación de la edad de los depósitos continentales más recientes de la zona, se realizó tomando en cuenta los restos de material de origen antrópico contenido en ellos (basuras principalmente). Para ésto fue necesario, además de la ubicación y vías de acceso a la zona, considerar algunos datos históricos acerca de la ocupación reciente del área de trabajo.

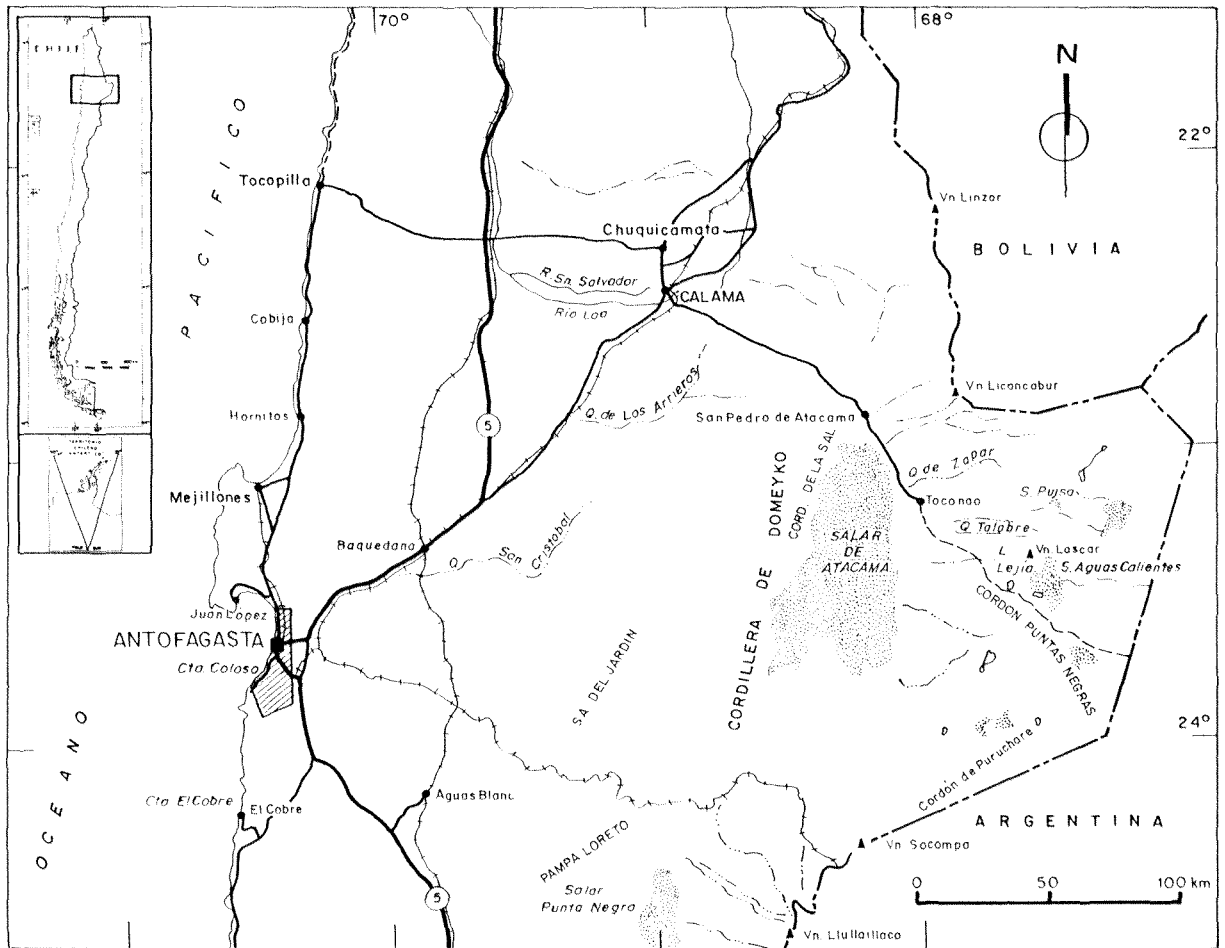
1.2.1. Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Región de Antofagasta, aproximadamente entre los 23°30'S y 23°46'S, y entre los 70°18'W y 70°28'W (Figura 1.1). Comprende la vertiente occidental de la Cordillera de La Costa, abarcando las hoyas hidrográficas de las quebradas ubicadas entre la quebrada Jorgillo, por el sur, y la quebrada La Chimba, por el norte. El límite este lo constituye la divisoria de aguas de las hoyas hidrográficas ubicadas entre las quebradas antes mencionadas, mientras que el límite oeste lo constituye la línea de costa (Figura 4.1).

La ciudad de Antofagasta se encuentra dentro de la zona de estudio, por lo cual los accesos a esta última son numerosos. Los más importantes son los caminos que, atravesando la Cordillera de la Costa, unen a la ciudad con la carretera Panamericana. Entre éstos destacan el camino que sigue la quebrada La Negra, principal acceso a Antofagasta por el sur, y el de la quebrada Salar del Carmen, principal acceso a la ciudad por el norte (Figura 4.1).

1.2.2. Breve reseña histórica de los asentamientos humanos recientes del área de estudio

Los únicos asentamientos que han tenido relevancia en la historia de ocupación reciente del área de estudio son dos: la actual ciudad de Antofagasta, y el antiguo puerto de Coloso (Figura 4.1).



SIMBOLOGIA

- | | | | |
|--|----------------------|--|------------------|
| | Panamericana, ruta 5 | | Camino de tierra |
| | Camino pavimentado | | Ferrocarril |
| | Volcanes | | Area de estudio |

Figura 1.1. Mapa de ubicación, y principales accesos, del área de estudio.

Si bien la localidad en donde se emplaza la actual ciudad de Antofagasta había sido reconocida con anterioridad a 1879, no fue sino hasta después de esta fecha cuando, a causa del auge económico del salitre, comenzó a consolidarse como poblado permanente. El puerto de Coloso, por su parte, fue fundado alrededor de 1901, y constituyó el principal puerto de embarque del mineral proveniente de las oficinas salitreras del distrito Aguas Blancas, ubicado algunos kilómetros al sureste de la ciudad de Antofagasta. El mineral era transportado por medio de un ferrocarril que, atravesando la Cordillera de la Costa por la quebrada La Negra, unía las oficinas de este distrito con el puerto de Coloso. El desarrollo de este último culminó alrededor de 1932, fecha en la cual, con motivo de la proximidad del término de las obras portuarias de Antofagasta, se autorizó el retiro de la vía férrea hacia Coloso, así como de las instalaciones de este puerto (Recabarren et al., 1983) (Figura 1.2a). A partir de esta fecha la ciudad de Antofagasta, hasta entonces de reducida extensión areal (Figura 1.2b), comenzó rápidamente a expandirse, llegando en la actualidad a ocupar la totalidad de la Franja Costera entre las quebradas La Negra y Bonilla. El antiguo puerto de Coloso se convirtió en una caleta de escasa población hasta que, a finales de la década de 1980, la Empresa Minera La Escondida inició las instalaciones de un puerto de embarque para el concentrado de cobre.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivos generales

Determinar la influencia del tectonismo y del clima en la sedimentación aluvial cuaternaria, en el área costera cercana a Antofagasta.

Determinar los procesos sedimentarios y las condiciones climáticas imperantes al momento de la depositación de los sedimentos cuaternarios continentales de la zona de Antofagasta.

Reconstituir, con los datos obtenidos, la evolución paleoclimática durante el Cuaternario tardío en el área.

1.3.2. Objetivo particular

Determinar la evolución de la recurrencia de eventos aluviales durante el Holoceno tardío, más específicamente en tiempos históricos.

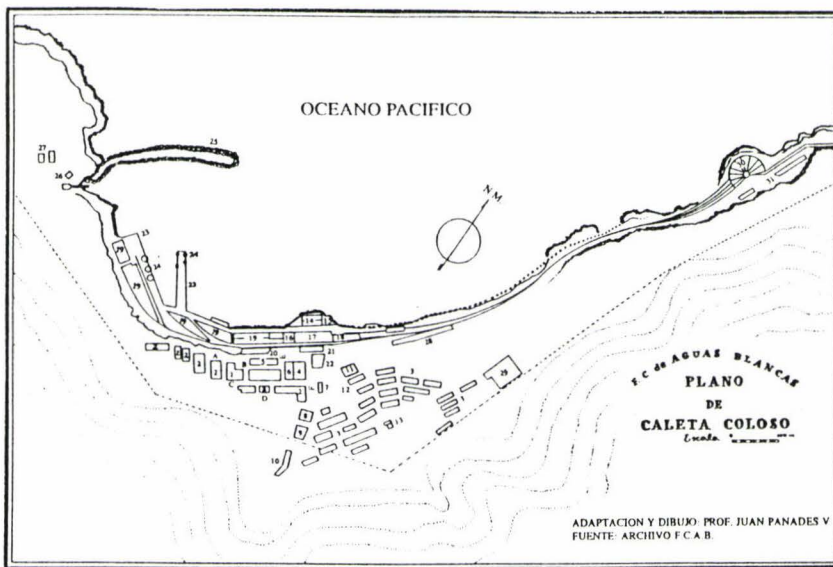


Figura 1.2a. Bosquejo del puerto de Coloso, alrededor de 1925. Se puede ver la cercanía de las construcciones a la desembocadura de las quebradas (Tomado de Recabarren et al., 1983).

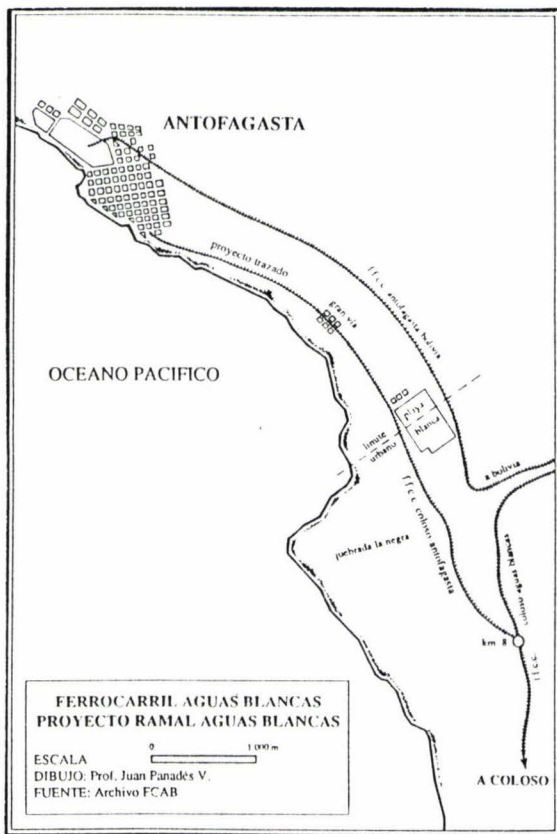


Figura 1.2b. Bosquejo de la ciudad de Antofagasta, alrededor de 1907. Se puede notar la reducida extensión de la ciudad, así como la lejanía de las construcciones a la desembocadura de las quebradas (Tomado de Recabarren et al., 1983).

1.4. Método de trabajo

La metodología utilizada para llevar a cabo los objetivos antes señalados, consistió en la siguiente:

Revisar la información disponible sobre el área de estudio, acerca de temas tanto de geología y geomorfología, como de clima y meteorología.

Revisar los registros meteorológicos y las crónicas de los periódicos, para caracterizar la ocurrencia de aluviones en tiempos históricos.

Confeccionar un mapa fotogeológico, con correcciones de terreno, a escala 1:72.000, enfatizando en los rasgos geomorfológicos y la cobertura sedimentaria continental de la zona.

Definir unidades litoestratigráficas, y caracterizarlas tanto en terreno como mediante el apoyo de análisis granulométrico de sedimentos.

Confeccionar una cronoestratigrafía de la cobertura sedimentaria de la zona, con ayuda de indicadores antrópicos de antigüedad, datos paleomagnéticos, así como relaciones geomorfológicas y estratigráficas.

Caracterizar las principales estructuras de la zona, tales como fallas, lineamientos y fracturas, enfatizando en aquellas que afectan a la cobertura sedimentaria.

1.5. Limitaciones del estudio

La principal limitación de este trabajo tiene que ver con la falta de elementos para realizar dataciones confiables, producto, entre otras cosas, de la prevaleciente aridez de la zona. Esto produjo que muchas edades fueran inferidas solamente a partir de consideraciones de tipo geomorfológico, por lo cual el rango de algunas unidades se amplió demasiado. Esto último fue más crítico en el caso de las unidades sedimentarias más antiguas definidas en este trabajo, cuyo estudio no fue profundizado a causa del enfoque, principalmente dirigido al Cuaternario, de este trabajo.

Un serio problema planteó el resultado de una datación radiométrica K-Ar, realizada en biotitas de una ceniza volcánica, lo cual es producto, entre otras causas, de las limitaciones de este método de datación en sedimentos demasiado recientes o retrabajados.

Una limitación particular concierne al "Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta" (fuera de texto). Debido a que el principal interés se centró en la cobertura sedimentaria no consolidada, la roca fundamental fue simplemente chequeada en la medida en que fue posible o necesario. En gran parte su distribución areal solamente fue asumida de trabajos anteriores.

1.6. Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer al Doctor Luc Ortlieb, investigador de ORSTOM, el haberme ofrecido el tema de tesis, y posteriormente brindarme un constante y decidido apoyo durante la realización de ésta. Asimismo, agradezco a la Profesora Sara Elgueta el haber aceptado guiar este trabajo, enriqueciéndolo con sus discusiones.

Agradezco sinceramente a las dos instituciones involucradas en la realización de este estudio. Por una parte al ORSTOM, y por otra al Departamento de Geología de la Universidad de Chile, quienes, a través de un convenio, financiaron este trabajo. Extendiendo este agradecimiento a los representantes de estas instituciones, Gérard Hérial y Miguel Angel Parada, respectivamente.

Quisiera agradecer especialmente a Pierrick Roperch, investigador de ORSTOM, su valiosa asesoría y ayuda para la confección computacional de algunas figuras, así como para la confección del "Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta".

De manera muy especial, agradezco a la Profesora Sofía Rebolledo la revisión crítica y los comentarios acerca de las distintas versiones de los capítulos de esta tesis. A Alain Lavenu, investigador de ORSTOM, y José Luis Goy, investigador de la Universidad de Salamanca, agradezco la revisión y sugerencias acerca de los temas vinculados a la actividad tectónica. Al Profesor José Rutllant agradezco la revisión y comentarios acerca de los temas vinculados con el clima.

El Dr. Nils-Axel Mörner proporcionó los datos paleomagnéticos que se presentan en este trabajo.

A Judith Oliva agradezco la realización de algunas figuras, así como la confección del "Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta". Asimismo, a Germán Baeza agradezco la realización de algunas figuras.

Quisiera agradecer a Victoria Pérez el haberme facilitado, en varias ocasiones, el uso de su computador. A María Victoria Lizana, Mónica Manríquez y Luis Alfaro, agradezco el haberme facilitado oportunamente el material bibliográfico necesario para la realización de este trabajo.

A Nelda Leiva y Sergio Villagrán agradezco la desinteresada y oportuna ayuda que me brindaron en las ocasiones en que ésta fue requerida.

Especialmente quisiera agradecer a María Rosa Rocco, por su manera cordial y siempre eficiente de solucionar los problemas que aparecieron durante los años de estudios.

Finalmente, quisiera mencionar el permanente apoyo y comprensión que me brindó mi familia durante la realización de este trabajo, como también en el transcurso de los años de estudios.

Capítulo 2. Clima y Geomorfología Regional

"La condición de completa aridez de esta zona, entre el Norte de Tarapacá y el Sur de Taltal, caracteriza su fisonomía típica de desierto, hostil a toda clase de vida. Abierta hasta el horizonte, tersa y desnuda, sugiere, como todo el desierto, la idea de ser un vestíbulo a la eternidad. El silencio, la quietud y la vastedad espacial son sus características... Para la justa comprensión de la vida humana que se ha desarrollado aquí, habrá que tener presente, a cada instante, ese carácter de completa soledad que domina esta región". Oscar Bermúdez. "La Historia del Salitre", 1963.

La marcada aridez del clima que actualmente afecta a la región, y en particular a la zona de estudio, está íntimamente relacionada tanto a la circulación atmosférica como a las características orográficas regionales. En este capítulo se abordan estos temas, y se caracteriza, además, la ocurrencia de las lluvias que actualmente afectan al área de trabajo.

2.1. Geomorfología regional

En la II Región, parte del Norte Grande de Chile, destacan seis unidades geomorfológicas dispuestas de manera relativamente paralela a la línea de costa, que desde oeste a este son: "planicie" costera, Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera, cuencas preandinas y Cordillera de los Andes (incluyendo el Altiplano) (Figuras 2.1 y 2.2).

La "planicie" costera, denominada en adelante "Franja Costera", corresponde a una franja angosta de 1 a 2 km de ancho, que alcanza excepcionalmente 15 km en la Península de Mejillones. Se eleva desde la línea de costa hasta alturas menores a 250 m s.n.m., y en realidad no constituye una planicie, sino más bien una serie de superficies escalonadas sobre las cuales se disponen conos aluviales. Estas superficies corresponden a terrazas de abrasión marina, la mayoría de ellas labradas durante el Cuaternario.

La Cordillera de la Costa constituye una cadena de montaña, cuyo ancho varía desde menos de 10 km hasta 50 km, con cotas que alcanzan localmente los 2000 m s.n.m. En su borde occidental está limitada por el Escarpe Costero, el cual se extiende de manera continua desde Arica hasta Taltal, con una altura media de 700 m s.n.m.

La Depresión Intermedia está compuesta por pedimentos, cadenas de cerros, "pampas" y salares, alcanzando una elevación media de 2000 m s.n.m.

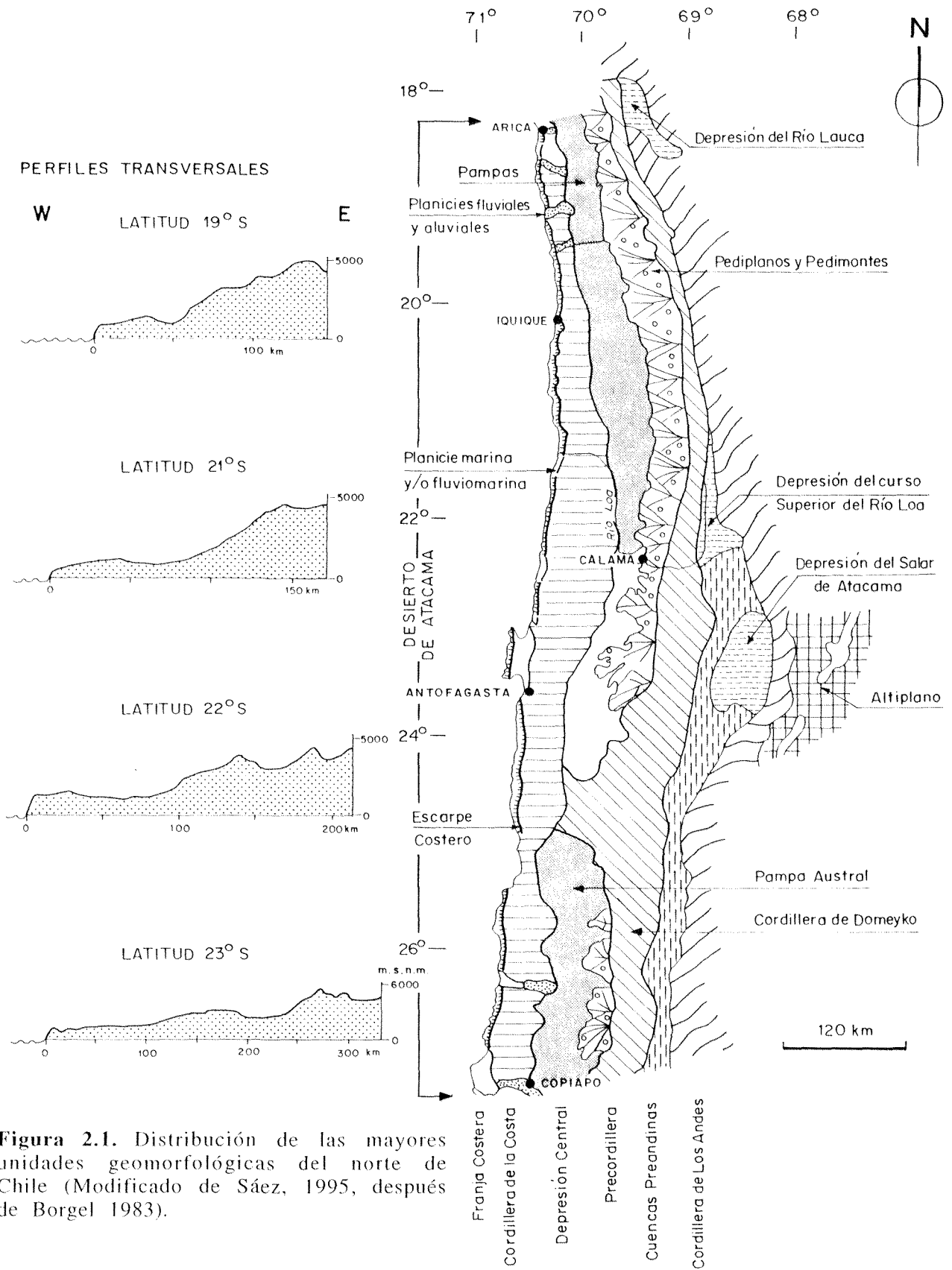


Figura 2.1. Distribución de las mayores unidades geomorfológicas del norte de Chile (Modificado de Sáez, 1995, después de Borgel 1983).

La Precordillera constituye una cadena de montaña que alcanza elevaciones locales de hasta 4000 m s.n.m.

Las cuencas preandinas constituyen depresiones emplazadas entre la Precordillera y el Altiplano, en las cuales se ubican salares de gran envergadura areal, como el Salar de Atacama.

En la Cordillera de los Andes se emplaza una cadena de volcanes activos que alcanzan cotas por sobre los 4000 m s.n.m., tras los cuales, hacia el este, se extiende el Altiplano.

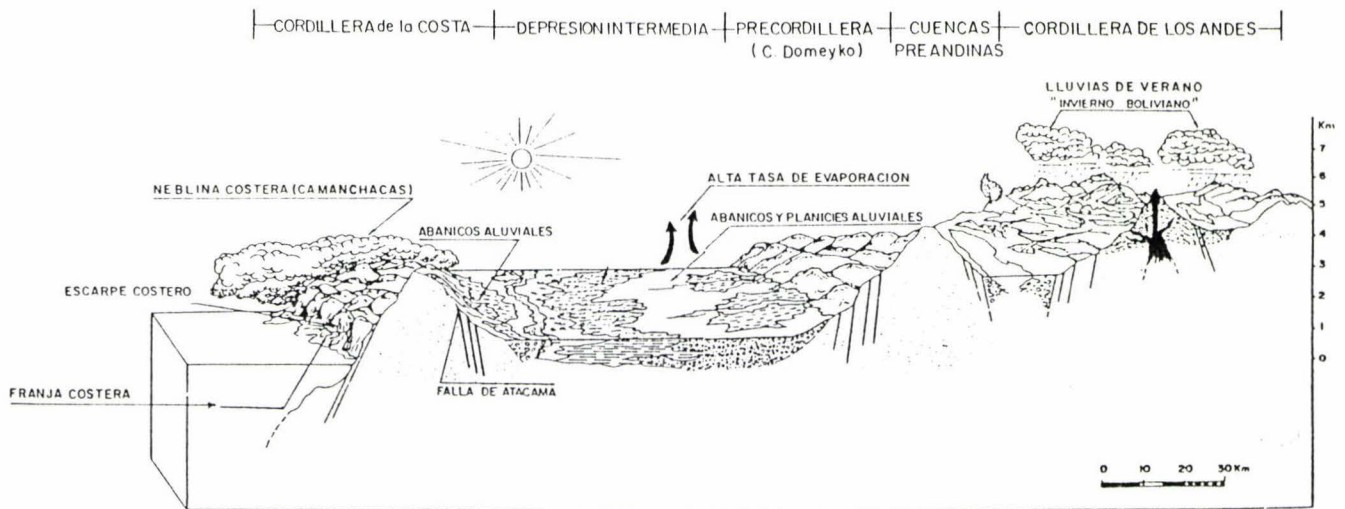


Figura 2.2. Esquema de la geomorfología y características climáticas de la zona norte de Chile (Modificado de Chong, 1988).

2.2. Clima y circulación atmosférica regional

A continuación se describe el clima del territorio norte del país, con mayor énfasis en la zona cercana al área de trabajo. La descripción de la circulación atmosférica abarca la mayor parte de América del Sur.

2.2.1. Circulación atmosférica regional

De manera general, la circulación de la atmósfera está regida por la distribución de la presión atmosférica. Los vientos, adveectores de características como la temperatura y la humedad, tienden a moverse desde zonas de alta presión a zonas de

baja presión. De esta manera, los núcleos de alta presión superficial (A) constituyen áreas de divergencia de flujo, conformando zonas de gran estabilidad atmosférica cerca de la superficie. Los núcleos de baja presión (B), en cambio, constituyen áreas de convergencia, las cuales conforman zonas de inestabilidad atmosférica, en las que se desarrollan nubosidad y precipitaciones. Este movimiento se ve, además, modificado por efecto de la rotación terrestre y la fricción superficial ("efecto de Coriolis") produciendo que, en los núcleos de alta presión, en el hemisferio sur, la componente de la circulación horizontal de los vientos tenga un sentido antihorario. En los núcleos de baja presión, en cambio, ésta se realiza en sentido horario.

En las Figuras 2.3 y 2.4 se esquematiza un promedio de los campos de presión atmosférica a nivel del mar, en la región de América del Sur, para los meses de verano (Diciembre-Febrero), e invierno (Junio-Agosto) (Schwerdtfeger, 1976). En ambas figuras destacan dos rasgos de suma importancia para el clima de la región, y particularmente de Chile. Uno de ellos corresponde a la existencia de un persistente núcleo de alta presión, ubicado sobre el Océano Pacífico frente a la costa central de América del Sur, denominado Anticiclón del Pacífico Sur (APS). El otro rasgo corresponde a una región en donde las isóbaras se encuentran más apretadas en la horizontal, y la circulación de los vientos se realiza desde oeste a este. Esta última región se denomina comúnmente "Cinturón de Vientos Oeste" (CVO), y corresponde a una zona de gran inestabilidad atmosférica, en donde frecuentemente se desarrollan perturbaciones frontales.

Un tercer rasgo, de gran relevancia para la región noroccidental de América del Sur, corresponde a la existencia de una zona de convergencia, o baja presión, denominada "Convergencia Intertropical" (CI). La presencia de un persistente núcleo de alta presión, ubicado sobre el Océano Atlántico frente a la costa central de América del Sur (Anticiclón del Atlántico Sur; AAS), constituye un cuarto rasgo de mayor importancia para esta última zona.

En la Figura 2.3, situación promedio para los meses de verano, se puede ver que el centro del APS se sitúa alrededor de los 32°S, y que su influencia penetra en el territorio central y norte de Chile. Esto último constituye a esta región como una zona de gran estabilidad atmosférica. El límite del CVO se ubica bajo los 45°S, por lo cual la influencia de los frentes de baja presión se limita mayormente al sur de esta latitud. La CI, que también corresponde a una zona de inestabilidad atmosférica, pero con vientos con componente horizontal del este, se ubica en una región cercana al Ecuador, y afecta principalmente a la costa occidental del norte de América del Sur. Un localizado

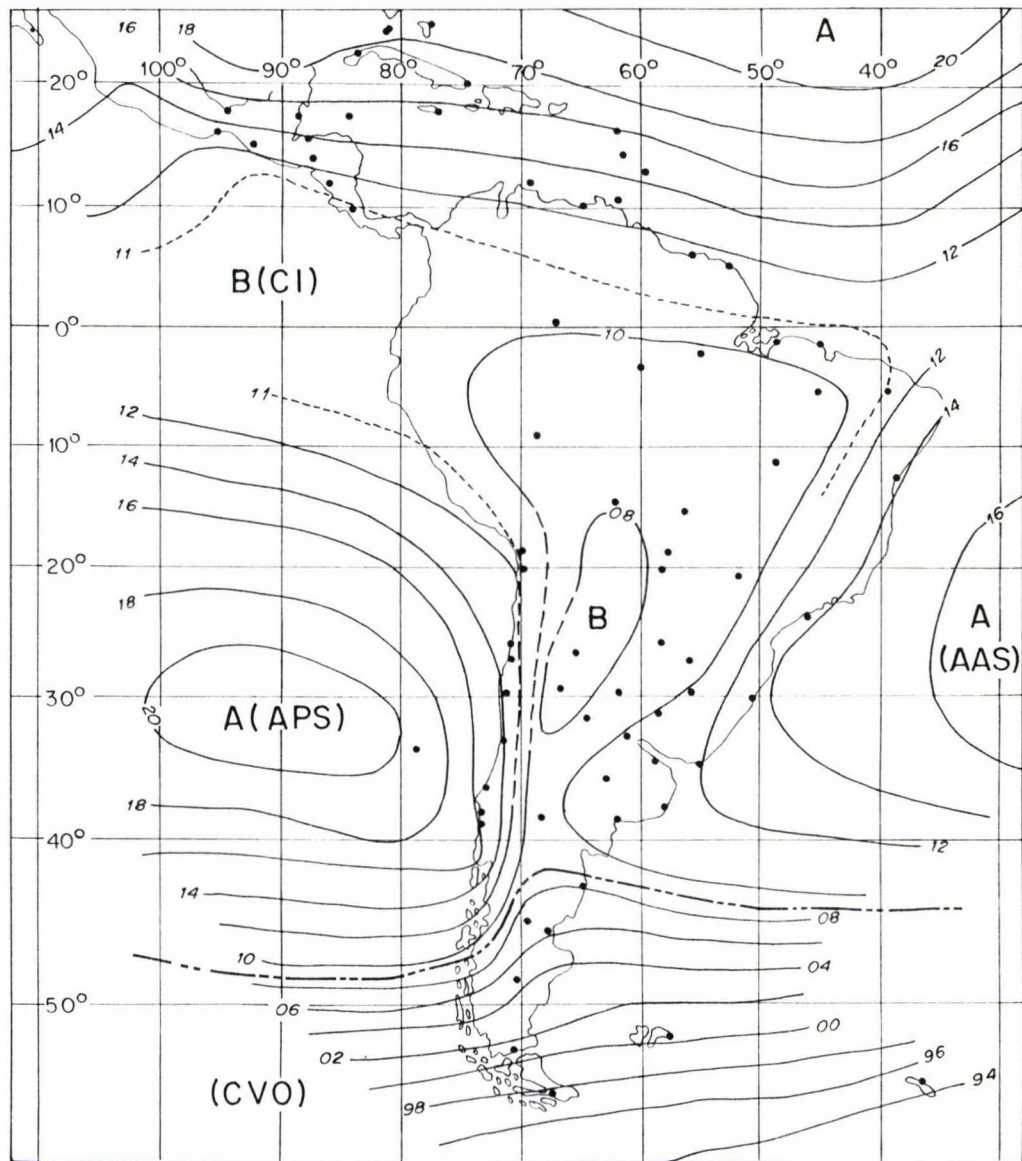


Figura 2.3. Distribución de la presión atmosférica a nivel del mar, promediada para los meses de verano (Diciembre-Febrero). 20=1.020 mb (Modificado de Schwerdtfeger, 1976). CI: Convergencia Intertropical, APS: Anticiclón del Pacífico Sur, AAS: Anticiclón del Atlántico Sur, CVO: Cinturón de Vientos Oeste.

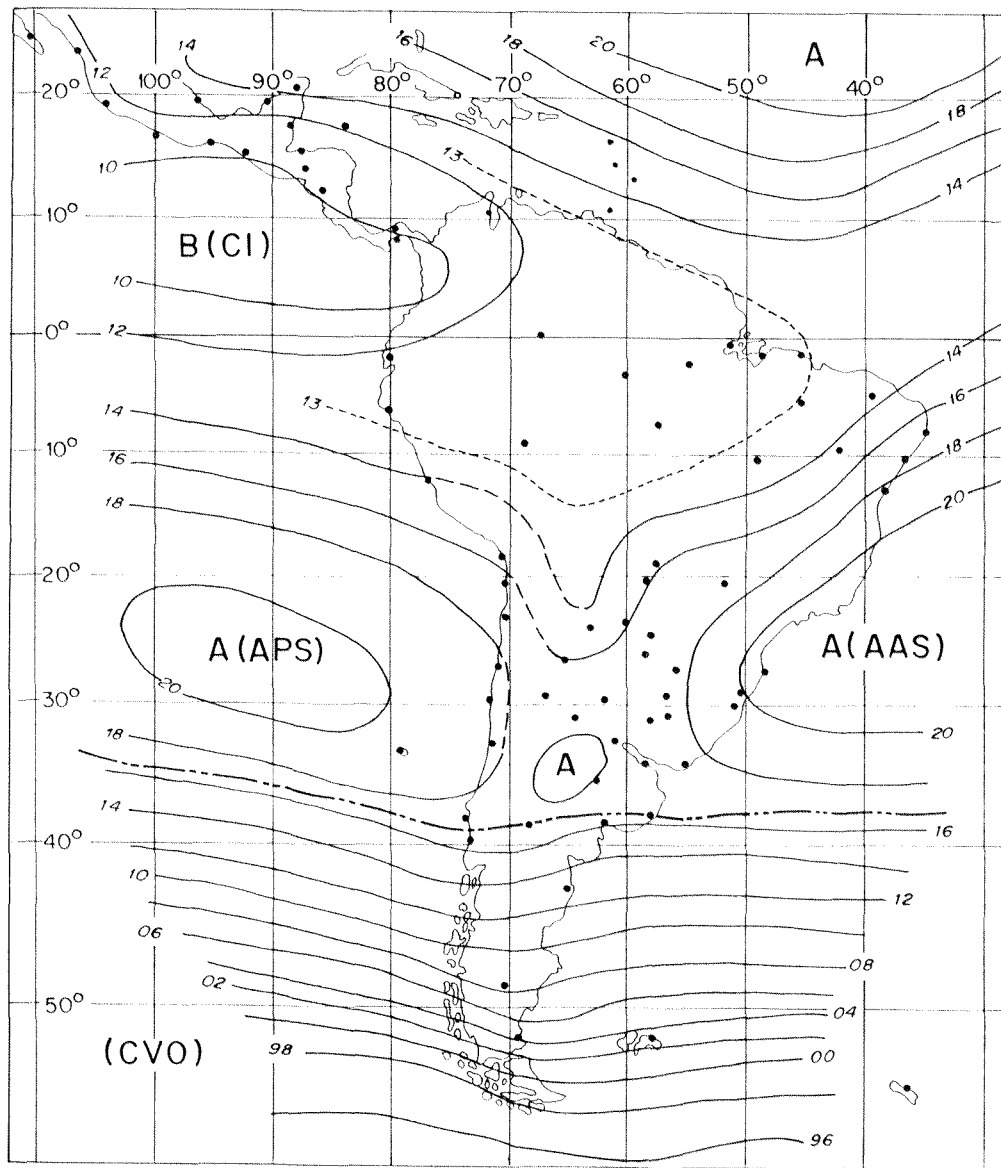


Figura 2.4. Distribución de la presión atmosférica a nivel del mar, promediada para los meses de invierno (Junio-Agosto). 96=996 mb (Modificado de Schwerdtfeger, 1976). CI: Convergencia Intertropical, APS: Anticiclón del Pacífico Sur, AAS: Anticiclón del Atlántico Sur, CVO: Cinturón de Vientos Oeste.

núcleo de baja presión se sitúa sobre la región central de América del Sur, produciendo el llamado "Invierno Boliviano".

En la Figura 2.4, situación promedio para los meses de invierno, se puede ver que el centro del APS, en este período más debilitado, se ubica alrededor de los 26°S, y que el límite del CVO se sitúa cerca de los 38 a 40°S. Esto determina que la influencia de las perturbaciones del Frente Polar, afecten en gran medida hasta los 38°S, y de manera más ocasional a Chile central y Norte Chico. La CI, por su parte, se ubica algunos grados al norte del Ecuador. Un núcleo de alta presión puede observarse sobre el continente, alrededor de los 35°S. Esto último, junto con una mayor penetración del AAS en el continente, constituye a la región oriental del centro de América del Sur, como una zona de gran estabilidad atmosférica.

En las Figuras 2.5 y 2.6 se muestra, en un perfil sobre América del Sur, el promedio de la componente horizontal de la velocidad de los vientos (m/s), entre los 10°N y los 90°S (Schwerdtfeger, 1976). Los valores positivos corresponden a vientos de componente oeste, mientras que los valores negativos a vientos de componente este.

En la Figura 2.5, situación promedio para los meses de verano, se puede ver que el núcleo de los vientos oeste se sitúa alrededor de los 40°S y en una presión cercana a 200 mb. En la Figura 2.6, situación promedio para los meses de invierno, se puede notar que el núcleo de estos vientos se ubica en la misma presión, pero en una latitud próxima a los 30°S.

Es importante en este estudio, destacar que la estabilidad atmosférica de la zona costera de Chile central y norte, asociada al APS, es reforzada, en gran medida, por las bajas temperaturas superficiales de las aguas del Océano Pacífico en este sector, generadas por la surgencia de aguas frías en la costa, y por la presencia de la corriente de Humboldt. Esto radica en que aguas superficiales anormalmente frías producen una mayor estabilidad del aire en contacto directo con ellas, junto con una menor capacidad para retener vapor de agua (Fuenzalida, 1971).

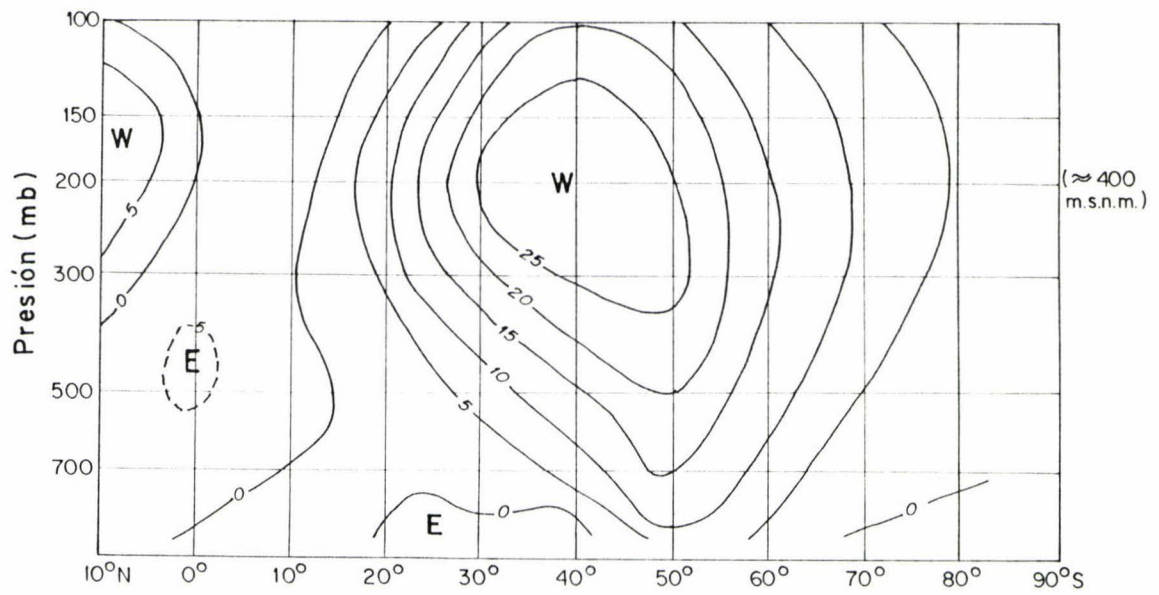


Figura 2.5. Promedio, para los meses de verano (Diciembre-Febrero), de la componente horizontal de la velocidad de los vientos (m/s), entre los 10°N y 80°S de latitud, y entre los 1.000 y 150 mb (Modificado de Schwerdtfeger, 1976). W: Componentes del oeste, E: Componentes del Este.

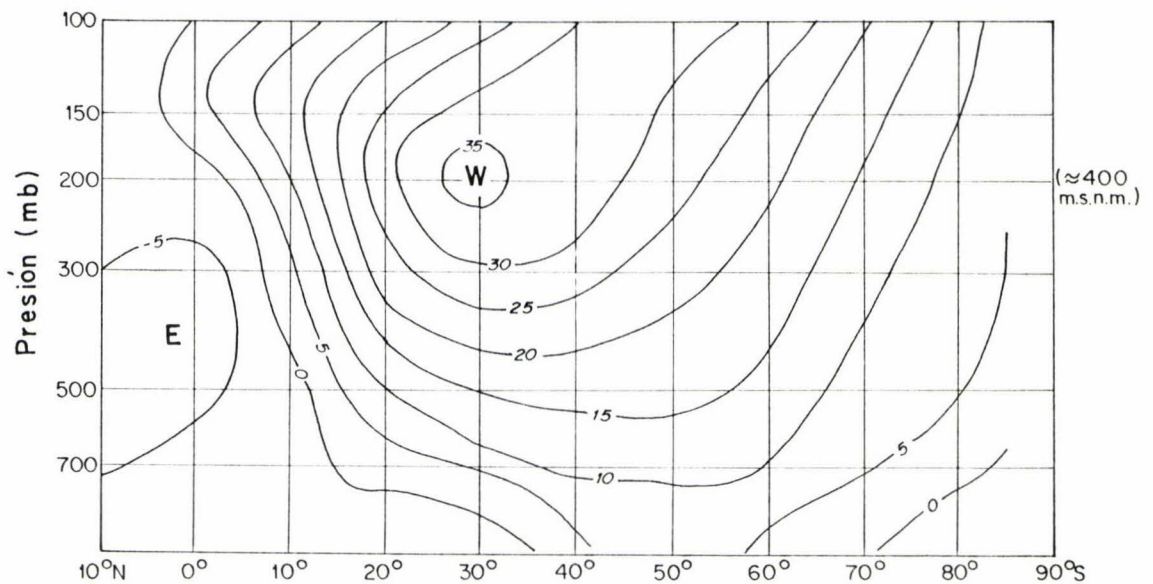
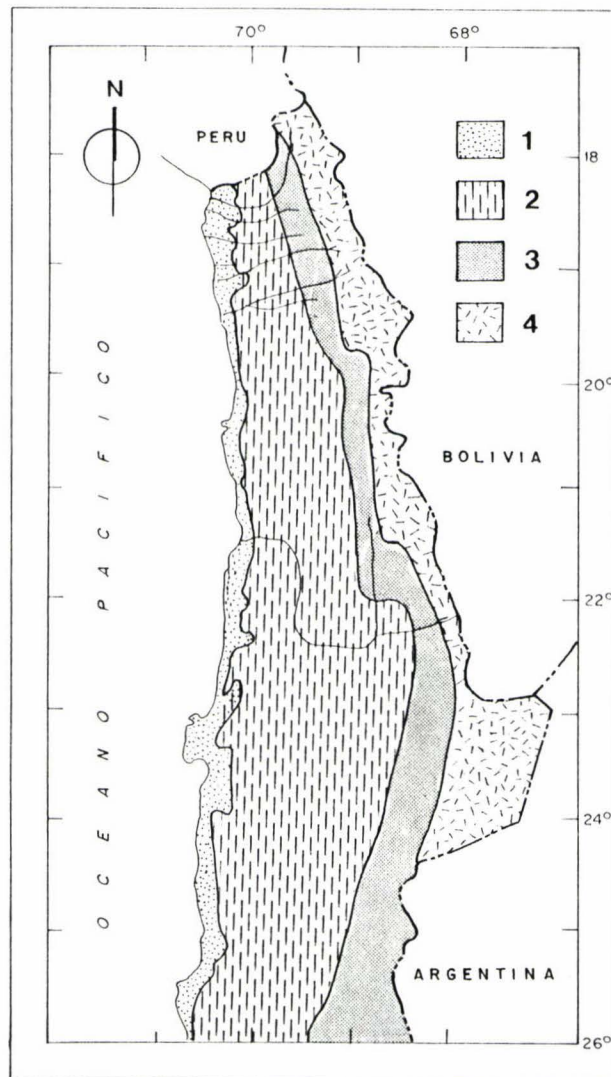


Figura 2.6. Promedio, para los meses de invierno (Junio-Agosto), de la componente horizontal de la velocidad de los vientos (m/s), entre los 10°N y 80°S de latitud, y entre los 1.000 y 150 mb (Modificado de Schwerdtfeger, 1976). W: Componentes del oeste, E: Componentes del Este.

2.2.2. Clima

Según Fuenzalida (1971), en el Norte Grande de Chile se distinguen cuatro climas, zonificados de manera relativamente paralela a las grandes unidades geomorfológicas de la región.



Mencionados desde la costa hacia el altiplano, corresponden a: clima desértico con nublados abundantes (1), desértico normal (2), desértico marginal de altura (3), y clima de estepa de altura (4) (Figura 2.7).

Figura 2.7. Distribución de los climas que afectan al norte de Chile, según Fuenzalida (1971). 1: clima de desierto con nublados abundantes. 2: clima desértico normal 3: clima de desierto marginal de altura 4: clima de estepa de altura.

i) Clima desértico con nublados abundantes

La zona de estudio se encuentra sometida a este clima. Se extiende, por el litoral, desde el norte del país hasta los 30°S, afectando a una angosta franja de territorio, de altura inferior a los 1000 m s.n.m. Alrededor de esta altura se produce una capa de inversión térmica que separa una masa de aire húmedo y relativamente frío y bien mezclado, del aire calentado por subsidencia. Los movimientos turbulentos en la capa húmeda inferior, producen un estrato de nubes de algunas centenas de metros de espesor, que intersecta la topografía produciendo las neblinas costeras denominadas comúnmente "Camanchaca" (Fuenzalida, 1971).

Según Fuenzalida (1971), en la zona de Antofagasta, en promedio para un año, la humedad relativa media del aire alcanza el 76%. Según Schwerdtfeger (1976), la temperatura media diaria, en esta misma zona, puede variar entre los 13°C, en los meses de invierno, hasta los 20°C, en los meses de verano, con amplitudes diarias de 6 a 8°C.

En las Tablas 2.1 y 2.2 se presentan los registros de pluviometría en Antofagasta, desde 1904 a 1995. El registro entre 1904 y 1968 corresponde a la estación meteorológica Portezuelo, ubicada pocos kilómetros al este de Antofagasta (Tabla 2.1). El registro entre 1968 y 1995 corresponde a la estación meteorológica de la Universidad Católica del Norte, ubicada dentro de la ciudad (Tabla 2.2). En la Tabla 2.1 se puede ver que el promedio de la precipitación anual, para el primer período (1904-1968), es de 4.7 mm/año. En la Tabla 2.2 se puede notar que, para el segundo período (1968-1995), este promedio es de 3.7 mm/año. A pesar de que la precipitación habitual está constituida por lloviznas, en forma esporádica y principalmente en invierno, ocurren fuertes lluvias capaces de acumular más de 35 o 40 mm en menos de un día, como es el caso de la lluvia producida en Junio de 1991. Estas lluvias podrían ser producto de algunos temporales provenientes desde el sur, que alcanzan la región a intervalos, aún poco conocidos, de varios años (Fuenzalida, 1971).

ii) Clima desértico normal

Este clima afecta al territorio ubicado por sobre la altura de inversión, y está caracterizado por una masa de aire seca y estable propia del Anticiclón del Pacífico Sur (Fuenzalida, 1971). La humedad relativa media es del orden del 30%, mientras que la nubosidad y precipitaciones son prácticamente nulas durante todo el año. Esporádicamente, al igual que en la costa, algunos temporales provenientes desde el sur alcanzan esta zona, generando escasas precipitaciones (Fuenzalida, 1971).

iii) Clima de desierto marginal de altura

Sobre los 3000 m s.n.m. las condiciones de estabilidad atmosférica se atenúan, permitiendo que una actividad convectiva, en los meses de verano, genere el desarrollo de nubosidad y, eventualmente, precipitaciones (del orden de 30 a 40 mm/mes en los tres meses de verano, y 0 a 10 mm/mes en los meses de invierno). Las temperaturas medias anuales son bajas debidas a la altitud, generalmente del orden de los 10°C (Fuenzalida, 1971).

iv) Clima de estepa de altura

Este clima afecta a la alta cordillera, principalmente al Altiplano. Las precipitaciones convectivas son frecuentes en el verano, pudiendo llegar a 100 mm/mes en los tres meses de esta estación, mientras que en invierno, en general, no superan los 20 mm/mes. Las temperaturas medias anuales son muy bajas, frecuentemente del orden de los 1.4°C (Fuenzalida, 1971).

Las Figura 2.8 muestra, para la zona norte de Chile, la distribución de las medias anuales de temperatura y pluviosidad.

2.3. Caracterización de las lluvias que actualmente afectan a la zona de Antofagasta

La caracterización de las lluvias que afectan al área de estudio, ha sido enfocada principalmente a determinar en qué casos éstas han generado sedimentación aluvial en la zona. Lo último reviste gran interés para esclarecer la relación entre el clima actual y el tipo de sedimentación aluvial en el área. Para esto se han utilizado los registros meteorológicos de la zona, los que datan desde 1904, como también las crónicas del periódico "El Mercurio de Antofagasta", disponibles a partir de 1916.

2.3.1. Análisis de los registros meteorológicos

Las Tablas 2.1 y 2.2 muestran los registros de pluviometría de Antofagasta, entre 1904 y 1995. En la Tabla 2.1, registros entre 1904 y 1968, se puede ver que en 18 ocasiones la precipitación promedio anual ha superado la media (4.7 mm/año). En la Tabla 2.2, registros entre 1968 y 1995, se puede notar que esto ha ocurrido en 6 ocasiones (media anual de 3.7 mm/año). La Figura 2.9 muestra un gráfico de precipitación anual en Antofagasta desde 1904 hasta 1995. En ella, y en las Tablas 2.1 y 2.2, se puede notar que años anormalmente lluviosos (precipitación anual > 15 mm, es decir, tres veces la media anual) han ocurrido en siete ocasiones: en 1925, 1930, 1932, 1940, 1941, 1987 y 1991. En la mayoría de los casos, salvo en el año 1941, las lluvias se han concentrado en un mes (1930, 1932, 1987 y 1991) o en dos meses (1925 y 1940). En todos los casos estos meses han correspondido a los meses de invierno (Junio, Julio, Agosto).



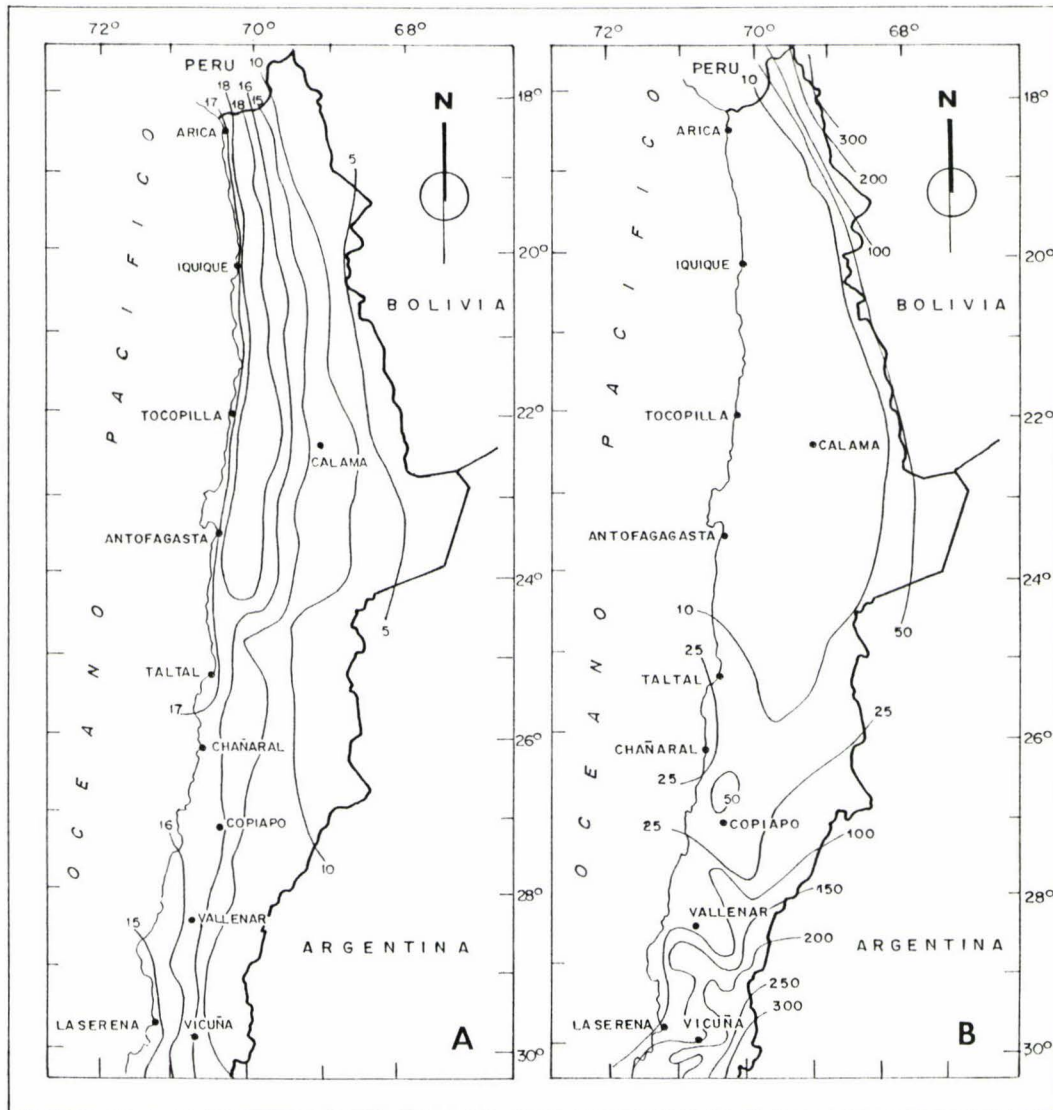


Figura 2.8. A: Distribución de las temperaturas medias anuales en el norte de Chile. Según Huber (1975). **B:** Distribución promedio anual de las precipitaciones en el norte de Chile. Según Huber (1979).

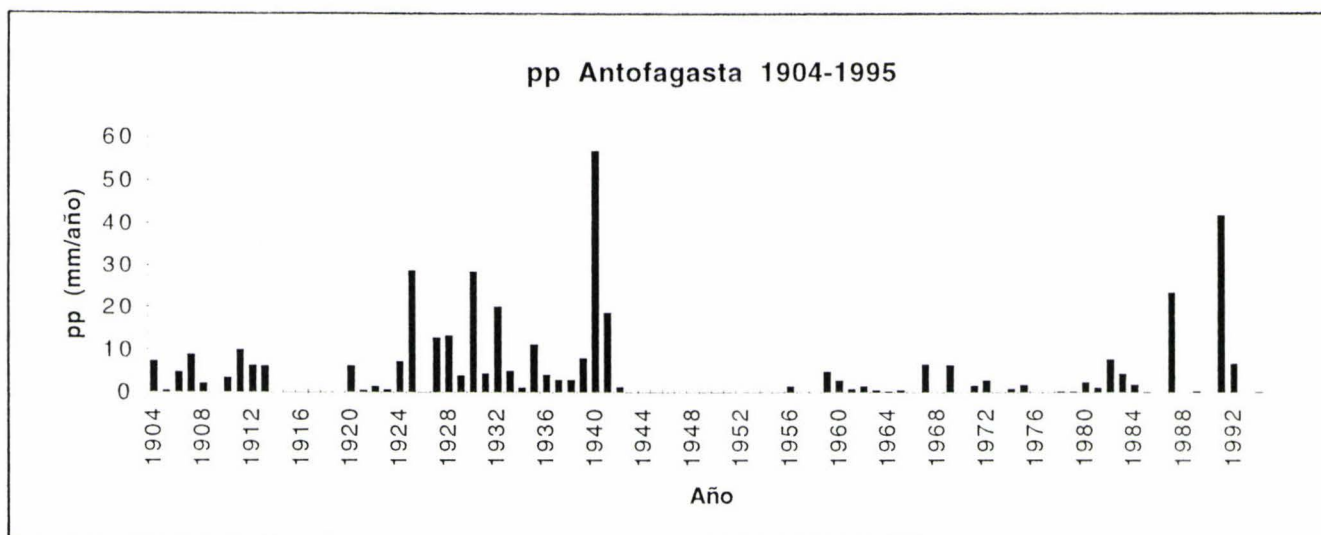


Figura 2.9. Precipitación media anual en Antofagasta, entre 1904 y 1995. Período 1904-1968: registros de estación meteorológica Portezuelo. Período 1968-1995: registros de estación meteorológica UCN.

2.3.2. Información recopilada a partir de crónicas de periódicos

La Tabla 2.3 resume la información acerca de los efectos causados por las lluvias más importantes que han caído sobre Antofagasta, es decir, aquellas que han generado aluviones o inundaciones. Esta información ha sido recopilada a partir de las ediciones del diario "El Mercurio de Antofagasta", fundado en 1916. En esta tabla se puede ver que la ciudad ha sido afectada por inundaciones en 7 oportunidades, pero que en sólo 5 oportunidades han ocurrido aluviones: en Agosto de 1930, Julio de 1940, Mayo de 1982, Julio de 1987 y Junio de 1991. En todos los casos la lluvia ha sido de carácter intenso y de algunas pocas horas de duración (<13 hrs). Se puede notar también que, en la mayoría de los casos en que han ocurrido aluviones, el total de agua caída ha superado los 20 mm. En el caso particular de la lluvia de 1982, ésta afectó en forma intensa, y principalmente, al sector inmediato al sur de la ciudad, por lo cual sólo se produjeron aluviones en esta zona. También se puede notar que las inundaciones y/o aluviones han ocurrido entre 1 y 4 hrs después del comienzo de la lluvia, o después de que ésta se ha tornado intensa. Por último, esta tabla muestra también que, en todos los casos, los frentes de inestabilidad que han generado las lluvias han tenido un carácter regional, afectando tanto a la costa como al interior de la II Región.

Tabla 2.3. Resumen de la información acerca de las principales lluvias que han afectado a Antofagasta (aquellas que han generado aluviones o inundaciones), recopilada a partir de las ediciones de el diario "El Mercurio de Antofagasta". (1) Fecha de ocurrencia del evento (2) Hora de inicio de la lluvia en Antofagasta (3) Hora de término de la lluvia en Antofagasta, y tiempo de duración total (4) Hora de ocurrencia de inundaciones y/o aluviones (5) Tiempo transcurrido entre el inicio de la lluvia y la ocurrencia de las inundaciones o aluviones (6) Cantidad de agua caída, registrada en las estaciones meteorológicas (datos tomados de las tablas 1 y 2) (P) Estación meteorológica Portezuelo (UCN) Estacion meteorológica Universidad Católica del Norte.

Edición	Año; día, mes (1)	Hri (2)	Hrf/duración (3)	Hal,in (4)	Hal,in-Hi (5)	Otros lugares afectados	pp (mm de agua/ est.met) (6)
Julio 4, de 1925	1925; 3 de Julio	12:00 hrs débil, rápidamente se transforma en lluvia torrencial 23:00 hrs llueve nuevamente	20:00 hrs/ 8 hrs, con escasas interrupciones 23:30 hrs/ 30 min de lluvia	16:00 hrs/ inundaciones serias, corrientes de agua por las calles de la ciudad	4 hrs	Sólo llueve hasta 27 km al norte y 59 km al interior. En Coloso llueve torrencialmente	16.3/P
Agosto 21, de 1930	1930; 21 de Agosto	01:00 hrs débil, rápidamente se transforma en lluvia torrencial	05:30 hrs/ 4,5 hrs de violenta lluvia	03:00 hrs/ inundaciones graves en la ciudad, aluviones en el sector norte (70 cm de lodo acumulado en el barrio de Salar del Carmen)	2 hrs	Lluvia en Tocopilla y Taltal. Nevazón en Calama y San Pedro	28.2/P
Junio 13, de 1940	1940; 12-13 de Junio	19:00 hrs débil, rápidamente, a las 19:30 hrs, se transforma en torrencial (12 de Junio)	07:00 hrs/ 12 hrs de lluvia continua	Serias inundaciones en Antofagasta, aluviones en el sector central de la ciudad		Lluvia e inundaciones en Taltal y María Elena. Nevazón en Chuquicamata	39.4/P
Julio 26, de 1940	1940; 24 de Julio			Inundaciones menores en sectores altos de Antofagasta		Aluvión en Tocopilla, aluvión en mina Gatico y otras minas ubicadas entre Antofagasta y Tocopilla. Nevazón en Chuquicamata	17.0/P
Mayo 24, de 1982	1982; 24 de Mayo	03:00 hrs débil, rápidamente, a las 03:15 hrs, se transforma en lluvia intensa	05:30 hrs/ 2,5 hrs de lluvia	04:00 hrs/ aluviones al sur de la ciudad (Jardines del Sur, Garumas, El Huáscar, Coloso; 1,5 m de lodo en El Huáscar). Inundaciones menores en sector norte y sur de Antofagasta	1 hr	Lluvia en Calama. Granizo en San Pedro y Chuquicamata. Nevazón en Ascotán	5.5/UCN

<p>Julio 26-30, de 1987</p>	<p>1987; 25-26 de Julio</p> <p>1987; 27 de Julio</p>	<p>01:00 hrs lluvia débil e intermitente, 13:00 hrs se torna intensa</p>	<p>14:45 hrs/13 hrs 45 min de lluvia</p> <p>1 hr 45 min de lluvia intensa</p>	<p>14:00 hrs/ inundaciones serias y aluviones menores en toda la ciudad, aluviones graves en quebradas Baquedano y Uribe (sector central-alto de la ciudad;1,5 m de lodo) y en Coloso</p>	<p>14 hrs, 1hr después de tornarse intensa</p>	<p>25 de Julio: Lluvia desde las 08:00 hrs Taltal; inundaciones y aluviones serios en esta ciudad, marejada en Taltal y Antofagasta</p> <p>26 de Julio: marejada en Taltal, Antofagasta y Tocopilla</p> <p>01:00 a 15:00 hrs: lluvia en Taltal. Lluvia intensa en Mejillones entre 02:30 y 03:15 hrs y entre 13:40 y 14:10 hrs. Lluvia en Tocopilla. Temperaturas de -10°C en Calama, nevazón en Ollague</p>	<p>23.3/UCN</p>
<p>Junio 18-19, de 1991</p>	<p>1991; 17 de Junio</p> <p>1991; 18 de Junio</p>	<p>01:00 hrs débil, rápidamente se torna intensa</p>		<p>02:00 y 03:00 hrs/ aluviones menores e inundaciones en la ciudad</p> <p>04:00 hrs/ aluviones fuertes afectan a toda la ciudad, principalmente sectores norte, central-alto y sur. Olas de agua y barro de hasta 3 m de altura. 1,7 m de lodo acumulado en viviendas del sector norte de la ciudad. Aluviones más graves en la historia de Antofagasta</p>	<p>3 hrs</p>	<p>Temporal de fuertes vientos (35 nudos) en la provincia de El Loa</p> <p>Lluvia en Taltal y Tocopilla (?), nevazón en Chuquicamata</p>	<p>42.0/UCN</p>

2.4. Conclusiones

A partir de la información presentada en este capítulo, se puede deducir que la aridez extrema actual que afecta al Norte Grande de Chile se debe a la conjunción de una serie de factores, referidos tanto a la circulación atmosférica y oceanográfica, como también a las características orográficas de este territorio. Por una parte, la presencia pertinaz del APS bloquea la humedad proveniente desde el oeste y limita la influencia hacia el norte del CVO. Mas aún, la presencia de la corriente de Humboldt contribuye a una mayor estabilidad atmosférica de la zona costera del norte de Chile. Por otro lado, la Cordillera de los Andes, en particular las elevadas altitudes de la zona del Altiplano, conforman una tremenda barrera topográfica para la humedad proveniente desde el este, asociada a la CI. El localizado núcleo de baja presión que se sitúa en el Altiplano, durante los meses de verano en el hemisferio sur, no tiene ni la potencia ni la extensión suficiente como para afectar mayormente al territorio ubicado al oeste de esta zona.

Respecto de las lluvias que afectan a la zona de Antofagasta en particular, la información recopilada a partir de crónicas de periódicos indica que, desde 1916 a la fecha, la zona de estudio ha sido afectada por aluviones en 5 oportunidades: Agosto de 1930, Julio de 1940, Mayo de 1982, Julio de 1987 y Junio de 1991. Los registros meteorológicos, por su parte, muestran que en todos los casos, salvo para el evento de 1982, la precipitación anual ha estado muy por sobre la media, por lo cual los eventos se han enmarcado dentro de años excepcionalmente lluviosos. Las lluvias, sin embargo, se han concentrado en muy poco tiempo dentro de cada año.

Las crónicas de periódicos indican que, en todos los casos analizados, las lluvias han tenido un carácter intenso y poco tiempo de duración (menos de 13 horas). En la mayoría de los casos en que han ocurrido aluviones el total de agua caída ha superado los 20 mm.

Los aluviones y/o inundaciones se han producido entre 1 a 4 horas después de iniciarse la lluvia, o después de que ésta se ha tornado intensa.

Los frentes de perturbaciones que han ocasionado los eventos aluviales en la zona han tenido un carácter regional, y al menos en los casos en que hay más información, correspondientes a las lluvias de 1987 y 1991, han provenido desde el sur. En todos los casos las lluvias han ocurrido en los meses de invierno: Junio-Agosto.

Finalmente, se puede agregar que a partir del conjunto de la información y los datos presentados en este capítulo, se pueden deducir claramente las condiciones de aridez extrema que actualmente afectan a la zona de estudio. Sin embargo, en el capítulo siguiente, referido a los antecedentes paleoclimáticos del Norte Grande, se muestra que existen numerosos indicios que indican que el clima que afecta a la región ha variado en el pasado, sugiriendo posibles cambios en los regímenes de circulación atmosférica y eventualmente oceanográfica.

Capítulo 3. Antecedentes Paleoclimáticos

"Es probable que en esta época de fines del Pleistoceno la aridez haya afectado a los grandes herbívoros de la edad glacial, caballos, paleolamas, megaterios, etc., concentrándolos en donde había disponibilidad de agua. Es posible que algunos cazadores de aquellos llamados Paleoindios, bien adaptados a los climas glaciales, pudieron pechoctar por estos ríos, lagos y praderas andinas, tras las manadas de estos enormes animales actualmente extinguidos, pero sus vestigios aún no han sido encontrados con certeza". Lautaro Núñez, "Cultura y conflicto en los oasis de San Pedro de Atacama", 1992.

3.1. Antecedentes generales

En las últimas décadas se ha llegado a un consenso respecto a que las variaciones climáticas en el Cuaternario, han estado, en mayor medida, relacionadas con los ciclos glaciales-interglaciales. Globalmente, los períodos glaciales se caracterizan por una disminución de las temperaturas atmosféricas anuales, lo que provoca una mayor acumulación de hielo en los polos, y, a su vez, una disminución en el nivel del mar. Los períodos interglaciales, en cambio, se caracterizan por mayores temperaturas globales, implicando una menor acumulación de hielo en los polos, con más altos niveles del mar.

A partir de los resultados de estudios de testigos de sedimentos oceánicos profundos, se ha determinado una sucesión de períodos glaciales-interglaciales (Emiliani, 1955; Broecker et al., 1970; Chappell, 1974; Imbrie et al., 1978; Imbrie et al., 1984). En base a la composición isotópica del oxígeno contenido en biocarbonatos marinos, se han establecido algunas curvas de variación del $\delta^{18}O$ en función del tiempo. Una de estas curvas, que abarca desde principios del Pleistoceno medio hasta el presente, es conocida como curva SPECMAP (Figura 3.1a; Imbrie et al., 1984). En esta curva, los valores máximos de la variación se relacionan con períodos interglaciales (estadios isotópicos impares), mientras que los valores mínimos corresponden a períodos glaciales. Una curva de variación de la temperatura de la superficie del mar Atlántico Norte durante los últimos 130 ka, y otra de las variaciones climáticas durante los últimos 3.8 Ma., se muestran en las Figuras 3.1b y 3.1c, respectivamente.

Evidencias de la última glaciación en los Andes templados, sugieren que la máxima depresión de las temperaturas, y avance de glaciares, ocurrieron entre 21 y 18 ka, seguido de un avance menor entre 15 y 14 ka (Mercer, 1976; 1984; Porter, 1981; Clapperton, 1990; 1991; Villagrán, 1993). Según Mercer (1983; 1984), este último avance habría tenido características globales, mientras que para Clapperton (1983) un

avance global no habría ocurrido sino hasta un período entre 11 y 10 ka. En Junín, Perú, la fase glacial Punrún habría finalizado cerca de los 14 o 12 ka (Wright, 1983; 1984). En Bolivia, en cambio, un gran avance glacial habría ocurrido entre 13 y 11 ka (Lauer et al., 1983). Según algunos autores, durante el Holoceno se registran tres avances glaciares de menor amplitud, ocurridos entre 5 y 4 ka, 3 y 2 ka, 0.6 y 0.1 ka, con un posible avance entre 1.3 y 1.0 ka (Mercer, 1984; Clapperton et al., 1988).

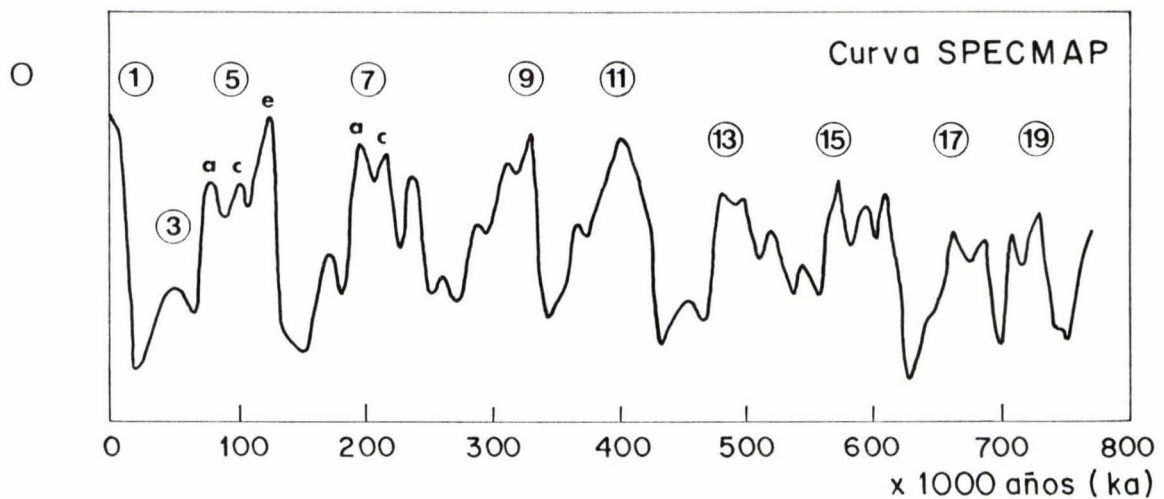


Fig.3.1a. Curva de variación del ^{18}O , respecto del ^{16}O , contenido en biocarbonatos marinos, conocida como curva SPECMAP (Imbrie et al., 1984). Los valores máximos en la curva (estadios isotópicos impares), se correlacionan con períodos interglaciales de alto nivel del mar, mientras que los valores mínimos corresponden a períodos glaciales.

3.2. Antecedentes paleoclimáticos y paleoceanográficos de la zona costera del norte de Chile

Aunque diversos autores se han referido a la aridez del Desierto de Atacama en general, los estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos en la zona costera del Norte Grande de Chile son extremadamente escasos.

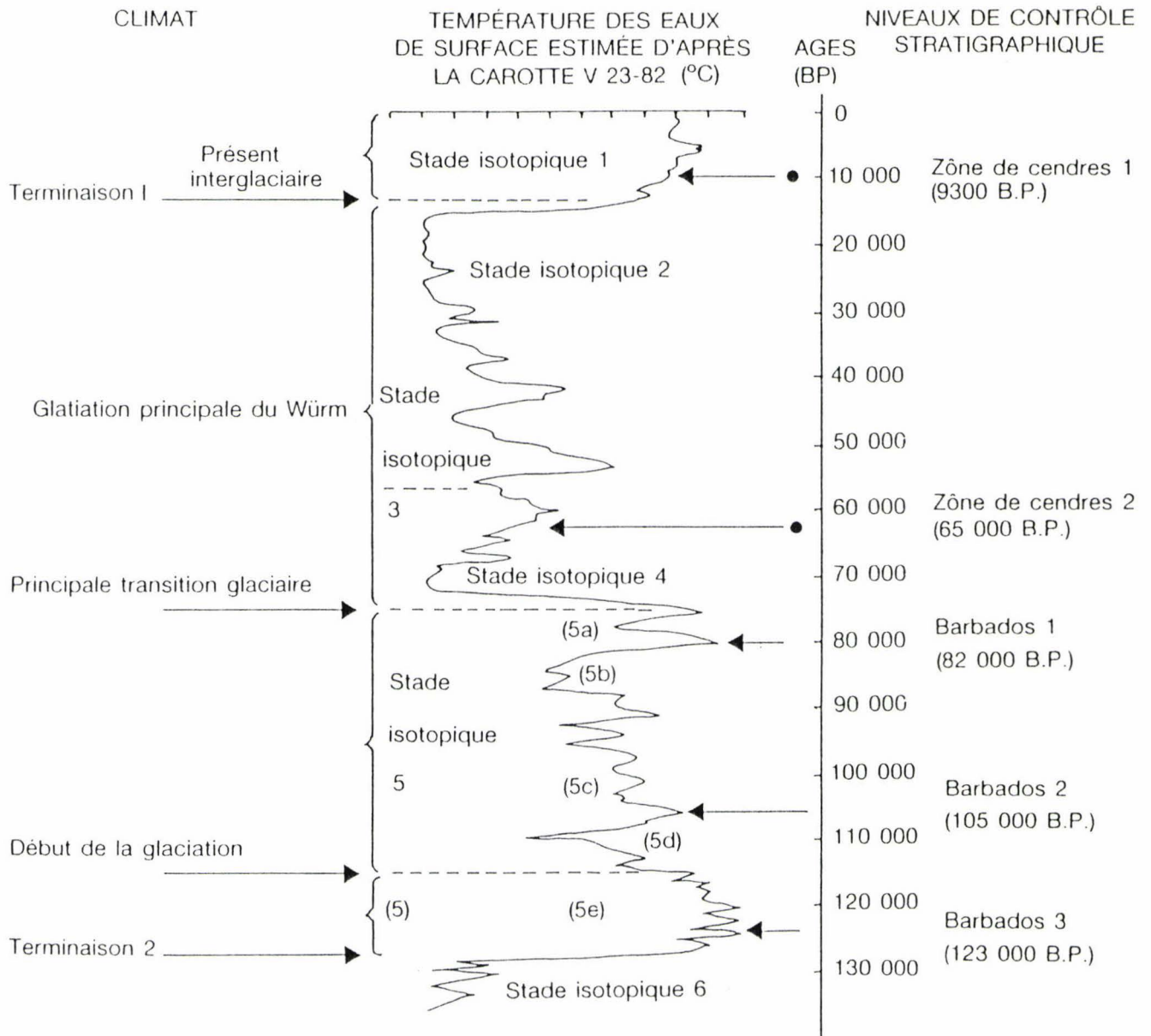


Figura 3.1b. Temperaturas de la superficie del mar del Atlántico Norte, según análisis de foraminíferos del núcleo V23-82 (53°N, 22°W) (Sancetta et. al., 1973). Se muestran los estadios isotópicos según Shackleton et. al. (1973). Tomado de Bradley (1985).

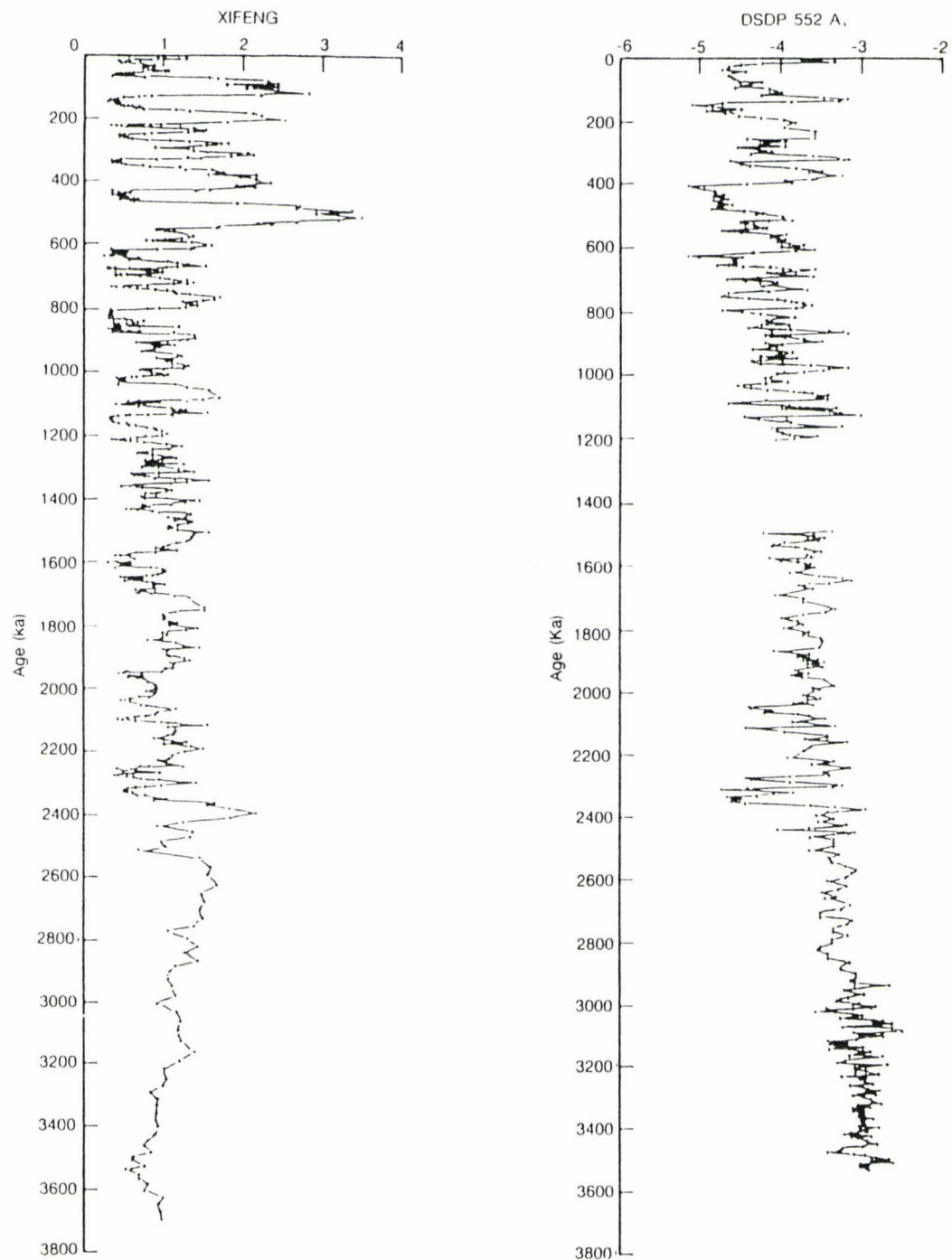


Figura 3.1c. Variaciones climáticas durante los últimos 3.8 Ma, de acuerdo al registro de la susceptibilidad magnética en loess de Xifeng, China (Kukla, 1987), y según el 18O contenido en el núcleo 552A del Atlántico Norte (Shackleton et. al., 1984, 1985, 1988).

En base a evidencias geomorfológicas relacionadas con la construcción y disección de conos aluviales en esta zona, Paskoff (1978, Paskoff et al., 1979) interpretó que, con posterioridad a la elaboración de la terraza de abrasión marina más baja de Caleta Coloso (+6 m, 125 ka), ubicada en el sector sur de la zona estudiada, habría ocurrido un período de mayores precipitaciones que en la actualidad. Este período de mayor pluviosidad, sería responsable de la construcción de la mayoría de los grandes conos aluviales ubicados al pie del Escarpe Costero. Posteriormente, una nueva recurrencia pluvial, ocurrida durante el Holoceno, habría generado los pequeños conos encajonados del litoral. Flint et al. (1991) interpretan que existe una recurrencia de períodos pluviales interglaciales durante el Pleistoceno, responsables de la construcción de los conos aluviales del litoral.

Por otro lado, la preservación de guano fósil en ciertos puntos de la costa del Perú y Chile, en particular de guano rojo, cuya edad ha sido inferida como pliocena, ha sido considerada por diversos autores como indicadora de una aridez prevaleciente durante el Plioceno y Cuaternario (Brüggen, 1939; Biese, 1950; Schweigger, 1964; Craig, 1982). En interpretaciones más recientes, sin embargo, se ha considerado que el color del guano rojo, junto con el hecho que éste se preserve protegido en grietas o cuevas, podría indicar más bien procesos de lixiviación por efecto de lluvias, y no una edad pliocena como se infiere en las hipótesis anteriores (Ortlieb, 1994).

Por otra parte, las condiciones paleoatmosféricas de la zona costera pueden ser indirectamente inferidas a partir de las condiciones paleoceanográficas del litoral, en especial a partir de la temperatura superficial del mar. Mayores temperaturas superficiales podrían favorecer una mayor evaporación, y por ende una mayor humedad atmosférica en la costa.

En este sentido, respecto de la ocurrencia de calentamientos de las aguas costeras en el pasado, se ha determinado, en el sector surponiente de la Pampa de Mejillones, asociaciones de moluscos de aguas cálidas (Trachycardium procerum, Arcopsis solida) contenidos en depósitos litorales del Pleistoceno medio (400 ka) (Ortlieb et al., 1994; Guzmán et al., 1995).

Estudios de sedimentos marinos en el margen continental del sur peruano, han puesto en evidencia períodos de mayor debilitamiento o reforzamiento de la surgencia de aguas frías en la costa, produciendo mayores o menores temperaturas superficiales del mar, respectivamente. De esta manera, se ha interpretado que durante el último

período tardiglacial (17-11 ka), las aguas costeras eran más cálidas y el sistema de surgencia menos intenso que en la actualidad (Devries et al., 1981; Wefer et al., 1983; Reimers et al., 1983).

Finalmente, resultados de trabajos arqueológicos sugieren dos eventos de calentamiento de las aguas costeras en el litoral cercano a Antofagasta. (Llagostera, 1979a; 1979b; 1994). El primero, ligado al sitio Quebrada Las Conchas, ubicado en el límite norte de la ciudad, habría ocurrido alrededor de 9.5 ka. El segundo, registrado en el sitio Abtao, ubicado en el extremo sur de la península de Mejillones, se habría desarrollado entre 5.35 y 4.0 ka. Según Messerli et al. (1993), sin embargo, un probable comienzo del enfriamiento de las aguas litorales del Pacífico sudamericano, se registra para el período subsecuente a 5 ka.

3.3. Antecedentes paleoclimáticos del Altiplano y Depresión Central del Norte Grande de Chile

Dada la cantidad y complejidad de las interpretaciones acerca de las condiciones paleoclimáticas del norte árido, resulta conveniente agruparlas según la edad a la cual se refieren. La Figura 3.2 muestra un esquema de la información presentada a continuación.

3.3.1. Antecedentes para el Mioceno, Plioceno y Pleistoceno

Numerosos autores han interpretado que las condiciones áridas del Norte Grande de Chile han prevalecido desde fines del Eoceno, con leves interrupciones de períodos de mayor pluviosidad (Brüggen, 1950; Galli-Olivier, 1967; Mortimer y Saric, 1975; Mortimer, 1980; Flint et al., 1991). Algunos de estos períodos han sido mejor especificados en ciertos trabajos. Alpers y Brimhall (1988), por ejemplo, señalan que una mayor recarga de aguas subterráneas, asociadas a precipitaciones uno o dos órdenes de magnitud mayores que en la actualidad, habría ocurrido durante la mineralización supérgena de cobre cerca del Salar de Punta Negra (Figura 1.1), en el Mioceno medio. Posteriormente, los yacimientos ya formados se habrían preservado en un ambiente de extrema aridez. Dörr et al. (1995) han interpretado que el gran abanico de la quebrada Arcas (750 km² de superficie), ubicado en el borde occidental de la precordillera de la Región de Antofagasta, se habría formado en un corto período durante el Mioceno tardío, más precisamente entre 7.3 y 6.8 Ma. La principal causa sería el alzamiento de la precordillera, combinado con un clima de mucho mayor pluviosidad que en la actualidad. En base a estudios de estratigrafía y palinología en la cuenca de

Lauca, en el altiplano del norte de Chile, Gaupp et al. (1995) interpretan que antes de 6 Ma habrían prevalecido condiciones semiáridas, seguidas por condiciones áridas, entre 6 y 4 Ma, que habrían condicionando un lago efímero y superficial. En un período inmediatamente posterior a 4 Ma el lago se habría tornado perenne, evidenciando, probablemente, una mayor pluviosidad.

En base a observaciones estratigráficas y geomorfológicas de unidades terciarias y cuaternarias de la Depresión Central, Naranjo y Paskoff (1980, 1981, 1982) han determinado una recurrencia de períodos semiáridos-aridos desde el Mioceno. En el Mioceno temprano y medio habrían prevalecido condiciones de mayor pluviosidad que la actual, a lo cual le habría seguido una aridificación, ocurrida hacia finales del Mioceno medio y comienzos del Mioceno tardío (después de 12.6 Ma). En el Mioceno tardío habría ocurrido un período de mayor pluviosidad (cerca de 9.5 a 9.0 Ma), con un posterior desecamiento cerca de 8.6 Ma. Finalmente, en el Plioceno tardío y Pleistoceno temprano habrían prevalecido condiciones semiáridas, con un posterior desecamiento a partir del cual prevalecen condiciones áridas.

3.3.2. Antecedentes para el Pleistoceno tardío y Holoceno

Los datos para el Pleistoceno tardío y Holoceno son más abundantes, en particular los referidos al último período glacial, post-glacial y Holoceno.

i) Último período glacial

Según Ochsenius (1974a; 1974b) un antiguo lago Chiuchiu habría ocupado parte de la hoya hidrográfica del río Loa, aproximadamente a los 27.4 ka. Este lago sería contemporáneo con el alto nivel del lago Minchín (27-22 ka), ancestral del lago Tauca, ubicado en Bolivia (Kessler, 1985; 1991; Hastenrath et. al., 1985). El alto nivel de ambos lagos podría evidenciar un período de mayor pluviosidad que la actual.

En los Andes áridos del norte de Chile, entre los 24° y 30°S, evidencias de diversos tipos sugieren un clima árido y frío, probablemente con temperaturas 7°C más bajas que las actuales, en un período aproximado a los 18 ka (Veit, 1991; Garleff et al., 1991; Grosjean et al., 1991; Villagrán, 1993; Messerli et al., 1993).

Los registros palinológicos del Altiplano de Perú y Bolivia sugieren un clima glacial más frío y probablemente con mayor pluviosidad que el actual. Los niveles lacustres de esta misma zona, muestran descensos entre 23 y 13 ka, precedidos y sucedidos por niveles altos antes de 22 y entre 13 y 11.5 ka, en fase con los niveles

altos registrados en los Andes desérticos a los 24°S (Kessler, 1985; 1991; Hastenrath et al., 1985; Wirmann, 1987; Wirmann et al., 1987; Grosjean et al., 1991). Según Messerli et al. (1993), sin embargo, el período tardiglacial (17 a 11 ka) se caracterizó por niveles altos en los lagos del altiplano, sugiriendo mayor pluviosidad que la actual.

Por otra parte, en Chile central y Norte Chico hay bastantes evidencias que sugieren un clima más frío y húmedo para el máximo glacial y tardiglacial (20 a 11 ka) (Villagrán, 1993).

ii) Período post-glacial

A partir de la estratigrafía de Laguna Lejía (Figura 1.1) se han inferido, para un período entre 17 y 15 ka, mayores precipitaciones de verano en la zona del Altiplano: 300 mm/a, 60 a 70% mayor que en la actualidad (Grosjean, 1992). Según Messerli et al. (1993), ésto habría favorecido una mayor recarga de aguas subterráneas en la cuenca de Atacama. Para un período posterior a 15 ka, evidencias biológicas en la laguna sugieren mayores temperaturas y precipitaciones: 400 mm/a, 120% mayor que en la actualidad (Grosjean, 1992). Fases sincrónicas se detectan en el lago Tauca y salar de Uyuni, en Bolivia, entre 13 y 10 ka, con precipitaciones mayores en un 30 a 50 % (Kessler, 1983; Servant et al., 1978). En el Altiplano de la Región de Antofagasta, Lynch (1990) hipotetiza condiciones similares a las del lago Tauca (200 mm de precipitación anual en la actualidad), aproximadamente a los 11 ka. Markgraf (1989a) sugiere, para esta zona y para el mismo período, un aumento de 50 % en las precipitaciones, junto con mayores temperaturas. Los registros palinológicos sugieren mayores temperaturas y precipitaciones de invierno entre 11.5 y 10 ka (Lynch, 1990). Según algunos autores, estas condiciones habrían favorecido una vegetación más densa, sentando las bases para el arribo de los primeros cazadores-recolectores al Altiplano de Atacama, ocurrido alrededor de 10.8 ka (Núñez, 1983; Nuñez et al., 1988; Lynch, 1990).

En laguna de Tagua-Tagua, en Chile central, Núñez et al. (1987) han sugerido menores temperaturas y mayores precipitaciones para el período entre 21.5 y 11.5 ka. Posteriormente, entre 11.5 y 10.6 ka, habrían ocurrido mayores temperaturas y menores precipitaciones. Markgraf (1989b), sin embargo, hipotetiza menores temperaturas, pero no mayores precipitaciones para este último período.

iii) Holoceno

Existen evidencias que durante el Holoceno temprano habrían aumentado las precipitaciones y temperaturas de verano (probablemente 3.5°C mayores que en la

actualidad) en la zona del altiplano. Suelos fósiles, de edades entre 8.4 y 7.4 ka, sugieren que en este período habría existido una cubierta vegetacional más densa que la actual (Grosjean et al., 1991). Según Fritz et al. (1979), la última recarga de aguas subterráneas en la zona de San Pedro, que habría ocurrido entre 10 y 9 ka, estaría asociada a mayores precipitaciones que en la actualidad. Messerli et al. (1993), sin embargo, sugieren un período más largo, entre 11 y 7 ka, para la recarga de aguas subterráneas del Desierto de Atacama en general, actualmente fósiles. Esto concuerda además, con un aumento de la profundidad del lago Titicaca, en Bolivia, alrededor de 9.6 ka (Oliveira-Almeida, 1986). Este ambiente habría sido favorable para una temprana economía de cazadores-recolectores, desarrollada en el primer período de asentamiento en las tierras altas de Atacama, entre 10.8 y 8.5 ka (Nuñez, 1983). La extinción, en esta zona, del caballo americano y otros grandes animales, se habría debido a un incremento de la aridez, ocurrido con posterioridad a los 10 ka (Fernandez, 1984; Markgraf, 1983; 1987; Ochsenius, 1985). Esto es concordante con la ausencia de registros arqueológicos para el período entre 8.5 y 4.8 ka, y con una disminución de la profundidad del lago Titicaca, ocurrida entre 7.7 y 3.65 ka (Nuñez, 1983; Lynch, 1990).

Para los Andes desérticos, a los 24°S, Grosjean et al. (1991) interpretan una fase húmeda responsable de formación de suelos y de altos niveles lacustres en el Holoceno medio. Esto concuerda con el desarrollo de una segunda fase de asentamiento, con domesticación de camélidos y readaptación a fuentes puntuales, ocurrida alrededor de los 5 ka (Nuñez, 1983; Lynch, 1990).

Finalmente, según Lynch (1990), el registro palinológico de Quebrada Talabre, ubicada en el borde occidental del altiplano del norte de Chile (Figura 1.1), sugiere un cambio importante después de 2.2 ka, momento a partir del cual prevalecerían condiciones áridas.

3.4. Modos de circulación atmosférica

Existe una fuerte controversia respecto de cuáles regímenes de circulación atmosférica habrían prevalecido en los períodos glaciales y tardiglaciales. Algunos autores sugieren que durante los períodos glaciales, las zonas climáticas fueron comprimidas hacia el Ecuador. Los vientos oeste, en particular, habrían estado situados alrededor de 5 a 7° más al norte, lo cual incrementaría las precipitaciones en las latitudes medias (Flohn, 1984; Caviedes, 1972; Hays et al., 1976; Lauer et al., 1983; Hastenrath et al., 1985; Villagrán, 1993). Sin embargo, para Messerli et al. (1993) la

influencia de los vientos oeste no habría llegado más al norte de Copiapó, implicando gradientes extremos de temperatura y pluviosidad entre el trópico y las latitudes cercanas (28-30°S).

Para el período tardiglacial y parte del Holoceno temprano, la controversia se centra en cuál régimen de circulación habría generado mayores precipitaciones en la zona del Altiplano. Algunos autores han interpretado que en este período los vientos del oeste habrían estado situados más al sur de su posición actual. La influencia de los vientos del este, asociados a una mayor amplitud latitudinal de la convergencia intertropical, habría generado mayores precipitaciones de verano en esta zona (Markgraf, 1987a; 1987b; 1989b; Strecker, 1987; Lynch, 1990; Messerli et al., 1993). Según Messerli et al. (1993), bajo los 3500 m s.n.m. prevalecieron condiciones áridas aún en los períodos más húmedos. Por otra parte, en varios trabajos se ha propuesto que un desplazamiento de 5° hacia el norte del cinturón de los vientos oeste, habría generado mayores precipitaciones de invierno en Chile central y norte (Hastenrath, 1971; Caviedes et al., 1975; Lauer y Frankenberg, 1983; Heusser, 1989b; Clapperton, 1994). Clapperton (1994) ha interpretado que los vientos del este no se expandieron más al sur de su extensión estacional actual.

Por último, Villagrán (1993) sugiere la posibilidad de que las alternancias secas y húmedas ocurridas en el Holoceno temprano a medio, entre 8 y 4 ka, se debieran a eventos ENOS (fases El Niño en la Oscilación del Sur) más largos e intensos que en la actualidad. A partir de 4 ka estos eventos se habrían atenuado y adquirido una dinámica parecida a la actual.

3.5. Conclusiones

En este capítulo se ha presentado una breve introducción sobre los antecedentes paleoclimáticos más relevantes del Norte Grande, principalmente de la Segunda Región. La Figura 3.2 resume, de manera muy simplista y esquemática, la información recopilada al respecto. En ella se puede ver que los trabajos aquí presentados, acerca de la Depresión Central y el Altiplano, sugieren la ocurrencia de una alternancia de períodos de mayor pluviosidad con períodos de mayor aridez, desde el Mioceno temprano hasta el Pleistoceno. Períodos de mayor pluviosidad en el Norte Grande de Chile podrían haber ocurrido alternadamente durante el Mioceno temprano y medio, Mioceno tardío y Plioceno. El Pleistoceno según la información aquí presentada, se habría caracterizado por una aridez predominante.

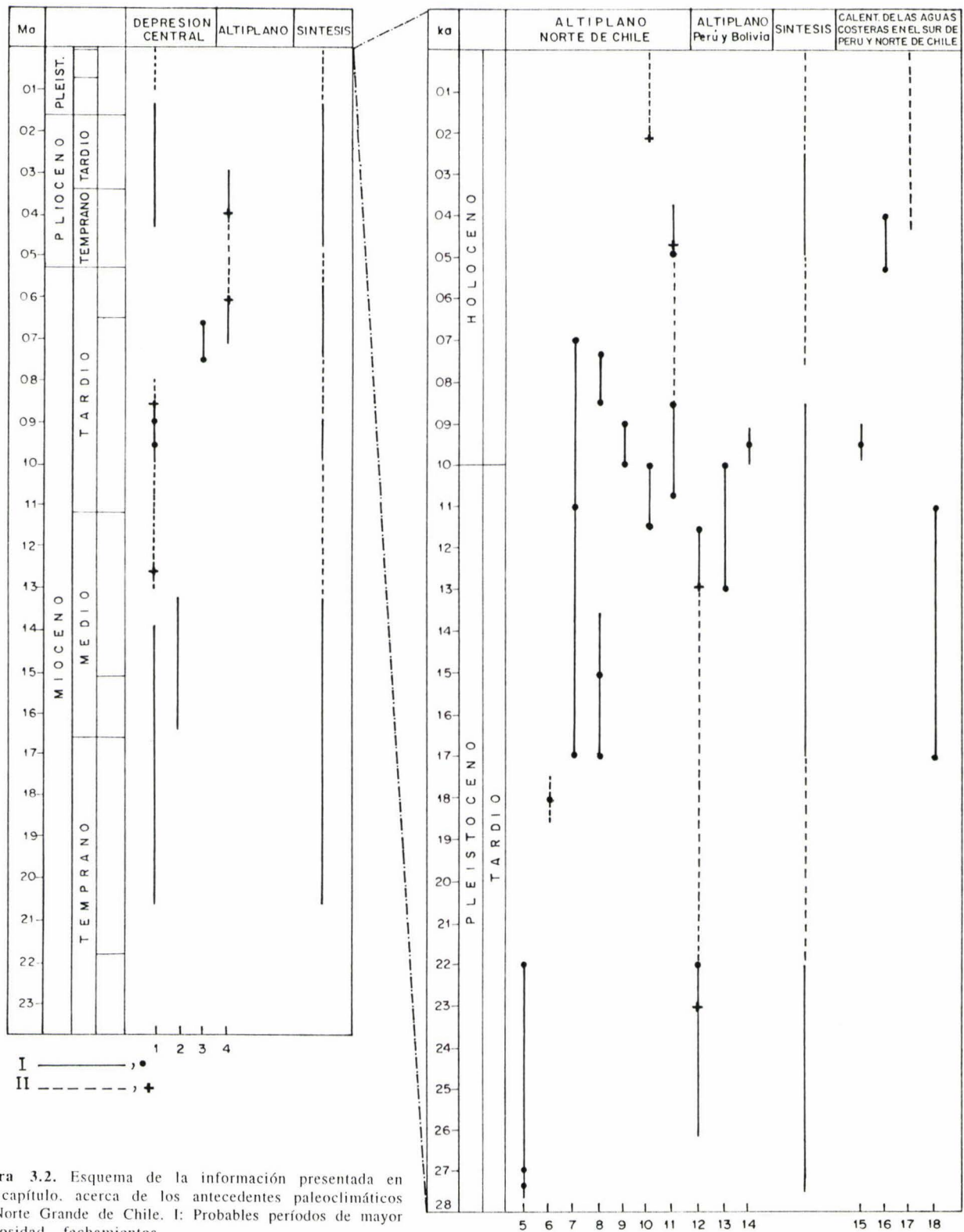


Figura 3.2. Esquema de la información presentada en este capítulo, acerca de los antecedentes paleoclimáticos del Norte Grande de Chile. I: Probables períodos de mayor pluviosidad, fechamientos

II: Probables períodos de mayor aridez, fechamientos. Los límites de los segmentos se han establecido en forma arbitraria, cuando éstos no son especificados de manera exacta por los autores. 1.Naranjo et al., 1980, 1981, 1982 2.Alpers et al., 1988 3.Dörr et al., 1995 4.Gaupp et al., 1995 5.Ochsenius, 1974a, 1974b 6.Veit, 1991; Garleff et al., 1991; Grosjean et al., 1991; Villagrán, 1993; Messerli et al., 1993 7.Messerli et al., 1993 8.Grosjean et al., 1991; Grosjean, 1992 9.Fritz et al., 1979 10.Lynch, 1990 11.Nuñez, 1983; Lynch, 1990 12.Kessler, 1985, 1991; Hastenrath et al., 1985; Wirrmann, 1987; Wirrmann et al., 1987; Grosjean et al., 1991 13.Kessler, 1983; Servant et al., 1978 14.Oliveira-Almeida, 1986 15.Llagostera, 1979a, 1979b 16.Llagostera, 1994 17.Messerli et al., 1993 18.Devries et al., 1981; Wefer et al., 1983; Reimers et al., 1983.

Los datos para el Pleistoceno tardío y Holoceno en la zona del Altiplano son más abundantes. Ellos sugieren que el período entre los 28 y 22 ka aproximadamente, estuvo caracterizado por una mayor pluviosidad. El último máximo glacial, cerca de los 18 ka, se caracterizó por una mayor aridez, a lo cual, durante el tardiglacial (17 a 11 ka), así como durante el Holoceno temprano (hasta los 7000 años probablemente), siguió un período de mayor pluviosidad. El resto del Holoceno estuvo caracterizado por un clima similar al actual. Como se ha podido constatar, si bien no se ha pretendido abarcar la totalidad de los datos, los antecedentes para la zona costera son extremadamente escasos. En este sentido, se ha tornado necesario producir datos de esta última zona, que permitan dilucidar más acerca de la controversia referida a los regímenes de circulación atmosférica vigentes en el pasado, como también para determinar la ocurrencia de períodos de mayor pluviosidad en la costa del Desierto de Atacama.

En este trabajo, en particular, se aportan nuevos antecedentes acerca de las variaciones climáticas en la zona costera del Norte Grande, principalmente referidos a la ocurrencia de períodos de mayor pluviosidad durante el Pleistoceno tardío, durante el Cuaternario en general, y también en períodos anteriores a éste. Esto se ha realizado en base al estudio de los sedimentos cuaternarios, o más antiguos, como también el de la geomorfología de la zona. En el siguiente capítulo se mencionan los antecedentes geológicos necesarios para el marco de estos estudios.

Capítulo 4. Antecedentes Geológicos

"Doquiera se estiende la vista en aquellas aterradoras rejiones, la naturaleza parece premiar los esfuerzos del hombre, presentándole abundantes vetas de cuantos minerales i fósiles ha enumerado la ciencia humana". Texto recopilado de "La Imagen del Desierto de Atacama (XVI-XIX)", Manuel Vicuña Urrutia, 1995.

La descripción de la geología general del área de estudio ha sido dividida en dos partes principales. La primera comprende las rocas que afloran en la zona, junto con los sedimentos que las cubren. La segunda se refiere a las estructuras, y a la tectónica relacionada a ellas. Ambos tópicos tienen relevancia para la comprensión de los temas abordados en el resto de este trabajo.

4.1. Unidades litológicas y cobertura plio-cuaternaria

En la zona de estudio afloran rocas estratificadas e intrusivas cuyas edades varían desde el Paleozoico (?) hasta el Cretácico, sobre las cuales se disponen sedimentos de edad pliocena y cuaternaria (Figura 4.1).

4.1.1. Rocas estratificadas

Las **rocas estratificadas** de la zona, están agrupadas en las formaciones Bolfín (Klohn, 1965), La Negra (García, 1967), Caleta Coloso (Brüggen, 1950) y El Way (Brüggen, 1950).

La **Formación Bolfín** está constituida por gneises, anfibolitas y esquistos de edad pre-paleozoica a paleozoica (Klohn, 1965; Frutos, 1972; Aguirre et al., 1972), o jurásica a post-jurásica (Uribe y Niemeyer, 1984). Las rocas de esta formación afloran en la parte sur del área de trabajo, hacia el sur de la quebrada Jorgillo, constituyendo parte del substrato de su hoya hidrográfica.

La **Formación La Negra**, en la zona de estudio, está conformada por andesitas y rocas volcanoclásticas, cuyas edades han sido determinadas entre el Lías y el Oxfordiano (Alarcón y Vergara, 1964; Tobar, 1966; Ferraris y Di Biase, 1978). Los afloramientos de esta formación se distribuyen en gran parte de la zona central y norte del área de trabajo, constituyendo el substrato de las hoyas hidrográficas de las quebradas del sector.

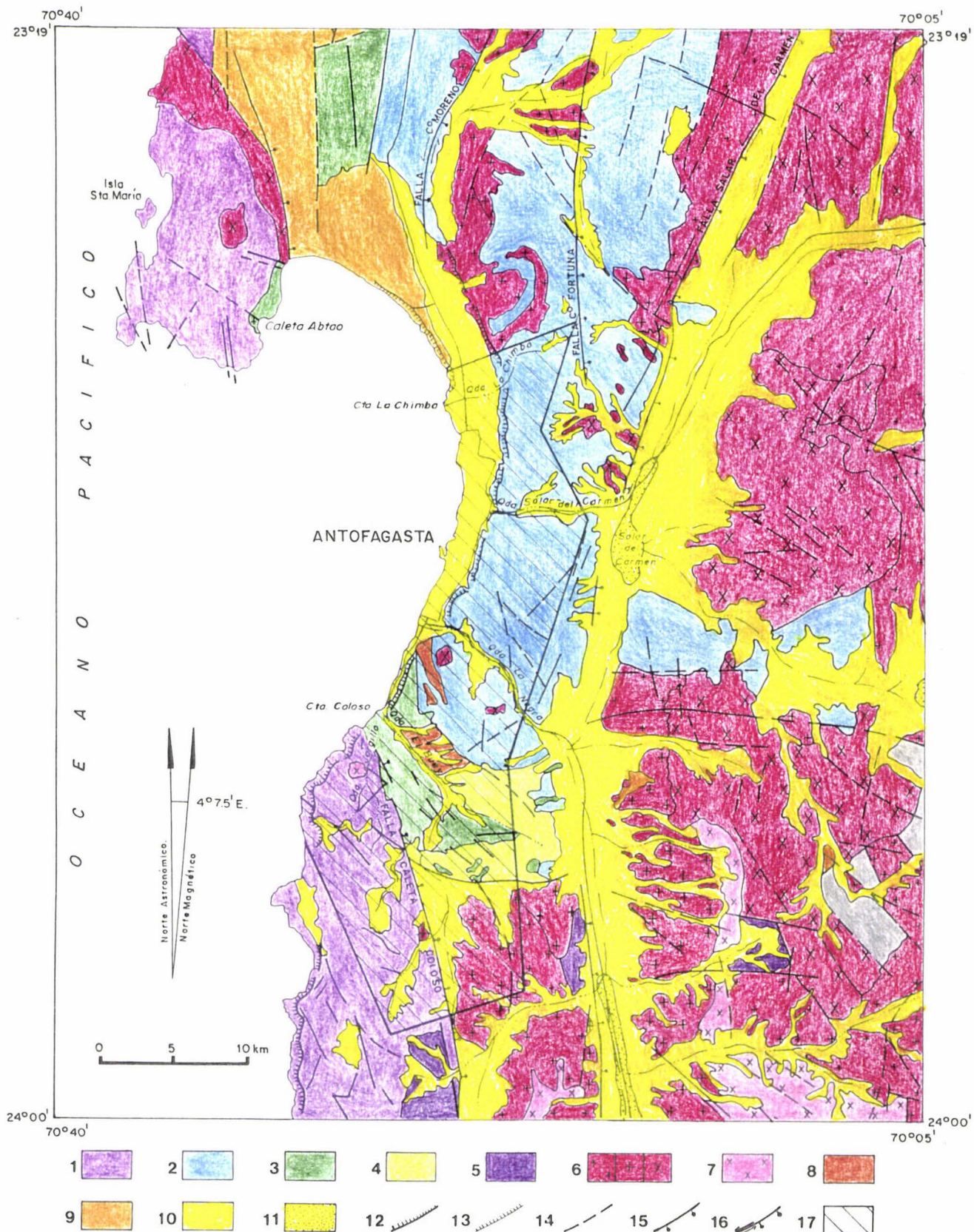


Fig.4.1. Marco geológico de la zona de estudio (Modificado de Ferraris y Di Biase, 1978). 1.Formación Bolfín 2.Formación La Negra 3.Formación Caleta Coloso 4.Formación El Way 5.Granitos paleozoicos 6.Dioritas, granodioritas y granitos jurásicos 7.Granitos cretácico-terciarios 8.Sedimentos aluviales terciarios 9.Formación La Portada 10.Sedimentos aluviales, coluviales y eólicos cuaternarios 11.Sedimentos lacustres y evaporíticos cuaternarios 12.Escarpe Costero 13.Acantilado de La Portada 14.Lineamiento 15.Falla normal indicando bloque hundido 16.Falla normal con componente sinistral 17.Zona de estudio

La **Formación Caleta Coloso** está compuesta por conglomerados y areniscas rojas continentales con impregnaciones de yeso y sal. Se dispone discordantemente sobre la Formación La Negra, e infrayace en concordancia a la Formación El Way. Estas relaciones de contacto permiten inferir una edad máxima titoniana y una edad mínima neocomiana para las rocas de esta formación (Ferraris y Di Biase, 1978). En la zona de estudio, sus afloramientos se concentran en el sector sur, conformando parte del substrato de las hoyas hidrográficas de las quebradas El Huáscar, El Buey y Jorgillo, entre otras.

La **Formación El Way** está compuesta por calizas, calcilutitas, calcarenitas y margas fosilíferas que sobreyacen a la Formación Caleta Coloso. Su edad, que ha sido inferida en un rango entre el Hauteriviano tardío y el Barremiano, es posiblemente aptiana (Ferraris y Di Biase, 1978). Las rocas de esta formación forman parte del substrato de la hoya de la quebrada El Buey.

4.1.2. Rocas intrusivas

Los afloramientos de **rocas intrusivas** son de poca importancia en extensión areal. En el sector central y norte del área de trabajo corresponden a dioritas, granodioritas y monzonitas que intruyen a la Formación La Negra. Estas relaciones de contacto, junto a resultados de dataciones radiométricas, permite asignarles una edad jurásica. En la parte sur e inmediatamente al norte de la zona afloran granitoides cuyas edades han sido asignadas al Jurásico (Ferraris y Di Biase, 1978) (Figura 4.1).

4.1.3. Sedimentos pliocenos (?) y cuaternarios

Los **sedimentos plio-cuaternarios** corresponden a gravas y arenas marinas asociadas a terrazas de abrasión marina, como también a sedimentos continentales, aluviales y eólicos, dispuestos sobre estas terrazas.

Los sedimentos aluviales se disponen formando conos desarrollados a partir de la desembocadura de las quebradas que cortan el Escarpe Costero, o bien en cuencas interiores en la Cordillera de La Costa. Los depósitos coluviales se ubican mayoritariamente al pie de las laderas, principalmente en las laderas del Escarpe Costero. Los sedimentos eólicos se disponen en extensos mantos o formando dunas en la parte sur y norte del área de estudio. Por último, sedimentos aluviales de probable edad pliocena se disponen discordantemente sobre rocas de las Formaciones La Negra, Caleta Coloso y El Way (Figura 4.1). Los sedimentos pliocenos y cuaternarios son descritos más adelante en este trabajo.

4.2. Estructura y Tectónica

Tres rasgos estructurales y geomorfológicos son de mayor relevancia para este estudio: la Zona de Falla Atacama, el Escarpe Costero y las terrazas marinas alzadas de la Franja Costera.

En este trabajo se efectuaron algunas observaciones y análisis respecto de la topografía y red de drenaje, como también de los principales lineamientos detectados en la zona. Se reconocieron algunos escarpes de falla en sedimentos pliocenos y pleistocenos, y se recolectaron datos acerca de la disposición de las fracturas que afectan a la Formación La Negra. Esta información, junto con algunas interpretaciones acerca de la tectónica relativa a ella, se discute más adelante en este estudio.

4.2.1. Zona de Falla Atacama (ZFA)

La ZFA es uno de los rasgos estructurales más importantes del norte de Chile. Se extiende por más de 1000 km entre Iquique (20°30'S) y La Serena (29°30'S), con una orientación principal N-S. De mayor relevancia para este trabajo es el tramo denominado Falla Salar del Carmen, situado inmediatamente al este de la zona de estudio, junto con su prolongación hacia el sur como Falla Paposo. Otra estructura de interés relacionada a la ZFA, es la Falla Caleta Coloso (Figura 4.1), dispuesta en dirección hacia la localidad homónima a partir de la Falla Paposo.

La edad de los movimientos a lo largo de la ZFA ha sido motivo de controversias. Algunos autores la han separado en segmentos, infiriendo, para algunos de ellos, fuertes movimientos de rumbo a partir del Mesozoico, con desplazamientos en el manto durante el Cuaternario (St Amand y Allen, 1960; Bowes et al., 1961; Arabasz, 1968, 1971). Scheuber (1987) determinó dos etapas de movimiento transcurrente sinistral ocurridas en el Jurásico y en el Cretácico temprano, y otra de movimiento en el manto, con alzamiento relativo del bloque occidental, ocurrida en el Mioceno tardío. Las últimas dos fases han sido datadas por Hervé (1987a, 1987b). La segunda fase transcurrente sinistral, datada a lo largo de la Falla Izcuña, al sur del área de estudio, habría ocurrido entre 144 y 131 Ma, mientras que una reactivación en el manto, detectada a lo largo de la Falla Paposo, habría ocurrido entre 19 y 5.5 Ma. Este autor considera una edad mínima de 19 Ma para el paisaje de la zona inmediata al norte de Paposo, señalando que no habrían reactivaciones de la falla posteriores a 5.5 Ma. De manera similar, Martínez y Niemeyer (1982) señalan que la Falla Caleta Coloso no se

habría desplazado verticalmente con posterioridad al Plioceno, ya que los depósitos de la Terraza de Antofagasta no se hallan afectados.

Naranjo (1987) interpretó que los últimos movimientos a lo largo de la Falla Salar del Carmen habrían ocurrido con anterioridad al Mioceno tardío, probablemente en el Mioceno medio, señalando que los escarpes visibles a lo largo de esta falla, que afectan a sedimentos aluviales y regolitos, corresponden en realidad a colapsos relacionados con el drenaje de megahoyas regionales. Por el contrario, y en base a estudios relacionados con el corrimiento de ejes de abanicos aluviales, Armijo y Thiele (1990) afirman que la Falla Salar del Carmen ha estado activa durante el Cuaternario, registrándose movimientos transcurrentes sinistral. Esta actividad estaría relacionada a factores geométricos locales en una extensión E-W, o a la actividad de un gran sistema de carácter continental que involucra el Codo de Santa Cruz (Armijo et. al., 1990).

Recientemente, Delouis et al. (1995) realizaron observaciones neotectónicas de campo, vinculadas con datos sísmicos y con énfasis en las fallas principales de la Cordillera de la Costa de la Región de Antofagasta. Según estos autores el fallamiento normal prevalece en la zona, con rumbos entre N350° y N20°, encontrando también componentes horizontales de desplazamiento sinistral y dextral. Las fallas de componente dextral tienen rumbos NW-SE, mientras que las de componente sinistral son NE-SW. Mediante el uso de algoritmos de inversión, estos autores determinaron un stress de magnitud mínima horizontal, de rumbo E-W, y un stress máximo de disposición vertical. Esta geometría de falla es compatible con una extensión E-W. El estudio del grado de erosión y frescura de los escarpes de algunas fallas como Paposo y Caleta Coloso, permite inferir que no han experimentado movimientos recientes, mientras que otras, como Salar del Carmen y Cerro Fortuna, han sufrido desplazamientos en el Holoceno tardío. De esta manera, estos autores interpretan que la región de antearco cercana a Antofagasta, ha estado bajo un régimen tectónico extensional desde probablemente el Mioceno.

Aunque las observaciones realizadas en este trabajo no fueron enfocadas al estudio de la ZFA en particular, algunas de ellas, más precisamente referidas a los sistemas de lineamientos y fallas prevalecientes en la zona, como también al movimiento inferido para estas fallas, podrían tener implicancias al respecto. Más específicamente, los sistemas de lineamientos y fallas prevalecientes en la zona de estudio tienen dirección N-S, NE-SW, NW-SE.

4.2.2. Escarpe Costero (EC)

Este gran rasgo estructural y geomorfológico se extiende por más de 800 km de manera casi continua entre Arica (18°29'S) y Taltal (25°26'S), con un promedio de altura de 700 m s.n.m.. Al norte de Iquique y al sur de Antofagasta retrocede bajo la acción de las olas, mientras que entre estas dos localidades constituye un acantilado muerto (Figura 4.1).

La discusión acerca de la génesis del EC se refiere a si corresponde principalmente a un antiguo acantilado marino, o si es una falla producto de la actividad tectónica. Al respecto, Brüggén (1950) interpretó que este escarpe corresponde a una falla que habría alzado el bloque de la Cordillera de La Costa, descartando la primera posibilidad. Rutland (1971) consideró, sin embargo, que además este escarpe de falla había sido modificado por la erosión marina. Por el contrario, Mortimer y Saric (1972) interpretaron que tenía un origen principalmente debido a este tipo de erosión, y que habría sido formado durante una gran transgresión ocurrida en el Plioceno. Paskoff (1976) consideró que el EC es parte de un sistema de fallas, cuya actividad habría sido más fuerte hacia el final del Mioceno y comienzos del Plioceno, y que posteriormente, a comienzos del Plioceno medio, habría retrocedido como producto de la erosión provocada por una gran transgresión marina.

Armijo y Thiele (1990) consideraron que la Falla Cerro Moreno, que limita por el oriente a la Pampa de Mejillones, es parte del EC, y que como esta falla registra actividad reciente, entonces este escarpe correspondería a un sistema de falla activo. Por el contrario, Hartley y Jolley (1995) señalaron que la Falla Cerro Moreno no tiene relación alguna con el EC, pues no encuentran evidencias de fallas recientes a lo largo de éste, considerándolo como un antiguo acantilado marino labrado durante el alzamiento del borde continental ocurrido en el Mioceno.

En este trabajo se realizaron observaciones de carácter geomorfológico y neotectónico, que sugieren un origen principalmente tectónico para el EC, en la zona estudiada.

4.2.3. Neotectónica asociada a las terrazas marinas

El estudio de la altimetría y edad de las terrazas alzadas de la costa, permite inferir las tasas de alzamiento a las cuales ha estado sometida esta zona. Los estudios de algunas terrazas de la franja litoral de Antofagasta han permitido realizar ciertas interpretaciones neotectónicas, especificadas a continuación.

i) Altimetría y edad de las terrazas

Las **terrazas de abrasión marina** se disponen principalmente al pie del Escarpe Costero, en una angosta franja situada entre éste y la línea de costa. Sus altitudes varían entre 0 m y +110 m s.n.m, correspondientes a la superficie en elaboración actual y a la **Terraza de Antofagasta** respectivamente. Esta última constituye un rasgo geomorfológico destacado en la zona, cuya altitud varía progresivamente desde +70 m s.n.m. en Caleta Coloso, hasta +110 m s.n.m. en el sector norte de la ciudad de Antofagasta. La determinación exacta de la edad de esta terraza plantea problemas. En base al contenido faunístico de los depósitos marinos asociados a ella, en algunas localidades de la zona, Martínez y Niemeyer (1982) han inferido una edad pliocena tardía para su elaboración. Esto se realizó considerando, entre otros, el hallazgo de Concholepas nodosa y Chlamys vidali, este último característico, según Herm (1969), del Plioceno tardío. Por otro lado, Ortlieb et al. (1995) han interpretado que, además de la ocupación antigua, esta terraza habría sido reocupada por el mar, posiblemente en el Pleistoceno temprano o parte del Pleistoceno medio. Esta última hipótesis se basa en el hallazgo de fauna típica del Pleistoceno (Concholepas concholepas, o bien "loco común"), en depósitos marinos asociados a la Terraza de Antofagasta, pero posteriores a los que contienen la fauna pliocena. La distribución espacial y temporal de la especie Concholepas concholepas ha sido determinada por Stuardo (1979), quien la ha situado en el Cuaternario de Chile y Perú. En lo que sigue de este estudio, se aceptará, como hipótesis de trabajo, una edad pliocena tardía-pleistocena temprana para la elaboración de la Terraza de Antofagasta.

La ubicación altimétrica cada vez más baja con la cercanía a la línea de costa, junto con el hallazgo de fauna característica del Pleistoceno-Holoceno en algunas localidades, permite inferir edades progresivamente más jóvenes con la disminución de altitud para el resto de las terrazas que conforman la franja ubicada entre la línea de costa y el Escarpe Costero. Particularmente, en Caleta Coloso se distinguen tres terrazas situadas a +70 m, +30 m y +6 m s.n.m., correspondiendo, la más alta, a la Terraza de Antofagasta. En la terraza intermedia análisis de resonancia del espín electrónico (ESR) y Uranio/Torio (U/Th) realizados en conchas de moluscos, han entregado resultados inciertos con un rango de valores de edad entre 210 ka a 364 ka (Radtke, 1989). En la terraza más baja, análisis de ESR y U/Th (Radtke, 1989), junto con racemización de aminoácidos y series de Uranio en conchas de moluscos (Ortlieb, 1993), han entregado valores que permiten asignar su elaboración al estadio isotópico 5e (125 ka), descartando una anterior interpretación que asignaba una edad de 30 ka para esta terraza (Paskoff, 1973). Posteriormente, este último autor ha manifestado su

convencimiento que la elaboración de esta terraza corresponde, en realidad, al estadio isotópico 5e (Paskoff, comunicación personal, 1995).

ii) Interpretaciones neotectónicas

Respecto de la Terraza de Antofagasta, Martínez y Niemeyer (1982) interpretan que su variación progresiva en altura, desde +70 m a +110 m s.n.m., se debe a un basculamiento del bloque de La Cordillera de La Costa, en relación con movimientos pleistocenos ocurridos a lo largo de la ZFA y sus fallas secundarias. En base a la altimetría y edad inferida para esta terraza, estos autores hipotetizan una tasa de alzamiento de 100 m para los últimos 2 Ma en la zona. Para Ortlieb et al. (1995), sin embargo, la reocupación de esta terraza por parte del mar pleistoceno, probablemente entre 1.6 y 0.7 Ma, permite inferir una tasa de alzamiento más fuerte, cercana a 100 m en los últimos 1.0 +/- 0.3 Ma.

En la zona costera cercana a Antofagasta, Ortlieb et al. (1993) identifican la terraza correspondiente al último máximo interglacial (estadio isotópico 5e, 125 ka). Estos autores interpretan que la zona costera ubicada entre Antofagasta y Coloso no ha sido objeto de movimientos verticales en los últimos 125 ka. El argumento de esta hipótesis considera el hecho que la terraza de 125 ka se encuentra, en esta zona, a una altura próxima a los +6 m s.n.m., altitud a la cual ha sido determinada globalmente. La identificación de esta misma terraza en un sector al noreste de Mejillones (+25 m), y en otro al norte de Hornitos (+36 m), permite determinar una tasa de alzamiento de más de 20 m en los últimos 120 ka (170-200 mm/1000 años) para la franja litoral al pie del EC, y de 100 mm/1000 años en las inmediaciones del pueblo de Mejillones. Ortlieb et al. (1994) reconocen un control estructural en la dirección N120°E y N20°E, sin evidencias de actividad reciente, señalando la existencia de fallas N-S con desplazamientos verticales en los últimos 200 a 120 ka, y asociando estas últimas al EC.

4.3. Conclusiones

Los antecedentes presentados muestran al menos dos aspectos de gran relevancia para este trabajo. El primero se refiere a la falta de estudios acerca de los rasgos geomorfológicos y los sedimentos cuaternarios y más antiguos de la zona. El segundo tiene relación con la gran actividad tectónica que desde muy antiguo, y hasta la actualidad, podría haber controlado la depositación y disposición morfológica de estos sedimentos. Más específicamente, los antecedentes sugieren que el margen costero, en la zona de trabajo, ha estado sometido a un alzamiento durante el

Pleistoceno, y probablemente desde el Plioceno tardío, que ha condicionado la disposición de las terrazas de abrasión marina de la Franja Costera. La ubicación y edad de algunas de estas terrazas sugiere que el alzamiento del margen costero ha sido diferencial, siendo mayor la tasa de alzamiento del sector norte, que la tasa de alzamiento del sector sur del área de trabajo.

Por otra parte, el origen o la actividad de las dos principales estructuras del área, el Escarpe Costero y la Zona de Falla Atacama, es aún motivo de controversia. Particularmente interesante para este trabajo resulta dilucidar el origen y actividad de la primera de estas estructuras, para así entender su influencia en el control morfológico de la sedimentación aluvial en el área de trabajo.

El siguiente capítulo tiene por objetivo fundamental mostrar el marco tectónico en el cual ha estado inmersa la depositación, para así entender, de manera más precisa, aquellas variaciones morfológicas y sedimentológicas que han estado más relacionadas con los cambios climáticos.

Capítulo 5. Geomorfología y Neotectónica

"...i con la decisión del que arriesga el todo por el todo, me arrojé sin pérdida de tiempo i lleno de abnegación al campo de mis ilusiones; recorrí sus desiertos áridos y desnudos de vegetación, reconocí sus montañas o serranías prolijamente, examiné sus panizos de sur a norte, sin dejar de fijar mi atención en sus playas i caletas del litoral...". Memorial de Juan López. Texto recopilado de "Autores y Temas de la II Región", Sergio Gaytán, 1996.

5.1. Geomorfología

Las unidades morfológicas principales de la zona de estudio son tres: el bloque montañoso, parte de la Cordillera de la Costa; el Escarpe Costero, que limita al macizo montañoso por el occidente; y la angosta franja situada entre el pie del Escarpe Costero y la línea de costa, denominada "Franja Costera" (Fotos 5.1 y 5.2).

5.1.1. Cordillera de La Costa

En la zona de estudio, la Cordillera de la Costa tiene un ancho de 10 km en la parte norte, a la latitud de La Chimba, y 15 a 20 km en la parte sur, frente a Caleta Coloso. Sus cumbres más altas, ubicadas entre los 900 y 1100 m s.n.m., constituyen la divisoria de aguas. Hacia el oriente, el drenaje escurre hacia la Depresión Central, mientras que hacia el occidente lo hace directamente hacia el Océano Pacífico.

Las quebradas que disectan esta cadena de montaña tienen un escurrimiento actual esporádico, y están encauzadas en profundos y angostos valles (laderas de pendiente 30° a 60°), en el caso de las quebradas pequeñas, o en valles más amplios en el caso de las quebradas de mayor envergadura. Las áreas de las hoyas hidrográficas de las quebradas más importantes de la zona se resumen en la Tabla 5.1. En esta tabla se aprecia que, según la extensión areal de las cuencas, se las puede agrupar en dos categorías principales: las de área menor a 10 km² (Grupo I), y las de tamaño mayor a 20 km² (Grupo II). Aunque en la mayoría de los casos el área de hoyas del Grupo II no supera los 45 km², la hoya de la quebrada El Buey constituye una excepción, con aproximadamente 185 km². La quebrada La Negra constituye un caso especial, con una hoya hidrográfica que alcanza los 2208 km². Sin embargo, en la parte baja, la que comprende el bloque de la Cordillera de La Costa, parte del área de este trabajo, es del orden de 43 km² (Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto).



Foto 5.1. Morfología de la Franja Costera en el sector de Caleta Coloso. En primer plano se pueden ver parte del cono aluvial formado por la quebrada Jorgillo, engranando con el cono formado por la quebrada situada inmediatamente al sur de ésta. En segundo plano, en el frente de la montaña, se puede distinguir la Terraza de Antofagasta (TA) labrada en rocas de la Formación Jorgino-Bolfín. Vista hacia el sureste.



Foto 5.2. Morfología de la Franja Costera en el sector de la ciudad de Antofagasta, entre las quebradas Caliche (por el sur, a la derecha de la fotografía) y El Ancla (por el norte). Hacia la derecha de la fotografía se pueden ver remanentes de la Terraza de Antofagasta (TA), en el sector central se muestra la ubicación de la quebrada El Toro (qET), y hacia la izquierda se indica la ubicación de las facetas triangulares en el Escarpe Costero (EC). Vista hacia el este.

Tabla 5.1. Superficie de las hoyas hidrográficas de las quebradas de la zona (Modificada de DGA, informe inédito).

Grupo I		Grupo II	
Cuenca (Nombre de la quebrada principal)	Area (km²)	Cuenca (Nombre de la quebrada principal)	Area (km²)
Rocas	1,8	La Chimba	25,6
Las Conchas	3,2	Salar del Carmen	33,2
Bonilla	5,1	La Cadena	21,0
Farellones	3,8	La Negra*	43,0
El Ancla	1,3	El Buey	185,0
Baquedano	0,6	Jorgillo	29,5
Uribe	0,5		
El Toro	3,2		
Caliche	2,2		
Jardines del Sur	9,2		
El Huáscar	2,7		

*: Comprende sólo la Cordillera de la Costa

Los perfiles geomorfológicos I-I' a V-V' de la Figura 5.1, muestran la topografía en distintos sectores de la zona. En ellos se puede ver que, de manera general, la pendiente media de la vertiente occidental es mayor que la pendiente media de la vertiente oriental. Lo mismo ocurre en el caso de las quebradas, siendo mayor la pendiente de las quebradas del bloque occidental que la pendiente de las quebradas del bloque oriental. Todo esto condiciona que la erosión en las cabeceras de las quebradas del bloque occidental sea mayor que en las del bloque oriental, generando una morfología de captura de los cauces orientales por parte del escurrimiento de las quebradas occidentales. En estas últimas, además, es común ver valles "colgados" y cursos capturados por otros cauces principales (Figura 5.2).

La topografía de las hoyas hidrográficas de las quebradas en general es irregular, exceptuando las cuencas de las quebradas El Buey y Jorgillo, lo que coincide con un cambio en la litología del substrato (Figura 5.1, Mapa topográfico y Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto). La hoya de la quebrada El Buey se puede dividir en dos partes geomorfológicamente distintas: una superior, ubicada por sobre los 500 m s.n.m., y otra inferior. La parte superior está esencialmente constituida por amplios valles de suave pendiente (1 a 3°), en los cuales se disponen sedimentos aluviales cubiertos por arenas eólicas. En la parte inferior de la hoya las quebradas se tornan profundas y angostas, dejando numerosas superficies "colgadas" a alturas que varían desde 10 a 30 m sobre el fondo de las quebradas en la parte superior, aumentando a 100 a 150 m en la zona de la desembocadura. Estas superficies "colgadas" corresponden a

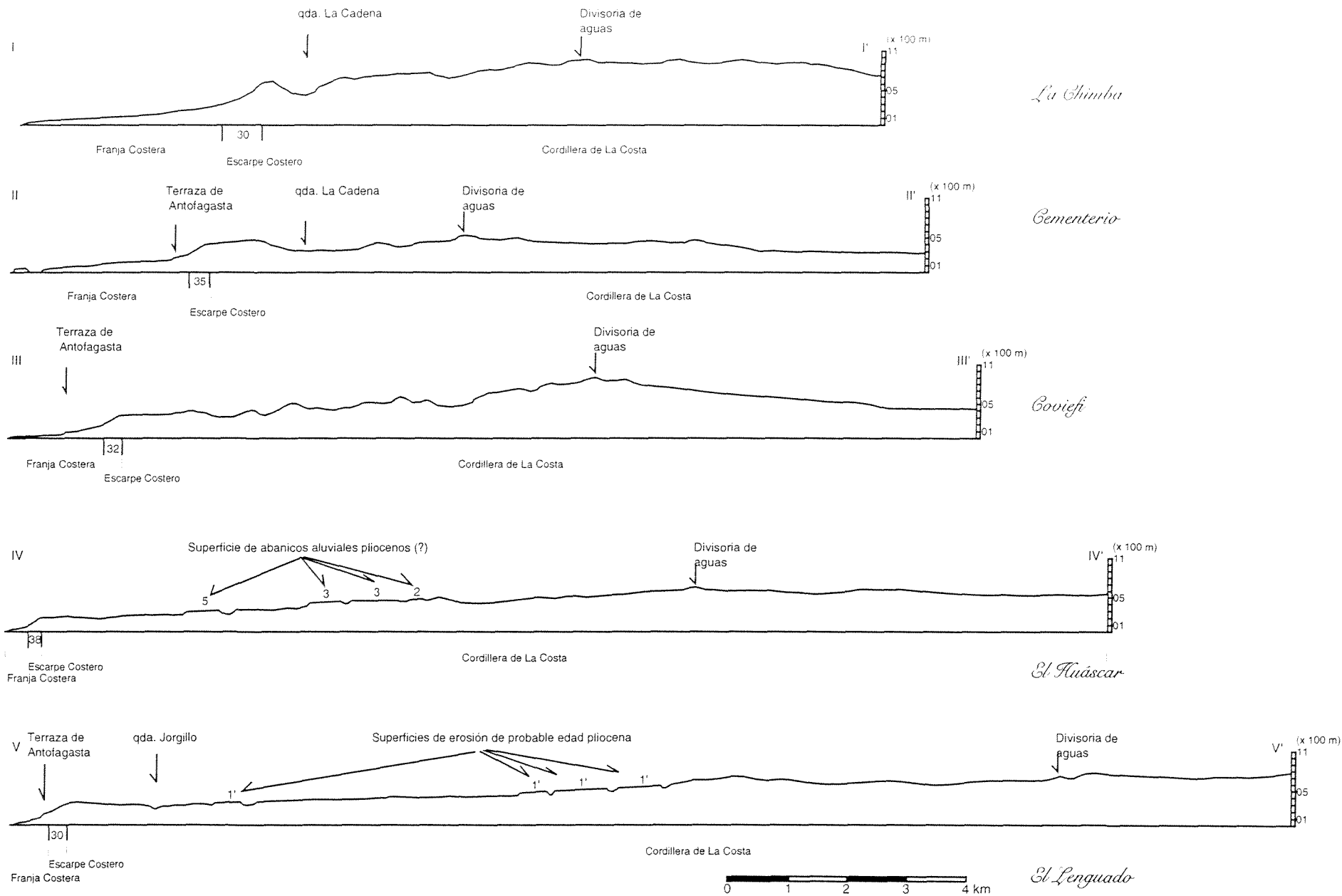


Figura 5.1. Perfiles topográficos trazados en distintos sectores a lo largo de la zona de estudio. Se indica la ubicación de los tres rasgos geomorfológicos principales, como también la pendiente ($^{\circ}$) del Escarpe Costero. La ubicación de los perfiles se muestra en el Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta (fuera de texto).

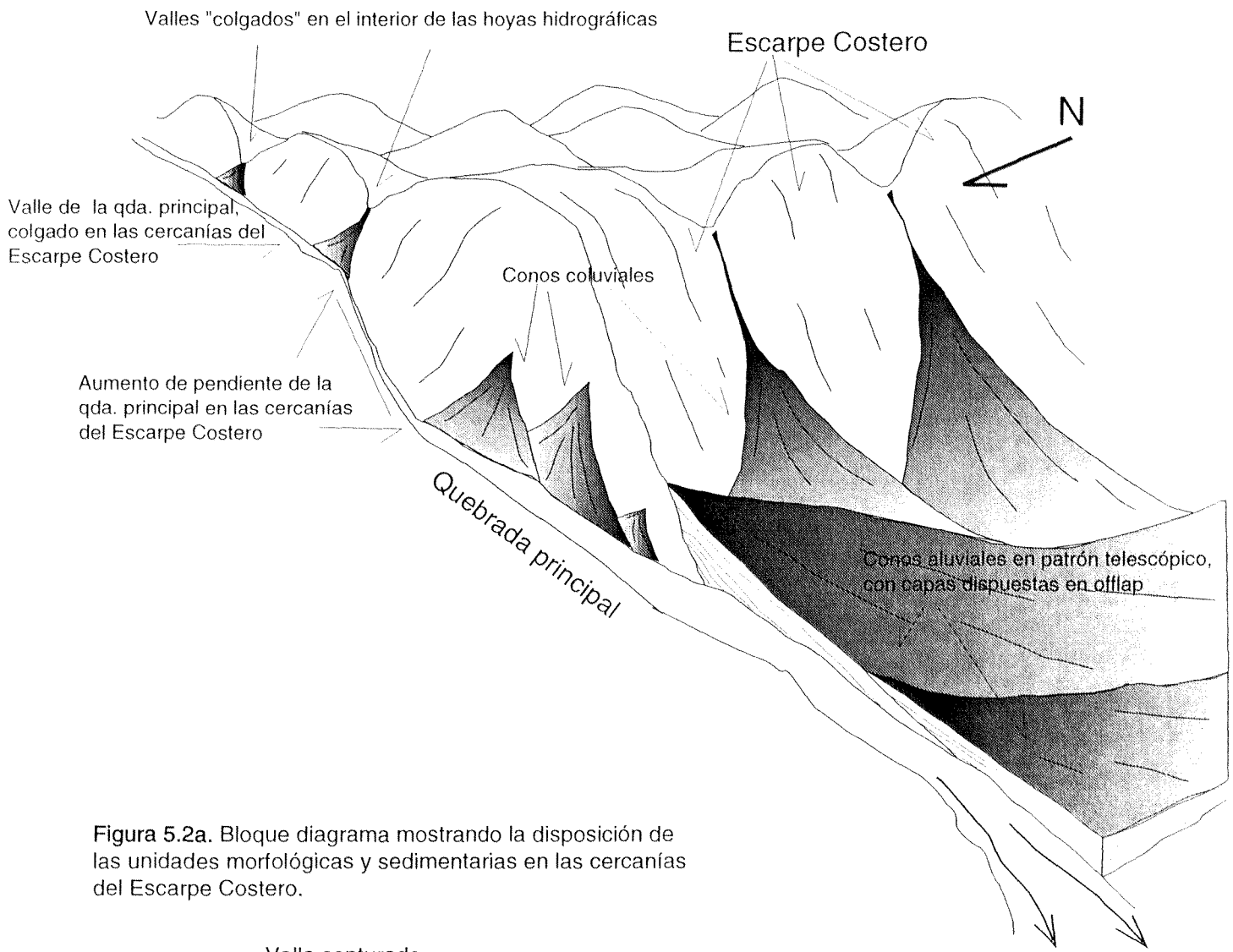


Figura 5.2a. Bloque diagrama mostrando la disposición de las unidades morfológicas y sedimentarias en las cercanías del Escarpe Costero.

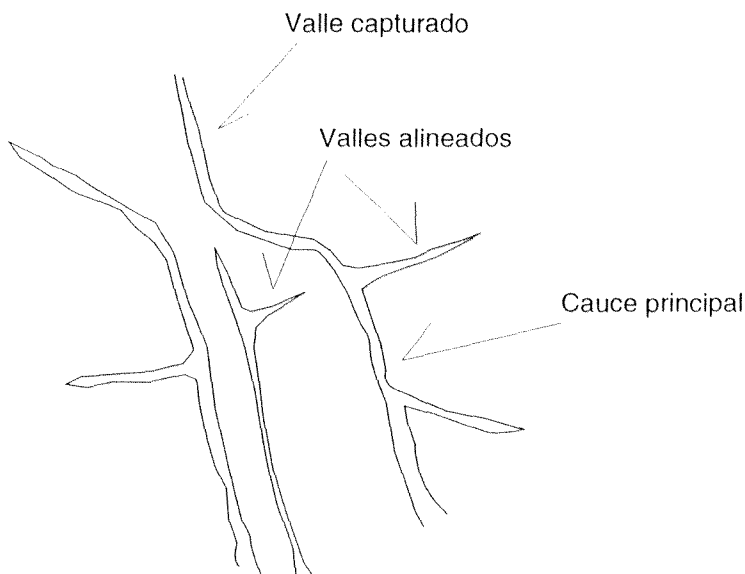


Figura 5.2b. Esquema de valles capturados y valles alineados.

superficies de erosión que cortan el substrato, confiriéndole a éste una pendiente de 2 a 3° (Figura 5.1: perfiles IV-IV' y V-V'). El perfil V-V' (Figura 5.1) atraviesa un sector de la parte inferior de la hoya hidrográfica de la quebrada El Buey.

Correlacionando las superficies "colgadas" en este perfil, es posible construir una gran superficie de erosión que subiría al menos desde los 300 m s.n.m. hasta los 500 a 550 m s.n.m.. De manera similar y con ayuda de la observación de fotografías aéreas, se pueden correlacionar otras superficies ubicadas a distintas alturas, y determinar una secuencia temporal relativa para la génesis de estas superficies de erosión que, de más antiguo a más joven, varía desde 1' a 2' (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto). Dado que las superficies más bajas se ubican, en el sector de Caleta Coloso y quebrada El Buey, a mayor altura que la Terraza de Antofagasta (ubicada a +70 a +80 m s.n.m.), de edad pliocena tardía-pleistocena temprana (Figura 5.1: Perfil V-V'), se sugiere una edad **pre-pliocena tardía** para la elaboración de estas superficies de erosión. Por otra parte, considerando la diferencia de cota entre la Terraza de Antofagasta y estas superficies (entre 100 y 200 m), como también el grado de erosión de ellas y la gran profundización de las quebradas, las cuales dejan "colgadas" a estas superficies, se ha inferido, aunque sin argumentos suficientemente sólidos, una edad **pliocena o aún más antigua** para la elaboración de las mismas. Estos argumentos tienen relación con el tiempo necesario para que, bajo un clima de características áridas o semiáridas, se produzca una erosión de una magnitud suficiente como para dejar "colgadas", a gran altura, a estas superficies de erosión. El tiempo inferido en este caso se puede deducir a partir de la edad sugerida para la elaboración de estas superficies. En lo que sigue de este estudio se aceptará esta edad como hipótesis de trabajo.

En el costado norte de la quebrada El Buey, y sobre superficies de erosión, se disponen sedimentos aluviales que también le confieren al terreno una suave pendiente (1 a 3°) (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto). La morfología, estratigrafía y sedimentología de éstos sugiere que corresponden a antiguos abanicos aluviales. Las superficies de estos abanicos, así como las del substrato que los subyace, se encuentran escalonadas por escarpes del orden de varias decenas de metros, lo que permite establecer una cronología relativa para su formación (Figura 5.3a, Fotos 5.3, 5.4 y 5.5). A partir de la observación de fotografías aéreas se ha determinado una secuencia temporal relativa para la génesis de estos abanicos aluviales, que varía, de más antiguo a más joven,

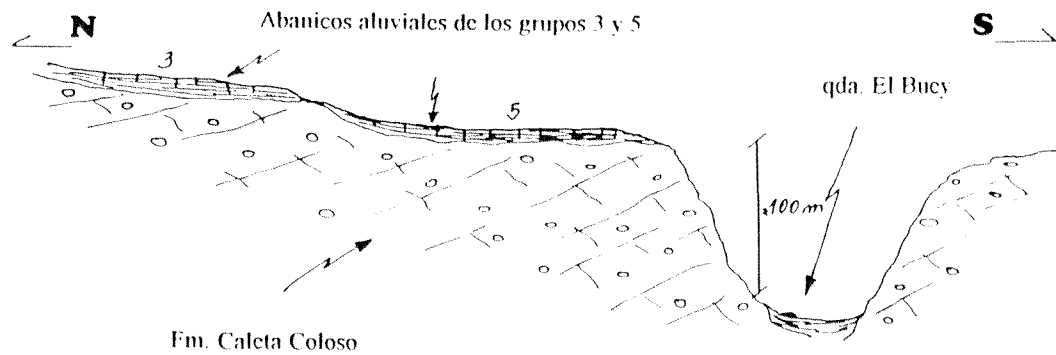


Figura 5.3a. Esquema de la disposición morfológica de los abanicos aluviales antiguos (grupos 3 y 5), ubicados al costado de la qda. El Buey.

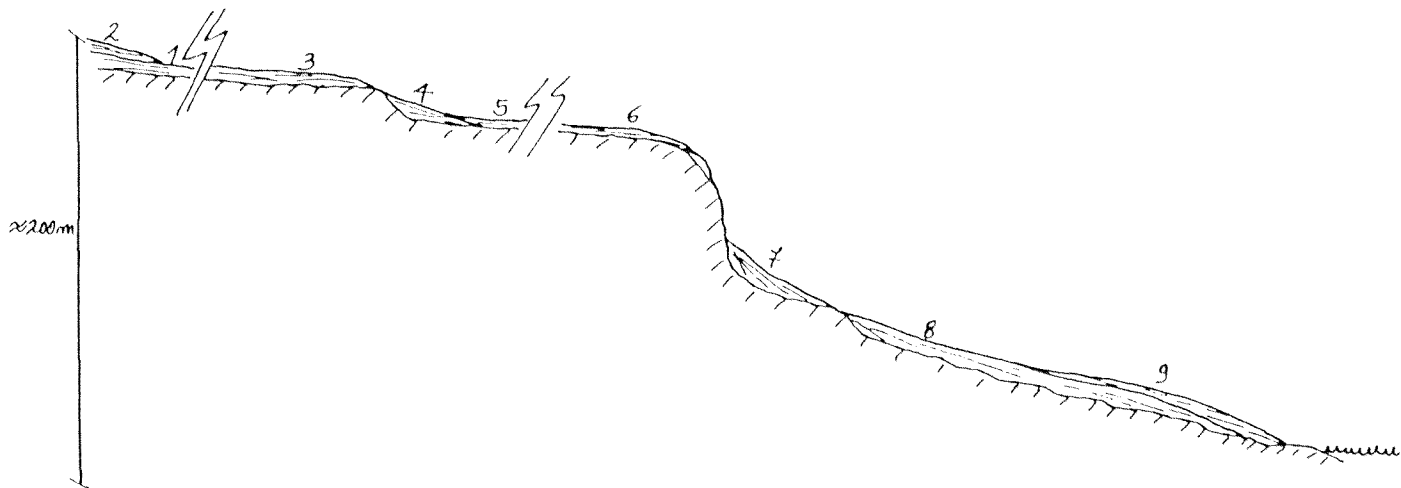


Figura 5.3b. Esquema generalizado de la disposición morfológica de la totalidad de los abanicos aluviales reconocidos en la zona de estudio (grupos 1 a 9).

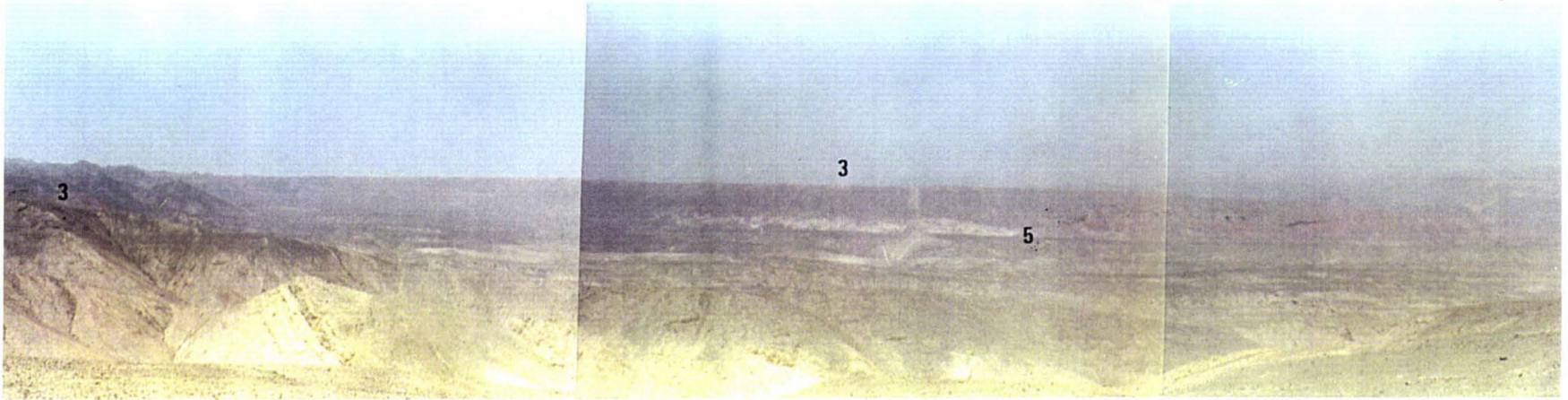


Foto 5.3. Abanicos aluviales antiguos, dispuestos en la hoya hidrográfica, al costado norte de la quebrada El Buey. Se muestra la superficie de algunos abanicos del grupo 3 (3), y la de un abanico del grupo 5 (5). Vista hacia el este.

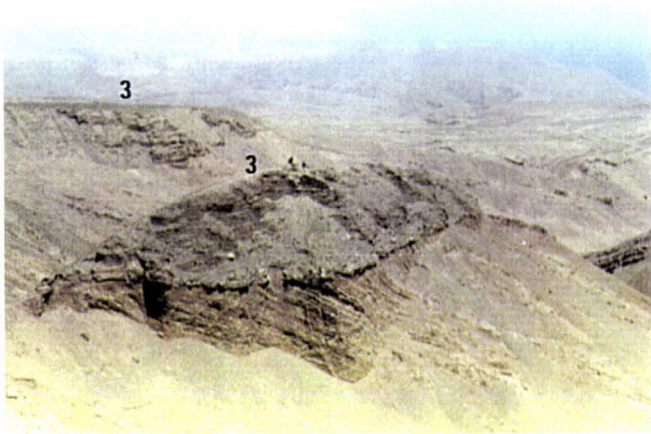


Foto 5.4. Discordancia angular entre los sedimentos aluviales de un abanico del grupo 3 (3), y las rocas de la infrayacente Formación Caleta Coloso. Vista hacia el sureste.

Foto 5.5. Morfología de parte de la zona estudiada en el sector de la desembocadura de la quebrada El Buey. Se indica la ubicación de los sedimentos de un abanico del grupo 6 (6), colgados en las laderas de una quebrada afluente de la quebrada El Buey. Vista hacia el norte.



desde 1 a 6. Por altimetría y proyección de superficies es posible correlacionar la base de los abanicos más antiguos (abanicos 1 y 2, posiblemente también 3), con las superficies "colgadas" ubicadas al costado sur de la quebrada El Buey (superficies 1' y 2'). Dado que los abanicos aluviales del grupo 6 de esta secuencia se encuentran "colgados" en las quebradas y en el Escarpe Costero, y a cierta altura (del orden de 50 m aproximadamente) sobre la Terraza de Antofagasta en el sector (Figura 5.1: Perfil IV-IV'; Foto 5.5), y considerando además que en el sector superior de Jardines del Sur, éstos abanicos (grupo 6) se encuentran inmediatamente sobre, y encajando a los sedimentos aluviales del Pleistoceno temprano (grupo 7), se ha interpretado una edad **pliocena tardía** para los abanicos del grupo 6. Considerando la diferencia de cota dada por el escarpe (salto) que separa los abanicos de los grupos 1, 2 y 3 de los abanicos de los grupos 4, 5 y 6 (entre 10 y 20 m de desnivel entre los del grupo 3 y 4, hasta 40 ó 50 m entre los de 3 y 5), y además el mayor grado de erosión de los primeros tres grupos de abanicos de la secuencia (1, 2 y 3), se ha inferido una edad **pliocena temprana** para ellos (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto; Figura 5.1: Perfil IV-IV'). De este modo se infiere una edad pliocena para los primeros 6 grupos de la secuencia de abanicos (1 a 6), en donde la edad de los primeros 3 (1 a 3) sería pliocena temprana, mientras que la de los tres siguientes (4 a 6) sería principalmente pliocena tardía (Figura 5.3b).

A nivel de la cima del Escarpe Costero, en algunos tramos de éste, se ubican superficies de suave pendiente que en el sector sur de la zona (quebrada El Buey), corresponden a la prolongación de las superficies más bajas discutidas en los párrafos anteriores (Figura 5.1: Perfiles II-II' a IV-IV'; Foto 5.5). Estas superficies suben de cota de sur a norte, en conjunto con la cima del Escarpe Costero, encontrándose aproximadamente a 150 m s.n.m. en la quebrada El Buey, 250 m s.n.m. en la quebrada La Cadena, 500 m s.n.m. en la quebrada Bonilla y 550 m s.n.m. en la quebrada Rocas (Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto).

5.1.2. Escarpe Costero

El Escarpe Costero constituye el límite occidental de la Cordillera de La Costa y el límite oriental de la Franja Costera (Fotos 5.1 y 5.2). Este escarpe produce abruptas diferencias de cota entre ambos rasgos morfológicos, que varía desde 350 m, en la parte norte, en el sector de La Chimba, a 100 m en la parte sur, en el sector de El Huáscar (Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto). Estas diferencias de cota producen pendientes medias del orden de los 30° en el Escarpe Costero (Figura 5.1: Perfiles geomorfológicos I-I' a V-V'). La cota de la cima del

escarpe disminuye por tramos en la zona, de forma sistemática y relativamente abrupta: ésta es de 550 m s.n.m., entre las quebradas La Chimba y Farellones, 400-350 m s.n.m. entre las quebradas La Cadena y El Toro, y 150 m s.n.m. entre la quebrada La Negra y Caleta Coloso, al costado norte de la quebrada Jorgillo. Inmediatamente al sur de esta quebrada el escarpe sube hasta cotas cercanas a 300 m s.n.m., alcanzando rápidamente los 550 m s.n.m. 3 km al sur del Cerro Coloso (Mapa de topográfico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto).

La orientación de este rasgo geomorfológico en la zona, también varía por tramos, los cuales están controlados por un sistema de lineamientos (Mapa topográfico y Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto). Entre las quebradas La Chimba y Farellones el Escarpe Costero tiene una orientación predominante $N172^{\circ}E$, controlada principalmente por lineamientos $N170^{\circ}E$, y en menor medida desplazado por lineamientos $N38^{\circ}E$. En la quebrada Bonilla este escarpe es desplazado por un lineamiento de dirección $N120^{\circ}E$, que además orienta a esta quebrada. Entre las quebradas Farellones y El Toro, el Escarpe tiene una disposición general $N10^{\circ}E$, compuesta, entre las quebradas Farellones y La Cadena, por una dirección principal $N38^{\circ}E$ y desplazado por lineamientos $N122^{\circ}E$, y, entre las quebradas La Cadena y El Toro, por una dirección principal $N170^{\circ}E$, levemente desplazado por lineamientos $N20^{\circ}E$. En la quebrada El Toro, el Escarpe Costero es nuevamente desplazado por un lineamiento que orienta esta quebrada, de dirección $N134^{\circ}E$. Hacia el sur de la quebrada El Toro este escarpe tiene una orientación general $N30^{\circ}E$, compuesta por una disposición preponderante $N5^{\circ}E$ y otra $N43^{\circ}E$.

Las pendientes medias de las quebradas principales de cada hoya hidrográfica presentan una variación sistemática, que, de manera general, consiste en un brusco aumento hacia la desembocadura de las quebradas, produciendo un punto de inflexión en su perfil topográfico (Figura 5.4: Perfiles A-A' a T-T'). Esta información es resumida en la Tabla 5.2. En ella se puede notar que las pendientes medias de las quebradas de las hoyas hidrográficas del Grupo I aumentan entre 3° y 25° , dejando numerosos valles "colgados" en las cercanías del Escarpe Costero (Figura 5.2a), mientras que las del Grupo II, incluyendo la quebrada La Negra, lo hacen entre 1° y 4° . Este cambio ocurre a menos de 1.5 km de la desembocadura, en el caso del primer grupo, y a más de 2 km en el caso del segundo. La diferencia de cota entre la desembocadura y el punto de inflexión, para las quebradas del Grupo I ubicadas entre las quebradas Rocas y El Toro, es predominantemente del orden de 200 m,

mientras que hacia el sur, entre las quebradas Caliche y El Huáscar Sur, es del orden de 150 m. Esta diferencia de cota es del orden de 250 m en las quebradas La Chimba y Salar del Carmen, 200 m en las quebradas La Cadena y La Negra, y 150 m en las quebradas El Buey y Jorgillo. Los perfiles topográficos longitudinales de las quebradas (Figura 5.4) muestran que, además del cambio de pendiente cerca de la desembocadura, existen otros cambios en sectores superiores de las mismas, de características similares a los ya mencionados.

Tabla 5.2. Variación sistemática de las pendientes medias de las quebradas de la zona, mostrada en los perfiles A-A' a T-T'.

Grupo I			
Quebrada/ Perfil	Cambio de pendiente (°)	Aumento de pendiente (°)	Diferencia de cota (m)
Rocas G-G'	09-18	09	200
Las Conchas H1-H1'	10-30	20	200
	H2-H2'	17-36	19
Club Hípico I-I'	15-26	11	200
Bonilla J1-J1'	02-20	18	200
	J2-J2'	10-19	09
Farellones K-K'	05-20	15	200
El Ancla L-L'	10-30	20	150
Baquedano M1-M1'	10-35	25	200
	M2-M2'	07-30	23
Uribe N-N'	09-12	03	200
El Toro Ñ1-Ñ1'	06-27	21	200
	Ñ2-Ñ2'	09-21	12
Caliche O-O'	07-30	23	150
Jardines del Sur P-P'	05-16	11	100
Garumas Q-Q'	06-30	24	150
Huáscar Norte R-R'	10-20	10	150
El Huáscar S-S'	03-21	18	150
Huáscar Sur T-T'	09-20	11	150

Grupo II			
Quebrada/ Perfil	Cambio de pendiente (°)	Aumento de pendiente (°)	Diferencia de cota (m)
La Chimba A-A'	06-08	02	250
Salar del Carmen B-B'	01-04	03	250
La Cadena C-C'	05-09	04	200
La Negra D-D'	01-02	01	200
El Buey E-E'	01-02	01	150
Jorgillo F-F'	02-04	02	150

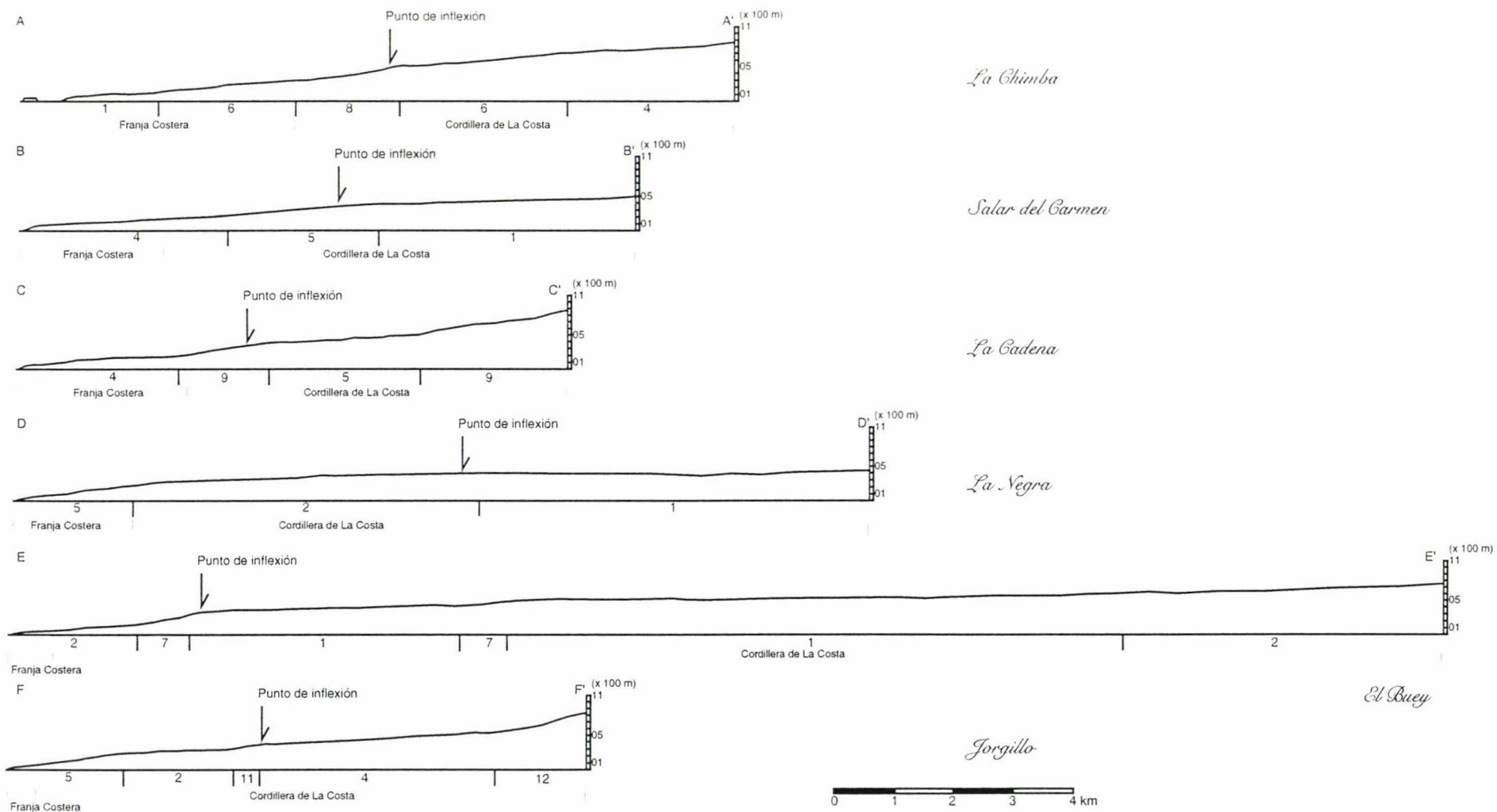
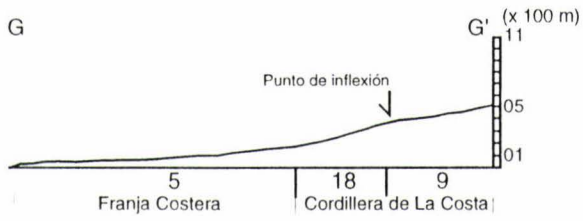
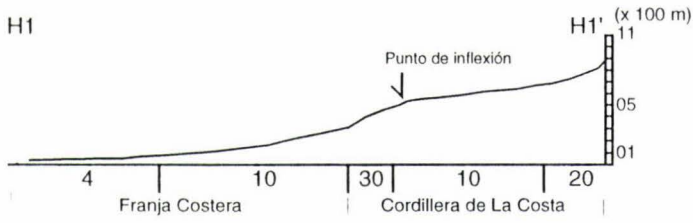


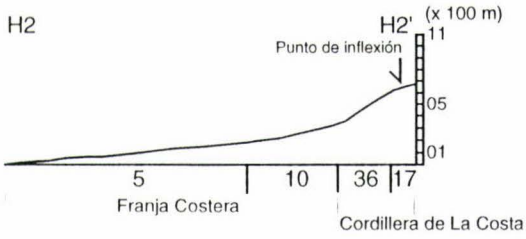
Figura 5.4a. Perfiles topográficos de la superficie de las quebradas del Grupo II de la zona de estudio. Se indica la ubicación del límite entre la Franja Costera y la Cordillera de La Costa, como también la pendiente ($^{\circ}$) de la superficie en distintos tramos de las quebradas. La ubicación de los perfiles se muestra en el Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta (fuera de texto).



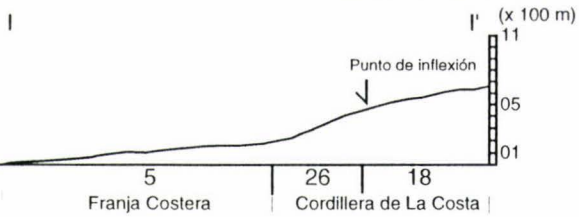
Rocas



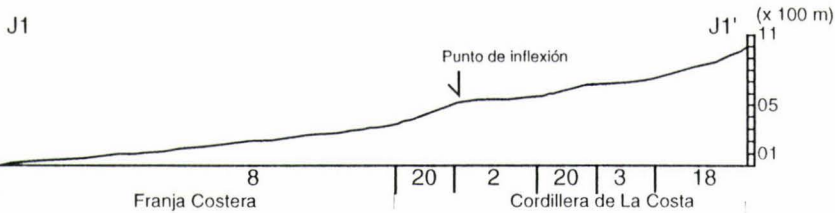
Las Conchas1



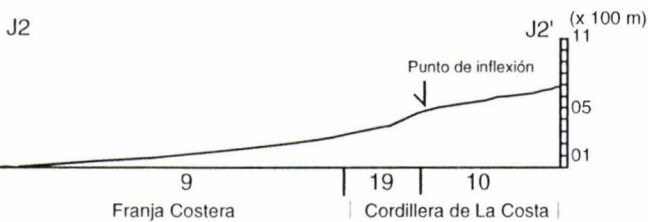
Las Conchas2



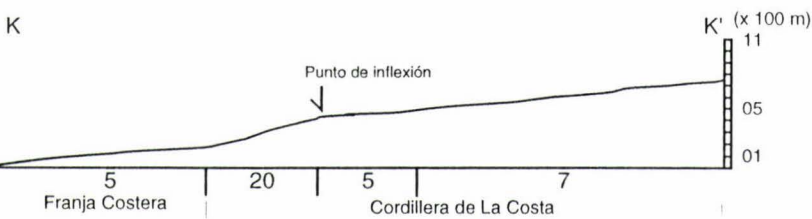
Club Hípico



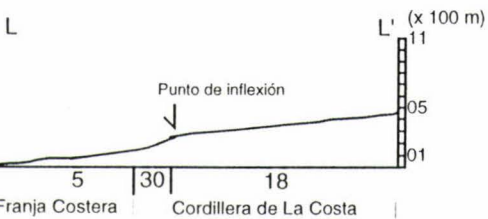
Bonilla1



Bonilla2

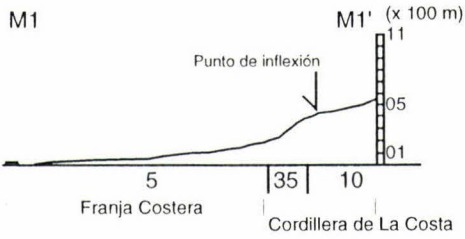


Farellones

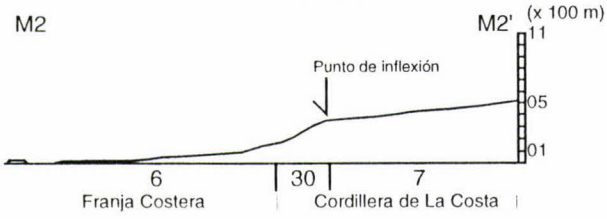


El Ancla

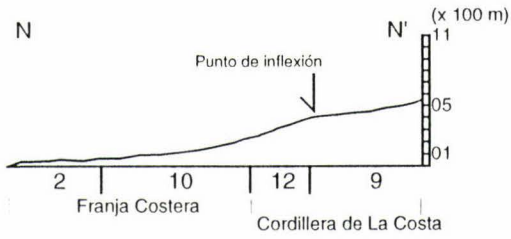




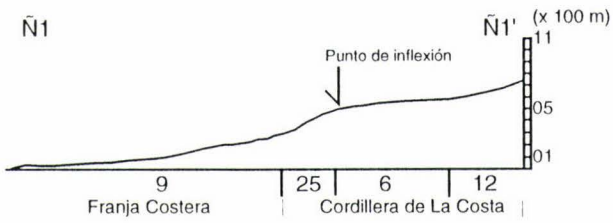
Baquadano1



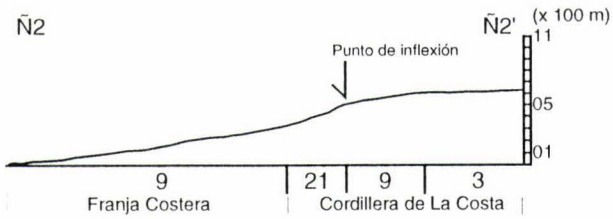
Baquadano2



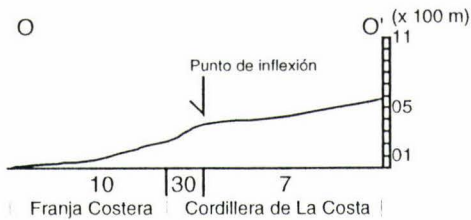
Uribe



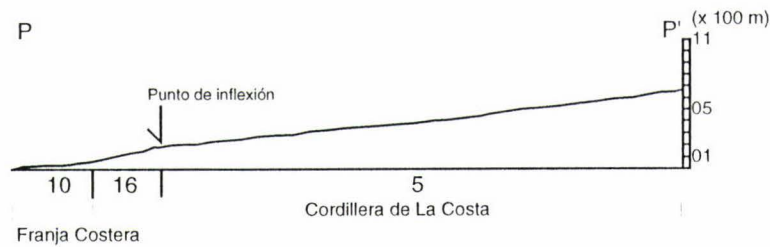
El Toro1



El Toro2



Caliche



Jardines del Sur



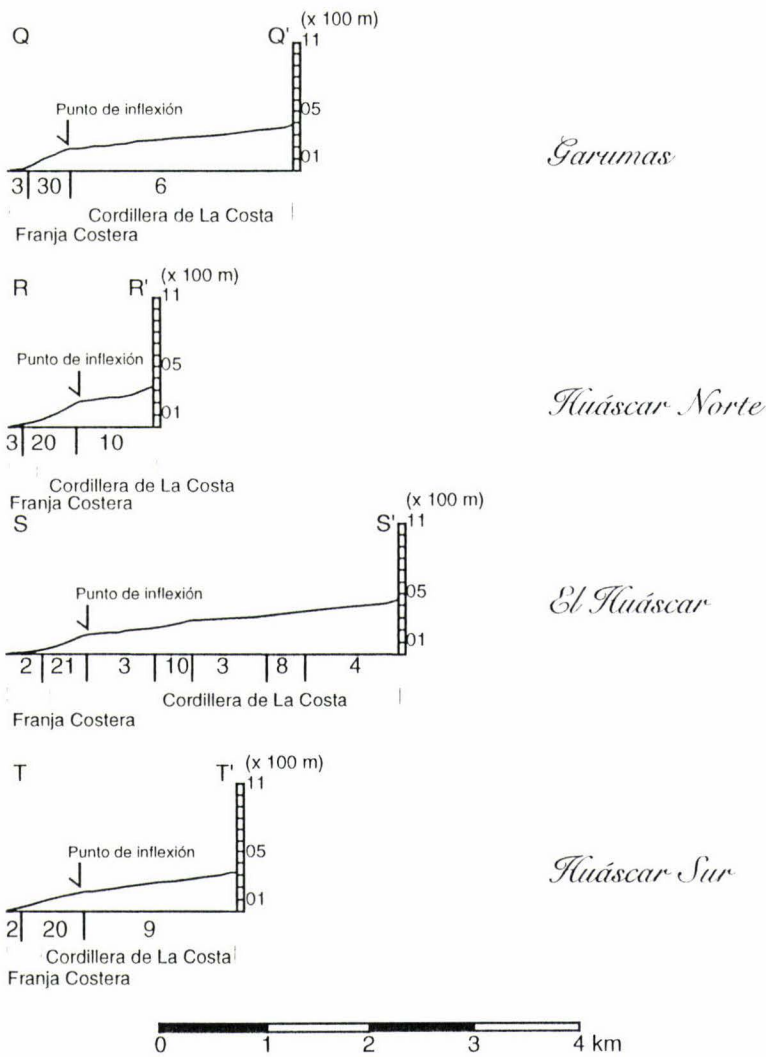


Figura 5.4b. Perfiles topográficos de la superficie de las quebradas del Grupo I de la zona de estudio. Se indica la ubicación del límite entre la Franja Costera y la Cordillera de La Costa, como también la pendiente ($^{\circ}$) de la superficie en distintos tramos de las quebradas. La ubicación de los perfiles se muestra en el Mapa topográfico de la zona costera de Antofagasta (fuera de texto).

El ploteo de los puntos de inflexión en el mapa topográfico de la zona, permite notar que, para quebradas adyacentes del Grupo I, éstos se encuentran alineados según una dirección N172E, entre las quebradas Rocas y Bonilla, N175E, entre Baquedano y El Toro, y N10E en el sector de El Huáscar. En la Tabla 5.3 se puede ver la coincidencia entre la orientación dada por los puntos de inflexión, y la del Escarpe Costero en la misma zona. En todos los casos los lineamientos dados por los puntos de inflexión se orientan paralelamente a la disposición predominante de este escarpe en el mismo tramo.

Tabla 5.3. Orientaciones de los puntos de inflexión, y disposiciones del Escarpe Costero.

Tramo	Disposición general del EC (°)	Orientaciones principales del EC (°)	Orientación de los puntos de inflexión (°)
La Chimba-Farellones	N172E	*N170E N38E	N172E
Farellones-El Toro	N10E	*N38E N122E	
1) Farellones-La Cadena		*N170E N20E	N175E
2) La Cadena-El Toro		*N5E N43E	N10E
El Toro-Jorgillo	N30E		

*: Orientación predominante

5.1.3. Franja Costera

La Franja Costera se ubica entre la línea de costa y el pie del Escarpe Costero. Tiene un ancho variable de norte a sur desde 3 km en La Chimba, a menos de 100 m en el extremo norte de Caleta Coloso.

Morfológicamente destacan dos rasgos de importancia: las terrazas de abrasión marina, en su mayoría de edad pleistocena, y los conos aluviales que se disponen sobre estas terrazas.

i) Descripción y consideraciones neotectónicas respecto de las terrazas de abrasión marina

Las terrazas marinas varían altimétricamente desde 0 m s.n.m. a +110 m s.n.m., al costado sur de la desembocadura de quebrada La Cadena, y desde 0 m s.n.m. a +70 m s.n.m. en Caleta Coloso (Figura 5.5). La edad de algunas de estas terrazas ya ha sido discutida en el Capítulo 4 (Antecedentes geológicos). El número de terrazas observadas varía de sur a norte en la zona, y está estrechamente relacionado con el ancho de la Franja Costera en cada sector (Mapa geológico y geomorfológico de la

zona costera de Antofagasta). Como ya se ha dicho anteriormente, en Caleta Coloso, además de la playa holocena, se distinguen tres terrazas situadas a +6 m, +30 m, y a +70 m s.n.m.. En la desembocadura de quebrada La Negra, y en el sector de la quebrada El Toro, se distinguen 5 terrazas situadas hasta +90 m s.n.m. (la última correspondiente a la Terraza de Antofagasta), mientras que en el sector de La Chimba se distinguen 8 terrazas situadas desde hasta +110 o +130 m s.n.m. Los escarpes ubicados al pie de las terrazas no superan, en general, los 5 m de diferencia de cota, con excepción del escarpe situado al pie de la Terraza de Antofagasta que puede alcanzar 15 a 20 m en el tramo frente a la ciudad (Foto 5.2). Como ya se ha mencionado en el Capítulo 2, a partir del estudio de la altimetría y edad de las terrazas es posible inferir tasas de alzamiento para la zona costera. La ubicación altimétrica de la Terraza de Antofagasta, permite cuantificar el alzamiento relativo de la costa ocurrido desde finales del Pleistoceno temprano, entre 70 m, en Caleta Coloso, y 110 m, en el sector de la quebrada Salar del Carmen. Esta variación en el alzamiento costero condiciona la variación en el ancho de la Franja Costera y el número de terrazas marinas a lo largo de la bahía de Antofagasta.

ii) Descripción y marco morfoestratigráfico de los abanicos (conos) aluviales

Los conos aluviales se ubican al pie del Escarpe Costero, y constituyen series de dos a tres conos que progradan pendiente abajo, encontrándose, en general, los más antiguos más cerca de la desembocadura de las quebradas, mientras que los más jóvenes se disponen cada vez con menor pendiente y encajados en los más antiguos. Todo esto condiciona un patrón telescópico en la disposición de los conos originados por una misma hoya hidrográfica, como también una disposición en offlap de las capas que los constituyen (Figuras 5.2a y 5.6; Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto). La ubicación y disposición de los conos es controlada principalmente por la disposición de las terrazas marinas de la Franja Costera, y el ancho de esta última. Los conos más jóvenes se disponen sobre la terraza asignada al estadio isotópico 5e (125 ka). Esta relación es clara en Caleta Coloso, en donde se ha establecido la columna estratigráfica tipo para el **Pleistoceno tardío**, que, en la secuencia relativa de conos aluviales, corresponde a los conos del grupo 8 (Figura 5.5; Foto 5.1). Los conos encajados en éstos últimos, los más recientes de toda la secuencia, corresponden al grupo 9, y habrían sido construidos principalmente durante el **Holoceno**. Los conos más antiguos de la Franja Costera, correspondientes al grupo 7, son aquellos dispuestos sobre la Terraza de Antofagasta, por lo cual su edad debe ser posterior a

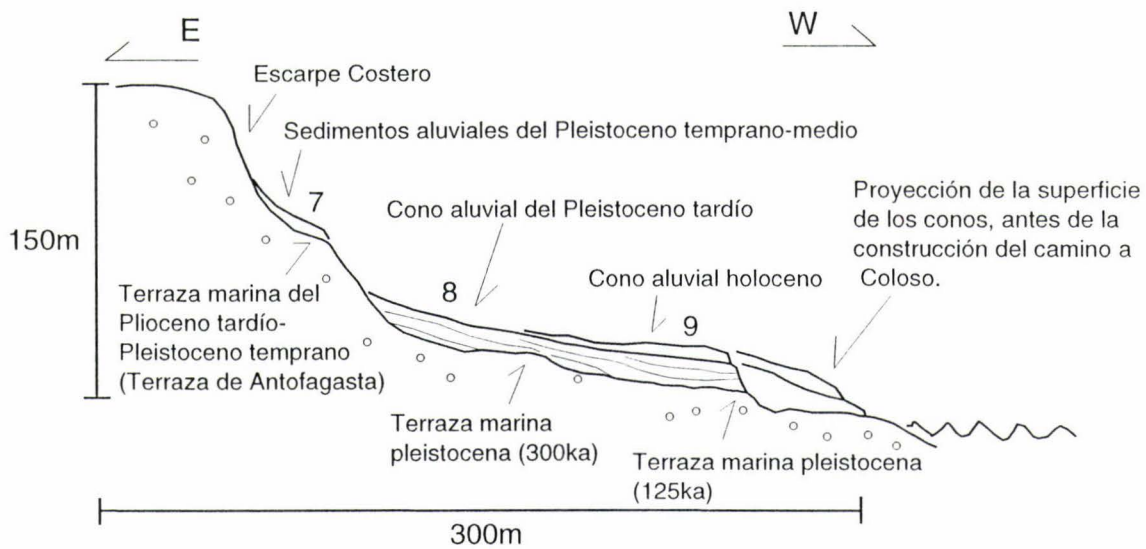


Figura 5.5. Esquema de la disposición de los conos aluviales sobre las terrazas marinas pleistocenas, en Caleta Coloso.

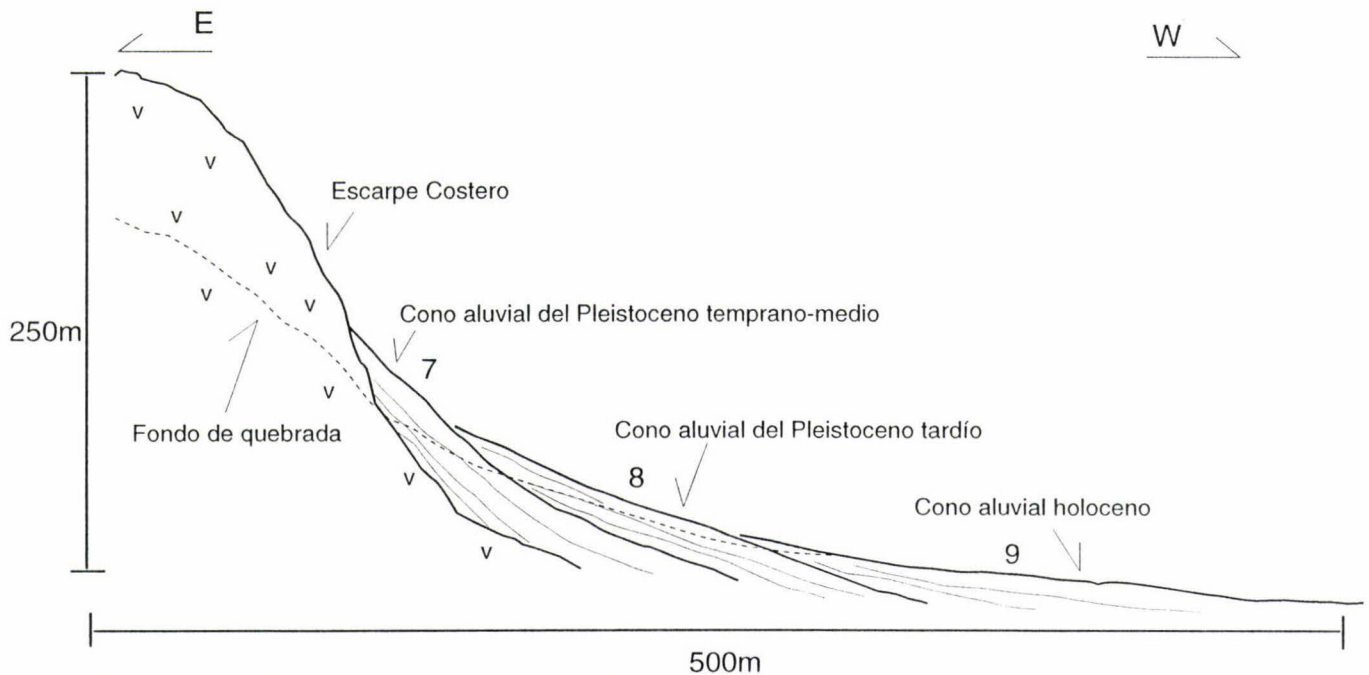


Figura 5.6a. Esquema de la disposición de los conos aluviales originados por una quebrada pequeña, ubicada al costado sur de la quebrada El Toro. Se muestra la disposición en offlap de las capas que los constituyen.

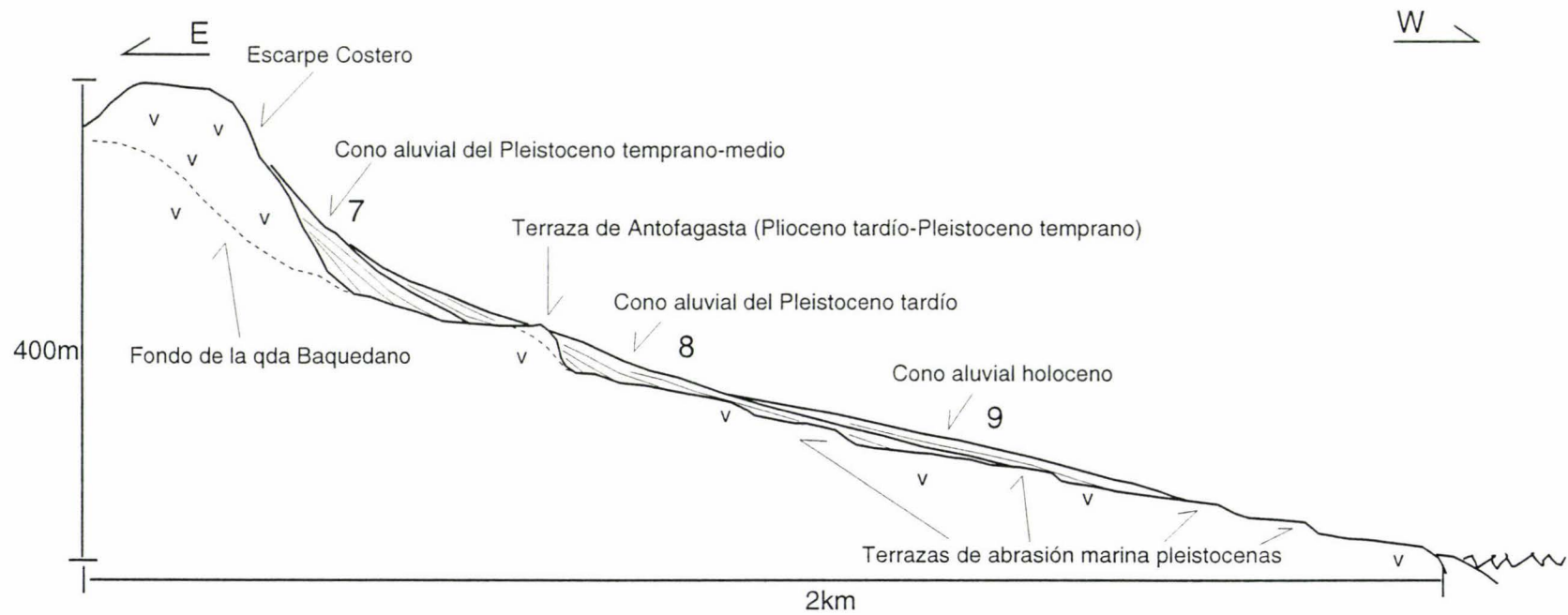


Figura 5.6b. Esquema de un perfil longitudinal por la qda. Baquedano. Se muestra la disposición telescópica de los conos, sobre las terrazas de abrasión, como también la disposición en offlap de las capas que los constituyen.

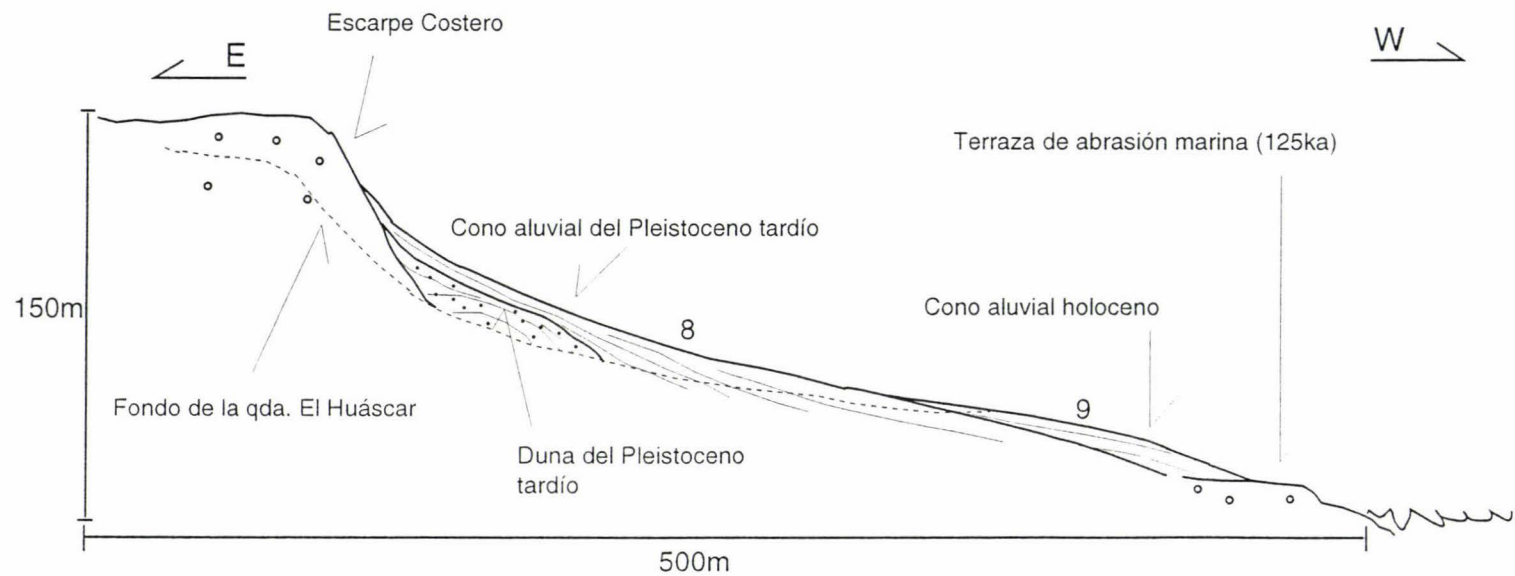


Figura 5.6c. Esquema de un perfil longitudinal en la qda. El Huáscar. Se muestra el patrón telescópico en la disposición de los conos, como también la disposición en offlap de las capas que los constituyen.

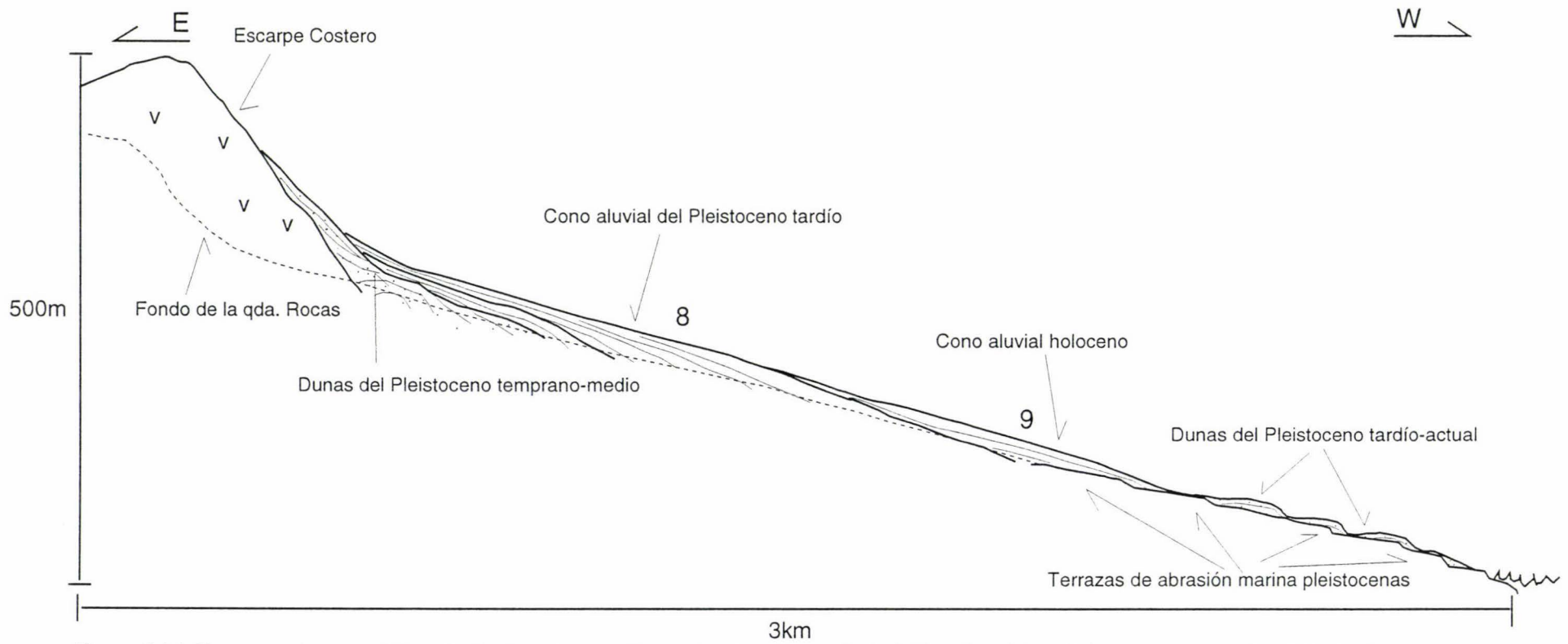


Figura 5.6d. Esquema de un perfil longitudinal por la qda. Rocas. Se muestra la disposición telescópica de los conos, como también la disposición en offlap de las capas que los constituyen.

la elaboración de ésta y anterior a la de los conos del grupo 8, probablemente **pleistocena temprana-media**.

La extensión areal, así como la pendiente media de los conos depende en gran medida del tamaño de sus hoyas hidrográficas, y de la pendiente media de las quebradas que los alimentan. Las quebradas del Grupo II del sector sur de la zona; La Negra, El Buey y Jorgillo, no poseen conos aluviales propios por desembocar a muy poca distancia de la línea de costa (menos de 200 m).

La Tabla 5.4 resume algunas de las características morfológicas de los conos, de acuerdo al tamaño de sus hoyas hidrográficas y el ancho de la Franja Costera en el sector. Las áreas de los conos aluviales han sido calculadas en base a comparación con parámetros visuales.

Tabla 5.4. Superficie aproximada y número de conos encajados, de acuerdo al ancho de la Franja Costera y el área de la hoya hidrográfica respectiva.

Quebrada principal	Area de la cuenca (km ²)	Area total de los conos (km ²)	Número de conos encajados	Ancho de la Franja Costera en la zona (km)
La Chimba	25,6	2,20	2	3,0
Rocas	1,8	0,90	2	2,5
Las Conchas	3,2	0,80	2	2,5
Bonilla	5,1	1,40	2	2,8
Farellones	3,8	1,00	2	2,0
Salar del Carmen	33,2	1,16	2(3?)	2,3
La Cadena	21,0	0,10	2	2,0
El Ancla	1,3	0,19	2	1,8
Baquedano	0,6	0,28	3	2,0
Uribe	0,5	0,27	2(3?)	2,0
El Toro	3,2	0,56	3	1,7
Caliche	2,2	0,12	2	1,3
La Negra	*43,0	0,56	1(2?)	1,3
Jardines del Sur	9,2	0,50	3	0,7
El Huáscar	2,7	0,06	2	0,5
El Buey	185,0	0,03	1	0,2
Jorgillo	29,5	0,03	1	0,2

*: Comprende sólo la Cordillera de La Costa

En esta tabla se puede ver que el número de conos encajados en el sector norte, entre las quebradas La Chimba y Farellones, es constantemente dos, mientras que entre las quebradas Salar del Carmen y Jardines del Sur pueden ser tres. Esto último se debe a que entre las quebradas antes mencionadas, la Terraza de Antofagasta está mejor expuesta, con lo cual afloran en mayor medida los sedimentos

Fig.5.7a. Relación de áreas (La Chimba-El Huáscar)

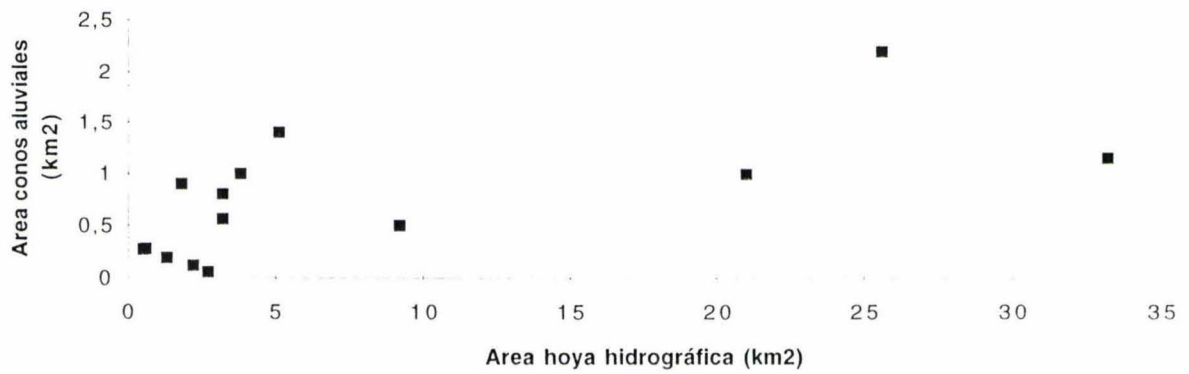


Fig.5.7b. Relación de áreas (La Chimba-El Toro)

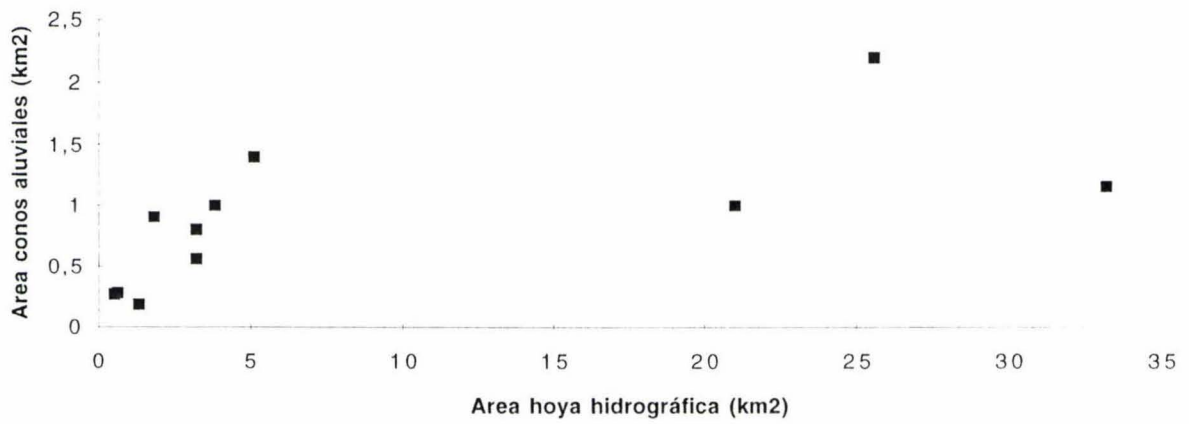


Fig.5.7c. Relación de áreas (Salar del Carmen-El Huáscar)

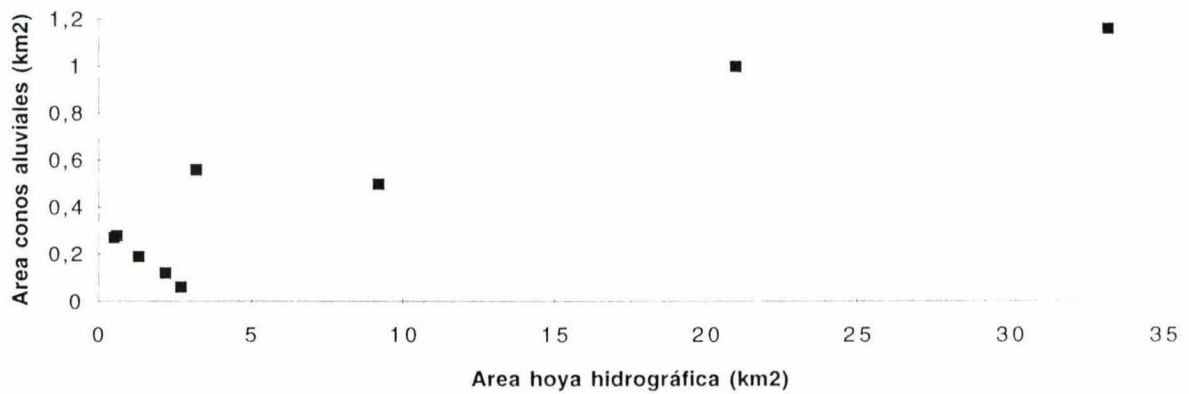


Fig.5.8a. Relación de áreas (LaChimba-Farellones)

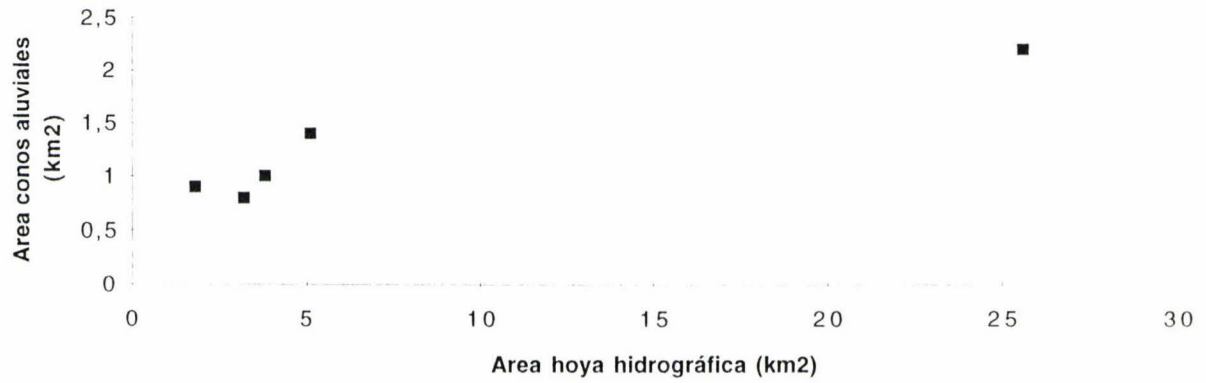


Fig.5.8b. Relación de áreas (Salar del Carmen-El Toro)

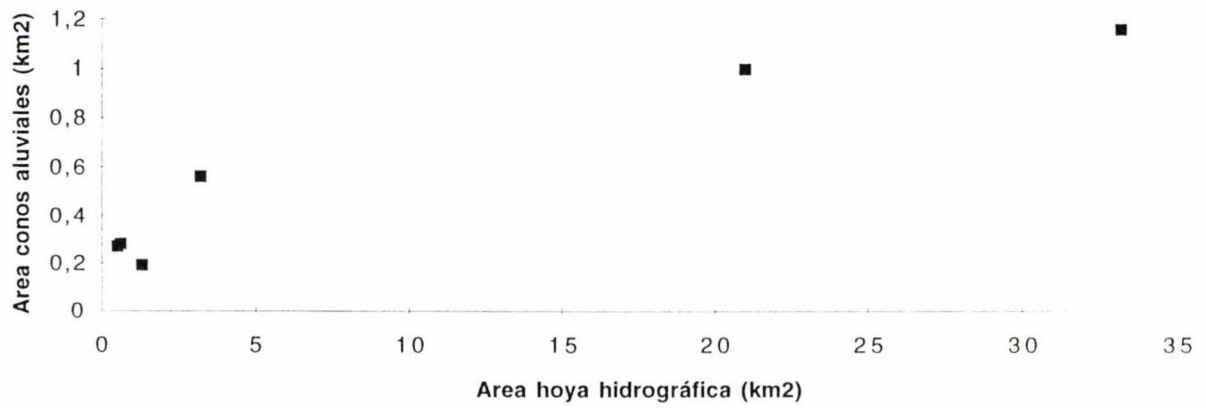


Fig.5.8c. Relación de áreas (Caliche-El Huáscar)

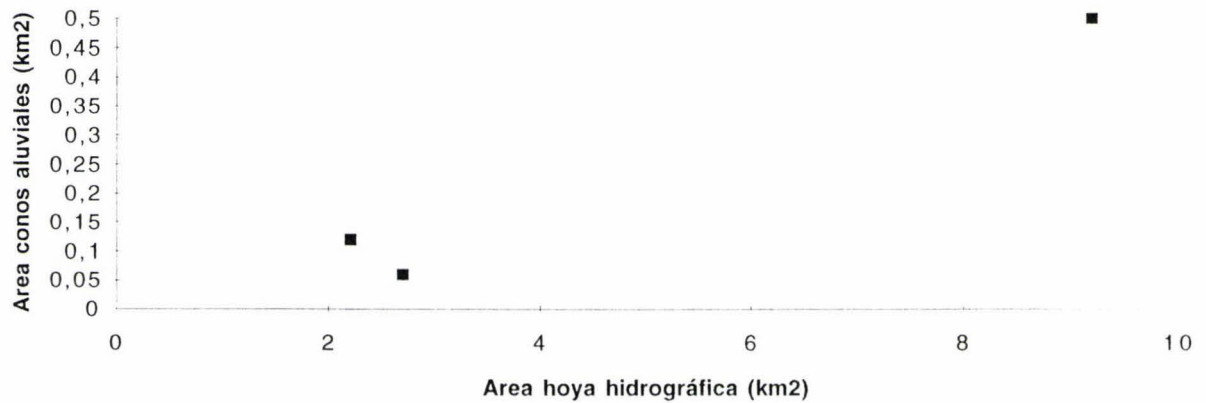


Fig.5.9a. Relación logarítmica de áreas (La Chimba-Farellones)

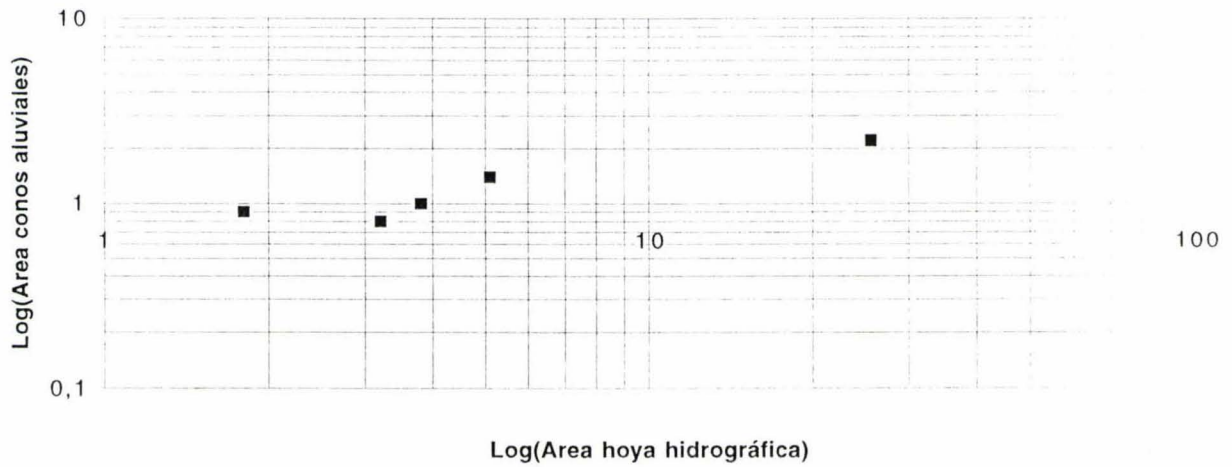
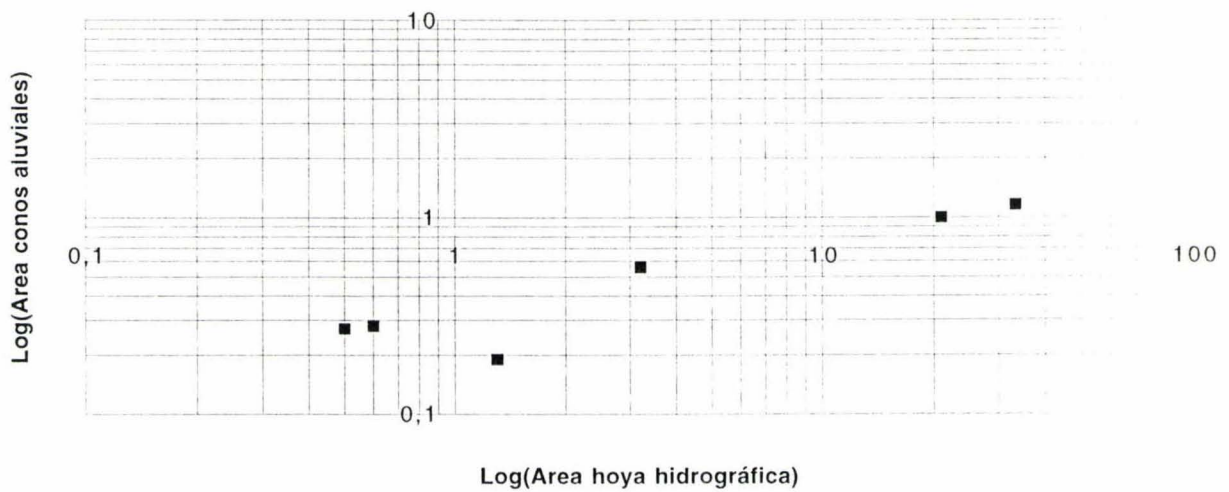


Fig. 5.9b. Relación logarítmica de áreas (Salar del carmen-El Toro)



En el caso del tramo Salar del Carmen-El Toro se han efectuado dos cálculos; el primero considera todos los datos, mientras que en el segundo se ha excluido el de quebrada El Ancla, por considerarse anómalo. Con esta última consideración el coeficiente de correlación mejora en 0.04, con lo cual el segundo cálculo parece más apropiado (Figura 5.9b).

Dado lo aceptable de los coeficientes de correlación en ambos casos, se puede afirmar que existe una función matemática que caracteriza la relación entre el área de los conos aluviales y sus hoyas hidrográficas, y que ésta es distinta para los dos tramos analizados.

Analizando la morfología individual de los conos, se puede ver que la pendiente superficial varía longitudinalmente en cada uno de ellos, siendo mayor en el sector apical y menor en el sector distal. Esto último le confiere un perfil longitudinal convexo a los conos. El perfil transversal, por el contrario, tiene una forma cóncava. La Figura 5.6c muestra el perfil longitudinal de uno de los conos de la quebrada El Huáscar.

Finalmente, se puede adelantar que según diversos autores, la disposición morfológica de los conos aluviales puede estar principalmente regulada por factores de tipo climático o tectónico (Blissenbach, 1954; Bull, 1964; Hooke, 1967, 1968; Cooke et.al., 1993). El caso particular de los abanicos aluviales de la zona estudiada se discutirá más adelante en este capítulo.

5.2. Estructuras

Las estructuras analizadas en este trabajo corresponden a fallas que afectan a los sedimentos pliocenos y cuaternarios, fracturas que afectan a las rocas del substrato y sedimentos pliocenos, y lineamientos reconocidos a partir de estudios fotogeológicos.

5.2.1. Lineamientos y fallas

La observación de fotografías aéreas de la zona de estudio (escala 1:72.000), permitió reconocer la existencia de numerosos lineamientos (o fallas) que afectan a las rocas del substrato, como también fallas que afectan a los sedimentos pliocenos y cuaternarios de la cobertura (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto). Considerando el enfoque de este estudio, los lineamientos o fallas que afectan al substrato son sólo descritos como

lineamientos reconocidos a partir del estudio de las fotografías aéreas, mientras que la existencia de fallas que afectan a la cobertura sedimentaria ha sido verificada en terreno.

La observación de las fotografías aéreas permite determinar que los lineamientos tienen una dirección relativamente constante en la zona. Esta información se resume en la Tabla 5.5. Esta última muestra los lineamientos predominantes y las fallas que afectan a la cobertura sedimentaria, agrupados en tramos separados según la orientación de la línea de costa y la del Escarpe Costero, como también según la litología del substrato (Tabla 5.3, Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto). En ella se puede ver que existe una geometría que se repite, de manera sistemática, en la dirección de los lineamientos principales en cada tramo. Al sur de la quebrada El Buey, en donde el substrato lo constituyen fundamentalmente las rocas de la Formación La Negra, los lineamientos principales, sin considerar aquellos dados por la estratificación, son de dirección NE-SW y NW-SE, separados por ángulos que varían entre 70 y 100°. La estratificación de las rocas de la Formación La Negra se ve fuertemente reflejada en lineamientos de dirección N160-165°. Medidas de terreno permiten confirmar esta disposición del rumbo de los estratos a lo largo de toda la zona. El mapeo de ellos, sin embargo, presenta una leve variación; éste es de 50°W en el sector de las quebradas El Ancla-El Toro, mientras que en la hoya hidrográfica de la quebrada La Chimba los estratos se disponen subverticalmente. Si bien lineamientos de dirección N-S están presentes en toda la zona, éstos tienen mayor importancia principalmente en el tramo ubicado entre las quebradas El Toro y El Buey. Al sur de esta última quebrada los lineamientos más importantes son aquellos de dirección NW-SE, encontrándose también lineamientos de dirección NE-SW y N-S.

La disposición de las fallas que afectan a la cobertura sedimentaria pliocena y cuaternaria, se enmarca dentro de las principales tendencias de los lineamientos de la zona, ya señaladas en el párrafo anterior. En la quebrada Salar del Carmen, una falla de dirección N132° (NW-SE) afecta a sedimentos aluviales cuya edad se ha interpretado como pleistocena tardía. En el sector de la quebrada El Toro, tres escarpes desplazan las terrazas aluviales cuya edad se ha interpretado como pleistocena temprano-medio: dos de ellos afectan a la terraza ubicada en la ribera sur, y uno a la ubicada en la ribera norte. Estos escarpes se orientan en dirección N20° (N-S), y tienen alturas del orden de 3 a 5 m. El ángulo de inclinación de las pendientes de ellos varía entre 50° y 70° aproximadamente. Cabe la posibilidad de que estos

escarpes pudieran tener un origen antrópico (antiguo camino o vía férrea, por ejemplo), dada la gran actividad humana en el área. Sin embargo, considerando el modo en que desplazan la superficie de las terrazas, junto con la coincidencia entre la dirección de los escarpes y la de un sistema de lineamientos de la zona, se han interpretado como escarpes de falla (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto). La manera en que es desplazada la superficie de la terraza ubicada al costado sur de esta quebrada, sugiere una morfología de graben asociada a regímenes tectónicos extensionales (Figura 5.10).

Tabla 5.5. Direcciones de lineamientos y fallas, según tramos definidos considerando la disposición de la línea de costa y la del Escarpe Costero, como también la litología del substrato.

La Chimba-Salar del Carmen Substrato: (Formación La Negra)	Salar del Carmen-El Toro Substrato: (Formación La Negra)	El Toro-El Buey Substrato: (Formación La Negra)	El Buey-Jorgillo Substrato: (Formaciones Caleta Coloso, El Wuay, y Jorgino-Bolfín)
N010°* N034°** N046°**** N084°* N122°**** N132°*(c) N162°****(ss) N170°*	N020°*(c) N038°**** N050°** N109°** N129°** N165°****(ss)	N061°**** N080°* N108°* N130°**** N160°*(ss) N175°****	N038°* N128°****(p) N145°**** N162°*(p) N178°*(c)

Importancia relativa según cantidad de lineamientos; ****: muy importante, **: importancia media, *: poco importante. (p, c): fallas que afectan a los sedimentos pliocenos o cuaternarios, (ss): rumbo de los estratos de las rocas de la Formación La Negra.

Entre las quebradas La Cadena y El Toro, las laderas del Escarpe Costero exhiben facetas triangulares orientadas según una dirección N20 (N-S), similar a una de las disposiciones del Escarpe Costero en el sector (Tabla 5.3; Foto 5.2). La inclinación de las facetas es de 40° a 60° hacia el oeste. Considerando la gran regularidad en el tamaño y disposición de las mismas, junto con la coincidencia entre su alineamiento con la de un sistema de lineamientos y la de los escarpes de la quebrada El Toro, se ha interpretado su origen como asociado a la presencia de una falla (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto).

Al costado norte de la quebrada El Buey, los sedimentos cuya edad se ha interpretado como pliocena, se encuentran afectados por fallas de orientación N128° (NW-SE) y N162° (N-S). Estas fallas producen escarpes que generan desniveles de hasta 20 o 40 m de altura entre las superficies de los antiguos abanicos aluviales (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto).

En el sector superior de la hoya de la quebrada El Buey, los sedimentos que constituyen los abanicos aluviales cuya edad se ha interpretado como pleistocena temprana-media ó pleistocena tardía, se encuentran afectados por fallas de orientación N-S, que han producido escarpes del orden de 2 a 5 m de altura. El ángulo de inclinación de la pared de los escarpes es, al igual que en el caso de los escarpes de la quebrada El Toro, de 50° a 70°, con facetas triangulares incipientes. En la traza de la Falla Caleta Coloso, de dirección N168°E (N-S), se ha desarrollado un escarpe de falla que afecta a los sedimentos pleistocenos. Resulta interesante destacar que los escarpes ubicados al oeste de la quebrada principal, en el sector superior de la hoya hidrográfica de la quebrada El Buey, exponen sus caras hacia el este, mientras que aquellos ubicados al este de la quebrada exponen sus caras hacia el oeste. Esto sugiere una suave morfología de graben, al menos para este sector de la quebrada (Figura 5.11).

En el sector inferior de la hoya de la quebrada El Buey, las quebradas se tornan más profundas y encajadas, por fallas con escarpes del orden de 10 a 20 m de altura, y N110° a 120° de dirección, que exponen sus caras hacia el sur. En algunas de estas caras es posible ver facetas triangulares bien desarrolladas y de gran envergadura, a partir de lo cual se ha inferido una mayor antigüedad, probablemente pliocena, para la formación de las mismas (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto).

5.2.2. Fracturas

Se midieron fracturas en dos localidades de la zona: una ubicada en la desembocadura de la quebrada El Ancla, en las rocas de la Formación La Negra, y otra ubicada en la quebrada El Huáscar, en sedimentos aluviales de probable edad pliocena tardía.

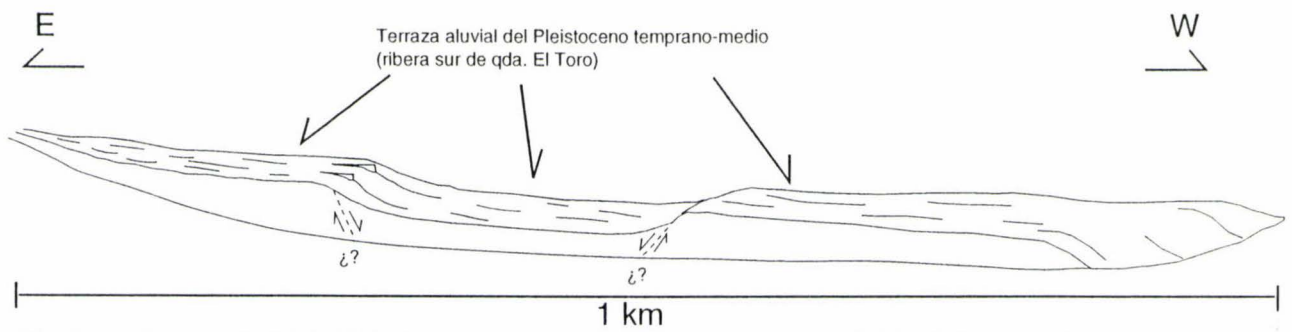


Fig.5.10a. Terraza aluvial del Pleistoceno temprano-medio desplazada por probables fallas normales. Esta terraza se ubica en la ribera sur de la quebrada El Toro. Se muestra la morfología de graben dada por la superficie de la terraza.

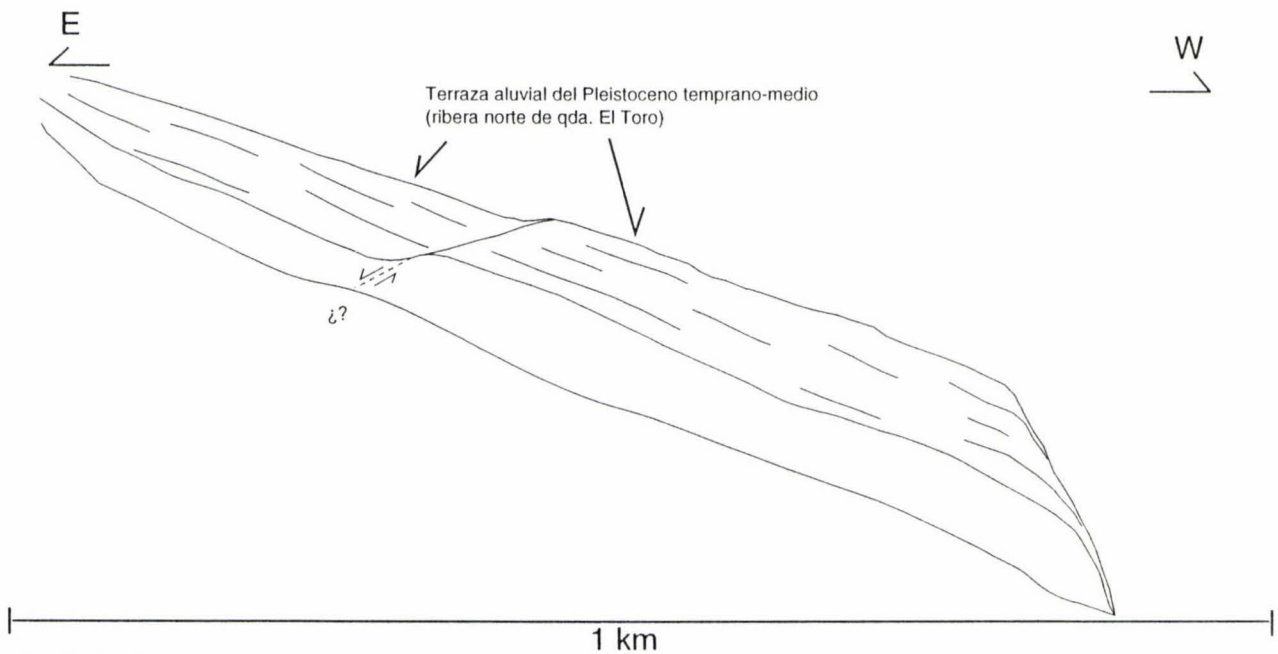


Fig.5.10b. Terraza aluvial del Pleistoceno temprano-medio desplazada, probablemente, por una falla normal. Esta terraza se ubica en la ribera norte de la quebrada El Toro.

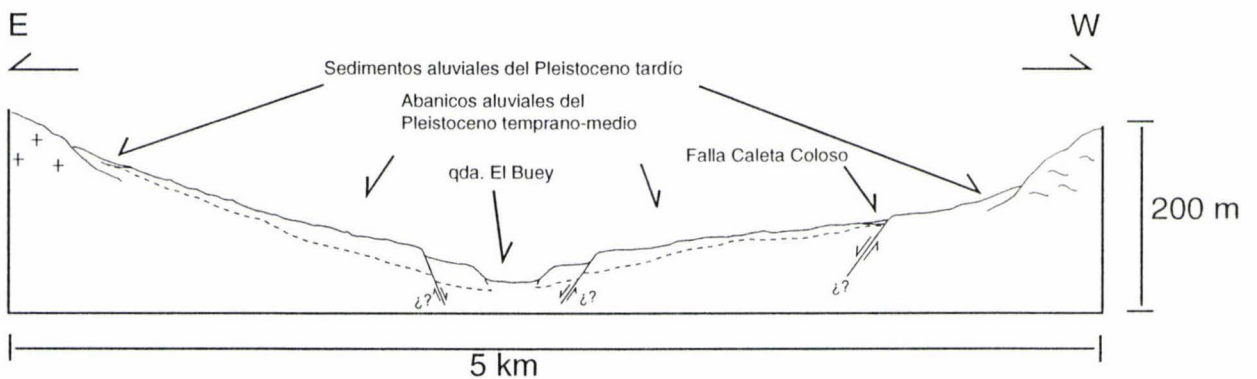


Fig.5.11. Morfología del valle de la quebrada El Buey en el sector superior de su hoya hidrográfica. Se puede ver la morfología de graben producto del desplazamiento de la superficie de los sedimentos aluviales pleistocenos.

La Figura 5.12 muestra el diagrama de roseta de las direcciones de las estructuras medidas en la desembocadura de la quebrada El Ancla. En ella, y en la Tabla 5.6, se puede ver que existen dos direcciones predominantes en la disposición de las estructuras: una en N100°-120° y otra en N160°-170°. Esta última corresponde al rumbo de los estratos de la Formación La Negra. Existen otros sistemas de importancia en N40°-50°, N60°-70°, N150°-160° y N170°-180°. Al igual que en el caso de los lineamientos, se puede ver que existe, además de la estratificación, una geometría en la disposición de las fracturas, las cuales se orientan según direcciones NE-SW, NW-SE y N-S.

La Figura 5.13 muestra el diagrama de roseta de las direcciones de las fracturas que afectan a los sedimentos aluviales de probable edad pliocena tardía, medidas en la quebrada El Huáscar. En ella, y en la Tabla 6.6, se puede ver que existe un grupo de direcciones de mayor importancia en N90°-110° y N120°-130°, y otro grupo, de menor importancia, en N10°-40°. La escasa cantidad de fracturas medidas impiden, en este caso, realizar con seguridad mayores interpretaciones.

Tabla 5.6. Direcciones principales de fracturas que afectan a las rocas de la Formación La Negra, medidas en el sector de la desembocadura de las quebradas El Ancla y La Cadena, y direcciones de fracturas, medidas en el sector de quebrada El Huáscar, que afectan a los sedimentos pliocenos y pleistocenos. Estas direcciones se muestran en las Figuras 5.12 y 5.13).

El Ancla	El Huáscar
N040-050°**	N010-040°***
N050-060°**	
N060-070°***	
N100-120°****	
N130-150°**	N090-110°*****
N150-160°**	
N160-170°****	N120-130°*****
N170-180°**	

Importancia relativa según cantidad de lineamientos; *****: muy importante, **: importancia media, *: poco importante.

5.2.3. Análisis estructural de la red de drenaje

En el "Mapa fotogeológico de la red de drenaje de la zona costera de Antofagasta" (fuera de texto), se puede ver que la orientación preferencial de los cauces principales de las hoyas hidrográficas varía de norte a sur en la zona: al norte de la quebrada Salar del Carmen éstos poseen una clara tendencia en dirección N50°E a N55°E, oblicuos a la disposición del Escarpe Costero, mientras que al sur de esta quebrada los cauces principales se orientan, en N120°-140°, de manera más perpendicular a este rasgo morfológico y la línea de costa. En este mapa se puede

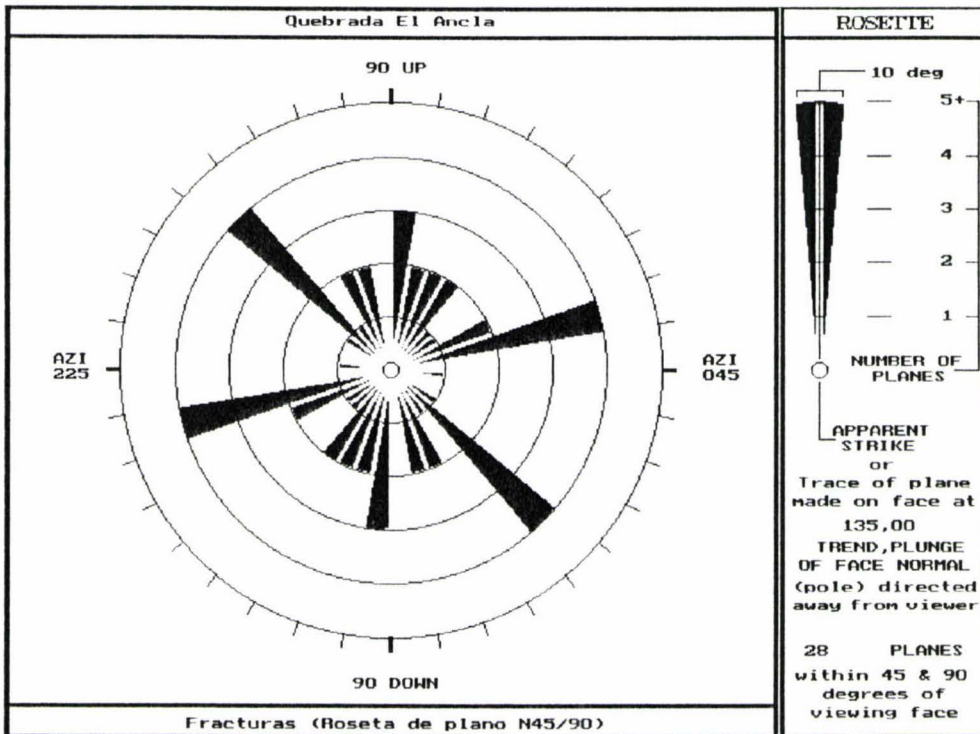


Figura 5.12c. Fracturas medidas en el sector de la quebrada El Ancla (diagrama de roseta de plano N45/90)

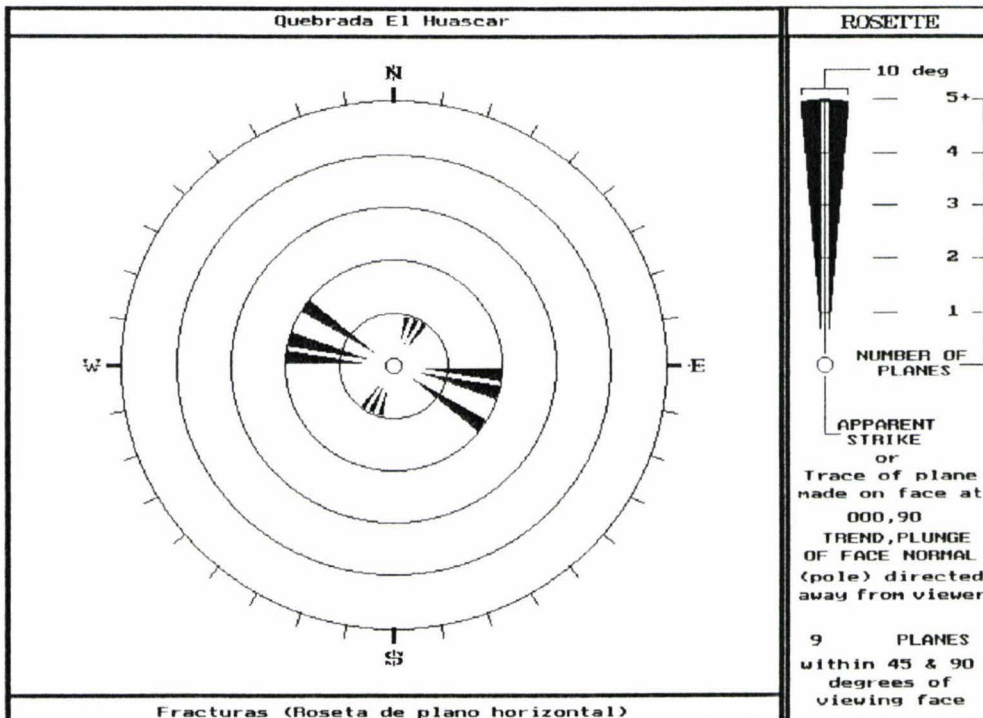


Figura 5.13a. Fracturas medidas en el sector de la quebrada El Huáscar (roseta de plano horizontal)

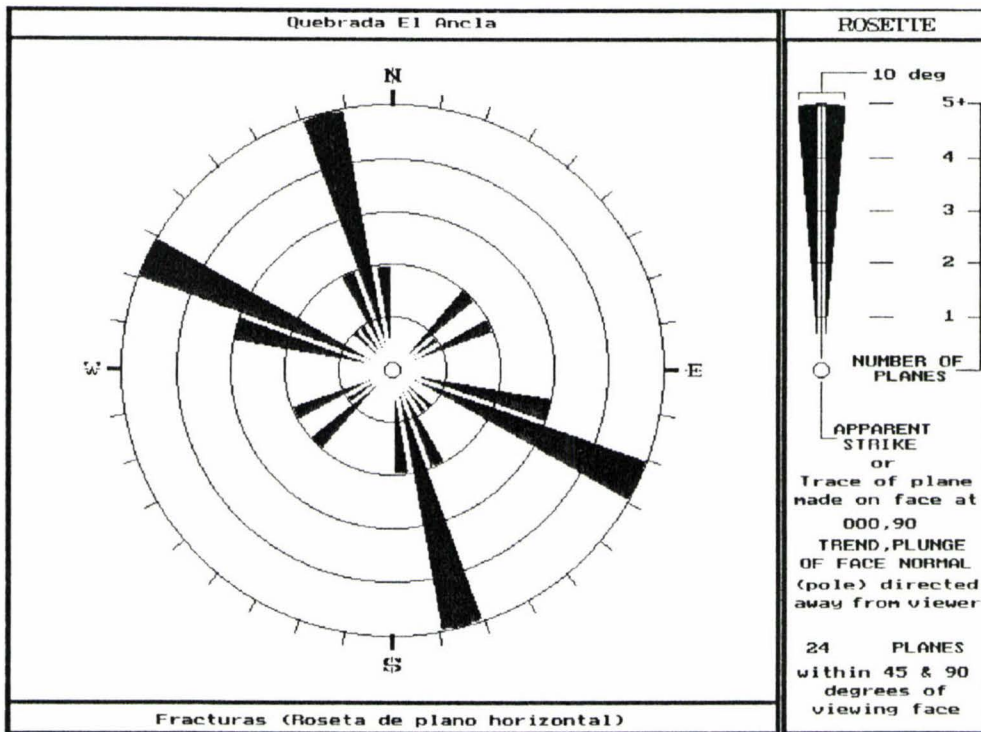


Figura 5.12a. Fracturas medidas en el sector de la quebrada El Ancla (diagrama de roseta de plano horizontal)

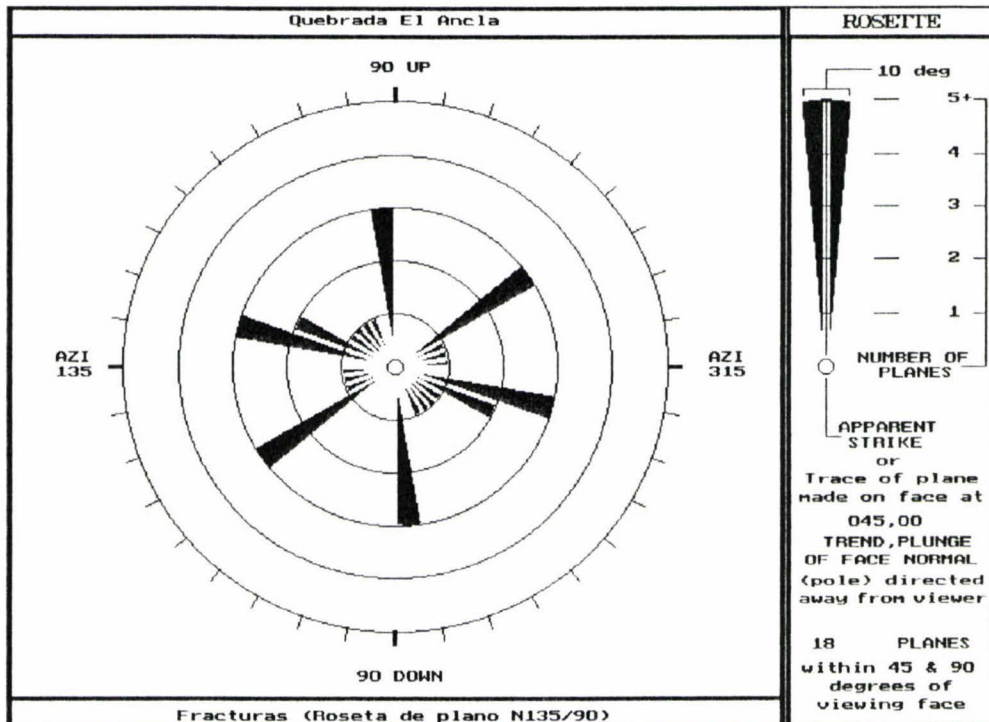


Figura 5.12b. Fracturas medidas en el sector de la quebrada El Ancla (diagrama de roseta de plano N135/90)

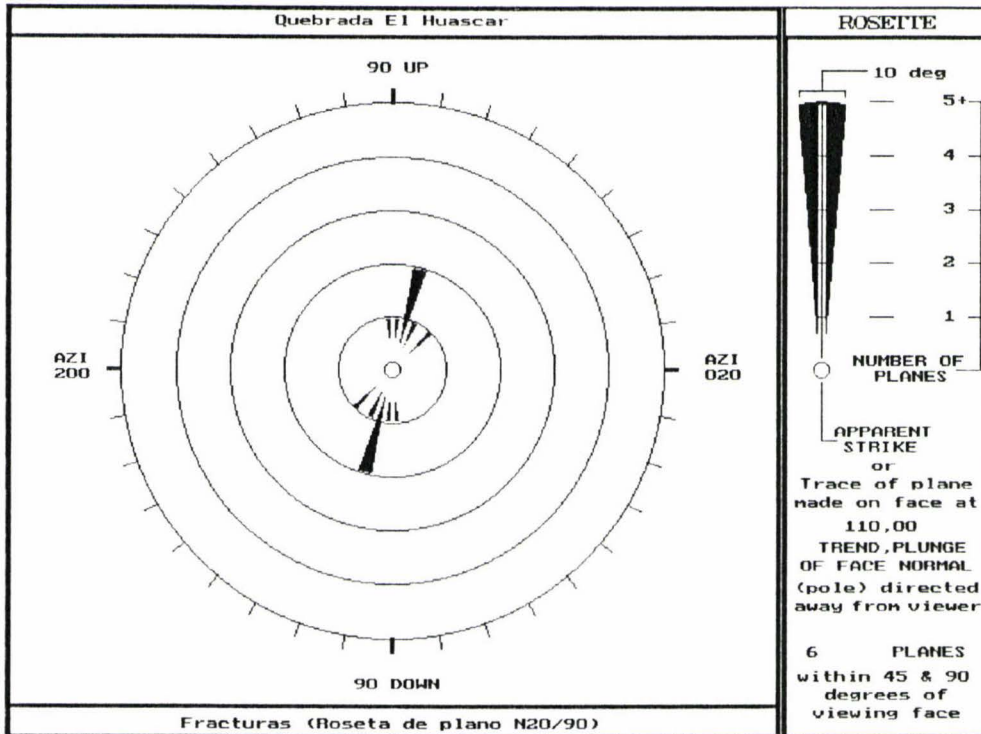


Figura 5.13b. Fracturas medidas en el sector de la quebrada El Huáscar (diagrama de roseta de plano N20/90)

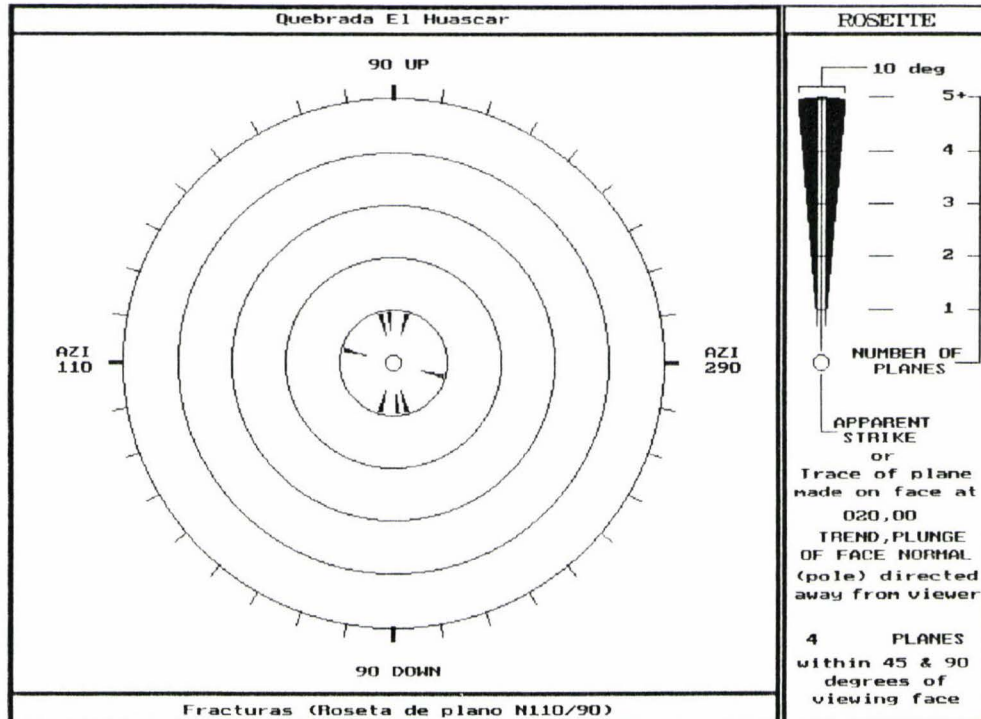


Figura 5.13c. Fracturas medidas en el sector de la quebrada El Huáscar (diagrama de roseta de plano N110/90)

apreciar, además, que existe un fuerte control estructural en la orientación de las quebradas afluentes, lo cual es mostrado en la Tabla 5.7. En esta tabla se indica la dirección y el número de lineamientos (quebradas), de longitud mayor que 500 m. Esta longitud mínima se ha elegido para descartar, en la mayor medida posible, los lineamientos dados por quebradas orientadas según la mayor pendiente, y no por estructuras. A pesar de este control estructural, la gran densidad del drenaje en el sector central y norte de la zona, al norte de la hoya hidrográfica de la quebrada El Buey, le confiere al mismo un aspecto dendrítico, mientras que en las hoyas de las quebradas El Buey y Jorgillo la densidad de drenaje es menor. Esto último coincide con un cambio en la litología del substrato rocoso predominante en ellas, y con un aumento en la extensión superficial de la cobertura sedimentaria cuaternaria (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, escala 1:72.000, fuera de texto).

Tabla 5.7. Lineamientos (cauces) de longitud mayor que 500 m, de la red de drenaje de las hoyas hidrográficas de la zona.

Hoya Hidrográfica (quebrada principal)	Rumbo del lineamiento (°)	Número de lineamientos
La Chimba	072	16
	036	13
	022	07
	171	18
	150	17
	137	14
	121	08
Rocas	069	02
	023	02
	171	02
	151	02
Las Conchas	043	05
	171	03
	149	03
	100	03
Club Hípico	060	08
	028	04
	002	02
	177	02
	096	04
Bonilla	082	03
	057	13
	017	08
	176	01
	115	05

Farellones	076	08
	062	13
	025	06
	002	02
	105	06
Salar del Carmen	087	10
	061	14
	047	19
	026	11
	004	15
	166	19
	150	07
128	09	
La Cadena	089	17
	057	08
	040	03
	171	08
	157	17
	132	25
	114	11
El Ancla	063	01
	175	01
	131	01
	115	01
Baquedano	043	01
	004	01
	136	01
	118	01
Uribe	041	01
	129	01
	106	02
El Toro	065	01
	029	01
	003	01
	164	03
	130	02
	125	03
	120	01
112	02	
La Negra (comprende sólo la cordillera de La Costa)	082	21
	065	12
	038	14
	010	06
	179	13
	146	14
130	12	
Jardines del Sur	071	01
	035	02
	173	02
	135	05
	115	04
Garumas	177	01
	130	02

El Huáscar	066	02
	121	02
	102	01
Huáscar Sur	097	02
El Buey (mitad inferior de la hoya)	082	27
	046	09
	009	15
	174	10
	159	13
	140	15
	129	22
Jorgillo	091	18
	079	03
	064	10
	050	05
	035	09
	158	09
	116	04

Las Figuras 5.14a a 5.14d constituyen diagramas de roseta de los lineamientos de las hoyas hidrográficas de la zona. Para la representación gráfica se han considerado tres tramos, cuyos límites han sido elegidos tomando en cuenta los cambios en la orientación de los cauces principales de las hoyas hidrográficas, el cambio en la litología del substrato, y los cambios en la orientación de la línea de costa y el Escarpe Costero. La Tabla 5.8 resume las direcciones principales mostradas en cada uno de los diagramas de roseta. En ella, y en la Figura 5.14a, se puede ver que, entre las hoyas de las quebradas La Chimba y Farellones, existen dos direcciones predominantes; una en $N170^{\circ}$ - 180° , y otra en $N60^{\circ}$ - 80° . La primera dirección coincide con la disposición predominante del Escarpe Costero y la orientación de los puntos de inflexión en el sector (Tabla 5.3). Existen otras direcciones de importancia, entre las cuales destacan aquellas $N20^{\circ}$ - 40° y $N130^{\circ}$ - 140° y $N150^{\circ}$ - 160° . La primera de estas últimas orientaciones coincide con la otra disposición del Escarpe Costero en la zona, mientras que la tercera coincide con el rumbo de los estratos de la Formación La Negra (Tabla 5.3 y Tabla 5.5).

La Figura 5.14b muestra el diagrama de roseta para los lineamientos de la red de drenaje, de las hoyas de las quebradas comprendidas entre la quebrada Salar del Carmen y El Toro. En ella, y en la Tabla 5.8, se puede ver que existen tres direcciones principales, que en orden de importancia son: $N130^{\circ}$ - 140° , $N40^{\circ}$ - 50° y $N150^{\circ}$ - 170° . La tercera de ellas coincide con la disposición predominante del Escarpe Costero, y aproximadamente con la de los puntos de inflexión, entre las quebradas La Cadena y El Toro, como también con el rumbo de los estratos de la Formación La Negra en el

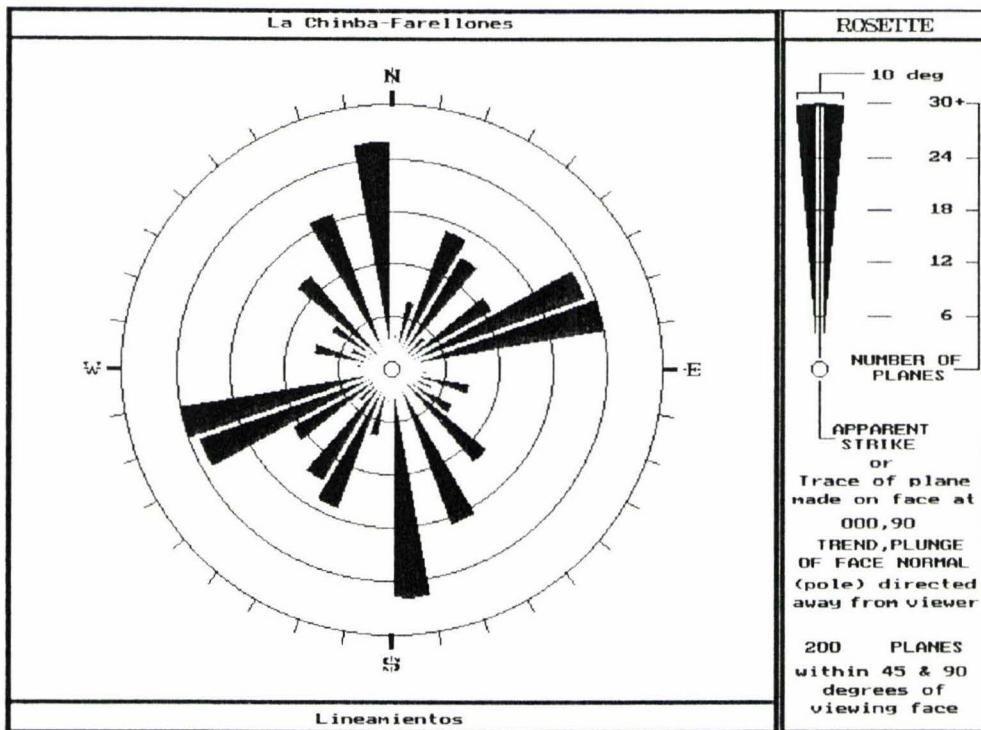


Figura 5.14a. Lineamientos de la red de drenaje de las hojas hidrográficas de las quebradas comprendidas entre La Chimba Y Farellones

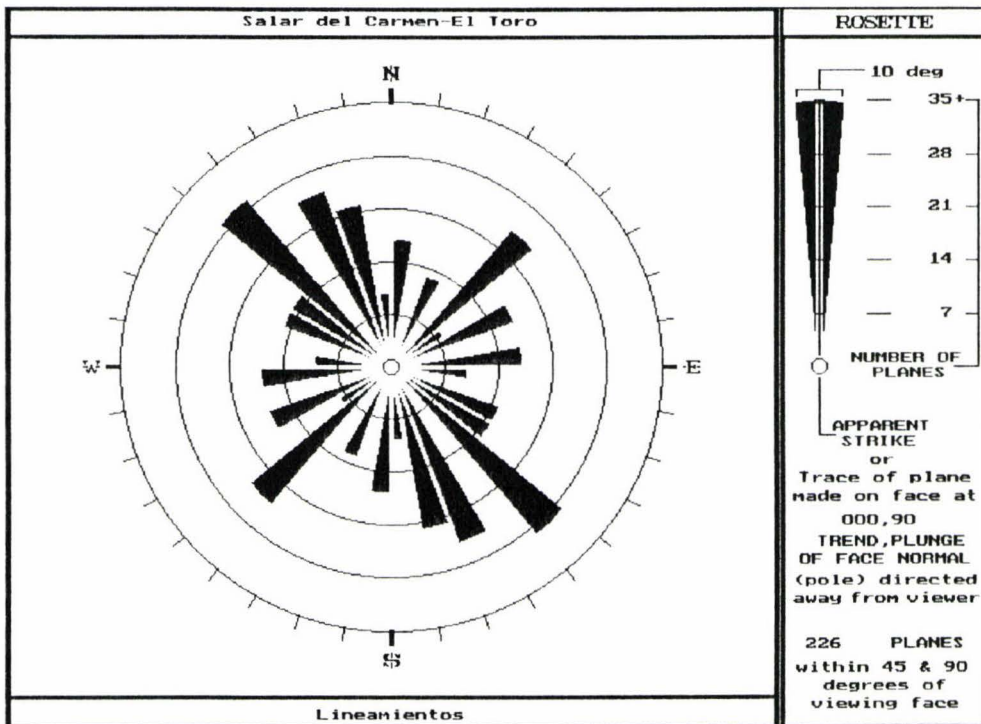


Figura 5.14b. Lineamientos de la red de drenaje de las hojas hidrográficas de las quebradas comprendidas entre Salar del Carmen y El Toro

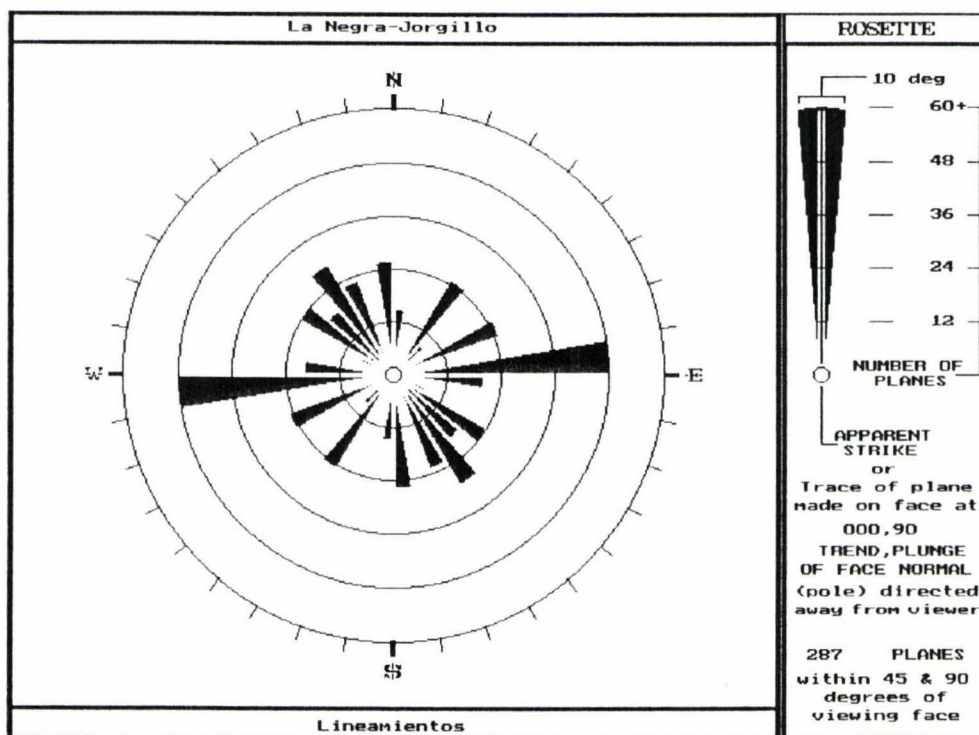


Figura 5.14c. Lineamientos de la red de drenaje de las hojas hidrográficas de las quebradas comprendidas entre La Negra y Jorgillo

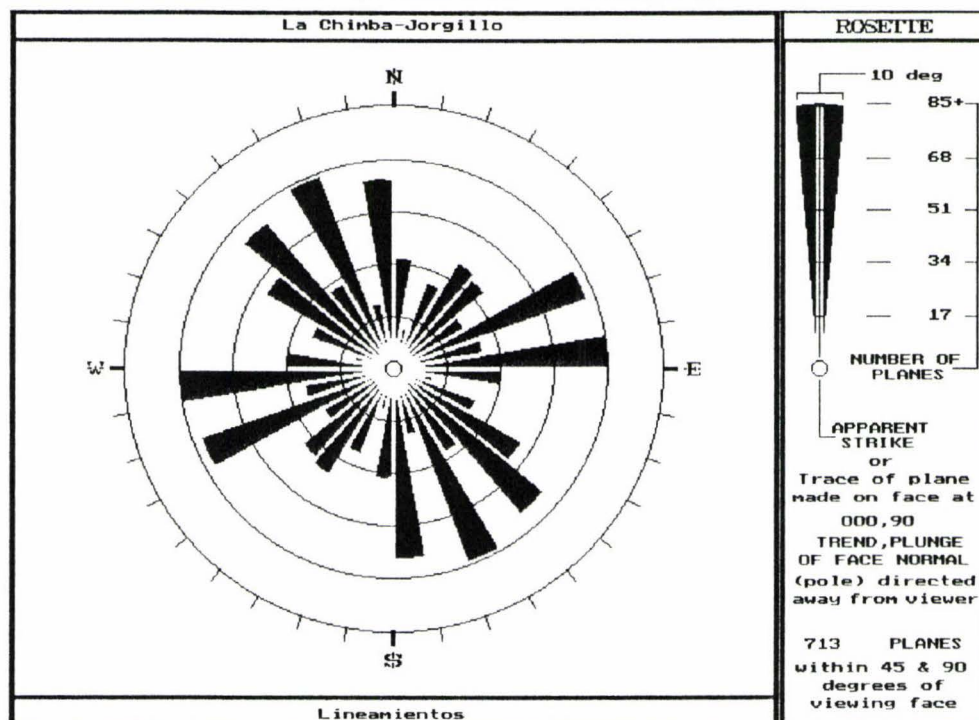


Figura 5.14d. Lineamientos de la red de drenaje de las hojas hidrográficas de las quebradas de la zona (La Chimba-Jorgillo)

sector (Tabla 5.3 y Tabla 5.5). Otras orientaciones de importancia son: N0-10°, N60°-70°, N80°-90° y N110°-130°.

La Figura 5.14c muestra el diagrama de roseta para los lineamientos de la red de drenaje de las hoyas situadas desde la hoya de la quebrada La Negra hacia el sur. En ella, como también en la Tabla 5.8, se puede ver la clara predominancia de un sistema de dirección N80°-90°. Otras direcciones de importancia son: N30°-40°, N60°-70°, N120°-130°, N140°-150° y N170°-180°. La orientación N0-10° es de poca relevancia en la zona, pero coincide con una de las disposiciones predominantes del Escarpe Costero en el sector, como también lo hace la dirección N30°-40°. La dirección N150°-160°, también de importancia menor en la zona, coincide con el rumbo de los estratos de la Formación La Negra.

Finalmente, la Figura 5.14d muestra el diagrama de roseta para los lineamientos de la red de drenaje de toda el área de estudio. En ella, y en la Tabla 5.8, se puede ver que existen cinco orientaciones principales en la zona: N60°-70°, N80°-90°, N120°-140°, N150°-160° y N170°-180°. Como ya se ha visto, la dirección N150°-160° corresponde, de manera persistente en la zona, al rumbo de los estratos de la Formación La Negra. La dirección N170°-180° coincide, en la zona hacia el norte de la quebrada El Toro, con la disposición predominante del Escarpe Costero, mientras que las direcciones N30°-50° y N120°-140°, coinciden, en algunos tramos, con las otras disposiciones de éste. Otras disposiciones de importancia son: N0-10° y N30°-50°, las cuales coinciden con la disposición del Escarpe Costero hacia el sur de la quebrada El Toro.

Es importante observar, a partir de los diagramas de roseta de las Figuras 5.14a a 5.14d y la Tabla 5.8, que existe una geometría que se repite en la disposición de los lineamientos a lo largo de toda la zona, y en la cual sólo varía la importancia de los mismos en los distintos sectores. En la Figura 5.14a se puede ver que las dos direcciones más importantes tienen orientación N-S y ENE-WSW, mientras que las que le siguen en densidad son de dirección NE-SW y NW-SE, formando un ángulo entre 90° y 120°. En la Figura 5.14b se puede observar que los lineamientos más importantes son aquellos de dirección NE-SW y NW-SE, los cuales forman un ángulo entre 80° y 100°, mientras que los de orientación N-S y ENE-WSW le siguen, según la densidad de lineamientos, en importancia. En la Figura 5.14c se puede ver que los lineamientos más importantes son, nuevamente, aquellos de dirección ENE-WSW, seguidos de aquellos de orientación NE-SW y NW-SE, separados por ángulos entre

80° y 120°, y esta vez también aquellos de dirección N-S. Esta geometría queda mucho más clara en la Figura 5.14d, en donde se pueden ver los lineamientos de dirección NE-SW y NW-SE separados por ángulos entre 70° y 110°. También se ven los lineamientos N-S y ENE-WSW. La dirección de los estratos de la Formación La Negra se ve fuertemente reflejada en los lineamientos de orientación N150°-160°.

Tabla 5.8. Direcciones de lineamientos principales de la red de drenaje, mostradas en los diagramas de roseta de las Figuras 6.12a a 6.12d.

La Chimba-Farellones	Salar del Carmen-El Toro	La Negra-Jorgillo	La Chimba-Jorgillo
N010-020°*	N000-010°**	N000-010°*	N000-010°**
N020-040°**	N020-030°*	N030-040°**	N020-030°*
	N040-050°****	N040-050°*	N030-050°**
N050-060°**	N050-060°*		N050-060°*
N060-080°****	N060-070°**	N060-070°**	N060-070°****
			N070-080°*
	N080-090°**	N080-090°****	N080-090°****
	N090-100°*	N090-100°*	N090-100°*
N100-110°*			N110-120°*
N120-130°*	N110-130°**	N120-130°**	
N130-140°**	N130-140°****	N130-140°*	N120-140°****
		N140-150°**	N140-150°*
N150-160°**	N150-170°****	N150-160°*	N150-160°****
			N160-170°*
N170-180°****	N170-180°*	N170-180°**	N170-180°****

Importancia relativa según cantidad de lineamientos; ****: muy importante, **: importancia media, *: poco importante.

5.3. Interpretación

La geomorfología del área de estudio, incluyendo las tres unidades morfológicas principales, muestra un claro control tectónico. El más claro indicio de actividad cuaternaria de este tipo en la zona, lo constituye la disposición altimétrica de las terrazas de abrasión marina alzadas de la Franja Costera. La variación en el número de terrazas alzadas a lo largo de esta franja, refleja la diferencia entre las tasas de alzamiento que afectan a la zona costera en el área de estudio. En este sentido, el menor número de terrazas del sector sur, en Caleta Coloso, es producto de una menor tasa de alzamiento que en el sector norte, a la latitud de La Chimba, en donde el número de terrazas alzadas es mucho mayor. Esta diferencia en la tasa de alzamiento es la que condiciona, además, la variación en el ancho de la Franja Costera a lo largo de la zona.

Considerando la gran extensión areal de las superficies de erosión ubicadas en las hoyas de las quebradas El Buey y Jorgillo, como también su similitud morfológica respecto de las terrazas de abrasión marina, y la gran cercanía del mar, se ha interpretado que estas superficies corresponden a antiguas terrazas de abrasión marina actualmente alzadas. Esta hipótesis se sustenta, además, en el hecho que el más probable agente erosivo capaz de generar tan extensas y llanas superficies de erosión en las rocas del substrato, en la zona de estudio, es el mar. Sin embargo, no se encontraron sedimentos marinos asociados a estas superficies que permitieran sustentar más la hipótesis anteriormente señalada. Como ya se ha mencionado, la interpretación de la antigüedad de estas superficies se ha realizado fundamentalmente en base a su posición altimétrica y el grado de erosión de ellas, así como el grado de erosión de los abanicos aluviales que se disponen sobre ellas. Su posición altimétrica a mayor altura que la Terraza de Antofagasta podría indicar que su edad, como ya se ha mencionado, es pre-pliocena tardía. Esto último se sustenta principalmente en la edad máxima pliocena tardía presupuesta para el comienzo de la elaboración de la Terraza de Antofagasta, que, como ya se ha visto en el Capítulo 4, aún es motivo de controversia. A pesar de esto, se ha interpretado que estas terrazas podrían haber sido labradas principalmente durante Plioceno temprano o aún durante el Mioceno (las más antiguas). Si así ocurrió, entonces es probable que las superficies ubicadas en la cima del Escarpe Costero, en el sector de la quebrada El Buey, hayan sido formadas durante parte del Plioceno tardío. El abandono de estas superficies de erosión por parte del mar, como producto del alzamiento de la costa, o eventualmente cambios eustáticos en el nivel del mar durante el Mioceno o Plioceno, de los cuales hay escasos datos a nivel mundial, y menos en la zona estudiada, habría permitido el espacio suficiente para la formación de los abanicos aluviales dispuestos sobre ellas. Los grandes escarpes que escalonan la superficie sobre las cuales se disponen los abanicos de los grupos 1, 2 y 3, cuya edad se interpretó, sin argumentos suficientemente sólidos, como pliocena temprana, respecto de las superficies de erosión sobre las cuales se disponen los abanicos de los grupos 4, 5 y 6, de edad interpretada como pliocena tardía, podrían indicar tanto la ocurrencia de fuertes alzamientos, como también cambios eustáticos del nivel del mar durante el Mioceno o Plioceno.

En el resto de la Cordillera de la Costa ubicada dentro de la zona de estudio, se encuentran numerosos rasgos morfológicos tales como valles "colgados", valles alineados y valles capturados, que también se han interpretado como producto de una reciente actividad tectónica. En este sentido, la unidad estructural más patente en el

área, el Escarpe Costero, muestra indicios claros de su origen tectónico. El primero de estos indicios corresponde a la sistematicidad de su orientación en la zona, preponderantemente N-S, y desplazado por lineamientos NE ó NW. El segundo de éstos corresponde a la uniformidad del aumento de las pendientes de las quebradas, las cuales quedan "colgadas" en las cercanías de la desembocadura a la Franja Costera, indicando un alzamiento relativo del bloque de la Cordillera de la Costa respecto de la Franja Costera. Este aumento produce, como ya se ha visto, puntos de inflexión en su perfil topográfico, los cuales se alinean según la orientación predominante del escarpe en cada sector. Otro rasgo geomorfológico que avala el origen tectónico del Escarpe Costero, en la zona de estudio, son las facetas triangulares que se ubican en las laderas de éste hacia el costado norte de la quebrada Baquedano. En base al conjunto de las observaciones antes señaladas, se ha interpretado que el Escarpe Costero, en la zona estudiada, corresponde a una gran falla, de probable alto manteo hacia el oeste, que separa el bloque de la Cordillera de la Costa del bloque de la Franja Costera. Considerando la disposición fuertemente subvertical de este escarpe, como también la geometría de los valles "colgados" en las cercanías del mismo, se ha interpretado que la actividad más reciente de esta falla, y probablemente la más importante, habría sido principalmente de carácter normal.

Esta última actividad de la falla generó un desequilibrio en el perfil de las quebradas que llegan a la Franja Costera, produciéndose posteriormente los cambios de pendiente y puntos de inflexión en sus perfiles topográficos. Considerando el grado de erosión del Escarpe Costero, se ha inferido que su antigüedad podría datar del Plioceno. El argumento de esta hipótesis tiene relación con el tiempo necesario para que, bajo un clima árido o semiárido, este rasgo morfológico adquiriera tan importante grado de erosión.

Por otra parte, se ha visto que en la zona de estudio existen varios sistemas de lineamientos muy penetrativos, algunos de los cuales corresponden a fallas que afectan a la cobertura pliocena o cuaternaria. Considerando que la morfología asociada a estas últimas, en los casos en que se ha observado, concuerdan con aquellas observadas en regiones sometidas a regímenes de esfuerzos extensionales, y considerando también que los casos más claros corresponden a fallas de orientación N-S, se ha interpretado que el fallamiento normal ha prevalecido en la zona, durante el Cuaternario y probablemente el Plioceno, principalmente a lo largo de las fallas de esta dirección. Esta hipótesis concuerda, además, con la

interpretación que sostiene al Escarpe Costero como una falla normal, de dirección principal N-S y manteo al oeste. La orientación de los otros sistemas de lineamientos queda clara en los distintos estudios realizados. A parte del mencionado sistema N-S, existen otros dos sistemas penetrativos de dirección NE y NW. Un cuarto sistema se orienta de manera cercana a ENE. La Figura 5.15 muestra una imagen satelital Spot interpretada estructuralmente, de manera preliminar, en la cual se pueden observar las direcciones de los principales sistemas de lineamientos y fallas de la zona.

La diferencia en las tasas de alzamiento a lo largo de la zona queda de manifiesto, además de los diferentes números de terrazas marinas de la Franja Costera, a través de otros rasgos morfológicos. En primer lugar, la diferencia de cota indicada por el aumento de la pendiente de las quebradas en las cercanías del Escarpe Costero, es mayor en el sector norte que en el sector sur de la zona. Esto ocurre, también, con la cota de la cima del Escarpe Costero. Además, en ambos casos los valores correspondientes se mantienen relativamente constantes a lo largo de tramos bien delimitados. Lo mismo sucede con las relaciones matemáticas diferentes, entre el área de los conos aluviales y el de las hoyas hidrográficas, y el número de conos originados por una misma hoyá (patrón telescópico), obtenida para dos de estos tramos, y cuyas implicancias serán discutidas en el siguiente punto de este capítulo. Los límites de estos tramos corresponden, de manera aproximada, a la quebrada Bonilla, y la quebrada El Toro. En base a estas observaciones, considerando las diferencias de los rasgos morfológicos entre un tramo y otro, como también la regularidad de estos rasgos en un tramo específico, se ha interpretado que en la zona de estudio la deformación se efectúa según bloques bien delimitados por estructuras transversales a las mayores unidades morfológicas del área.

5.4. Discusión

5.4.1. Disposición geomorfológica de los abanicos aluviales y las terrazas de abrasión marina de la Franja Costera

El rasgo morfológico más conspicuo de los abanicos aluviales de la Franja Costera, en la zona estudiada, corresponde al patrón que domina en su disposición. En el sector central de la Franja Costera, entre las quebradas Jardines del Sur y Salar del Carmen, predomina un patrón telescópico en su disposición, y, además, los abanicos están compuestos por capas que progradan en offlap. En el sector norte de la Franja Costera, al norte de la quebrada Bonilla, los abanicos holocenos tienden a montarse sobre los abanicos del Pleistoceno tardío, condicionando un patrón

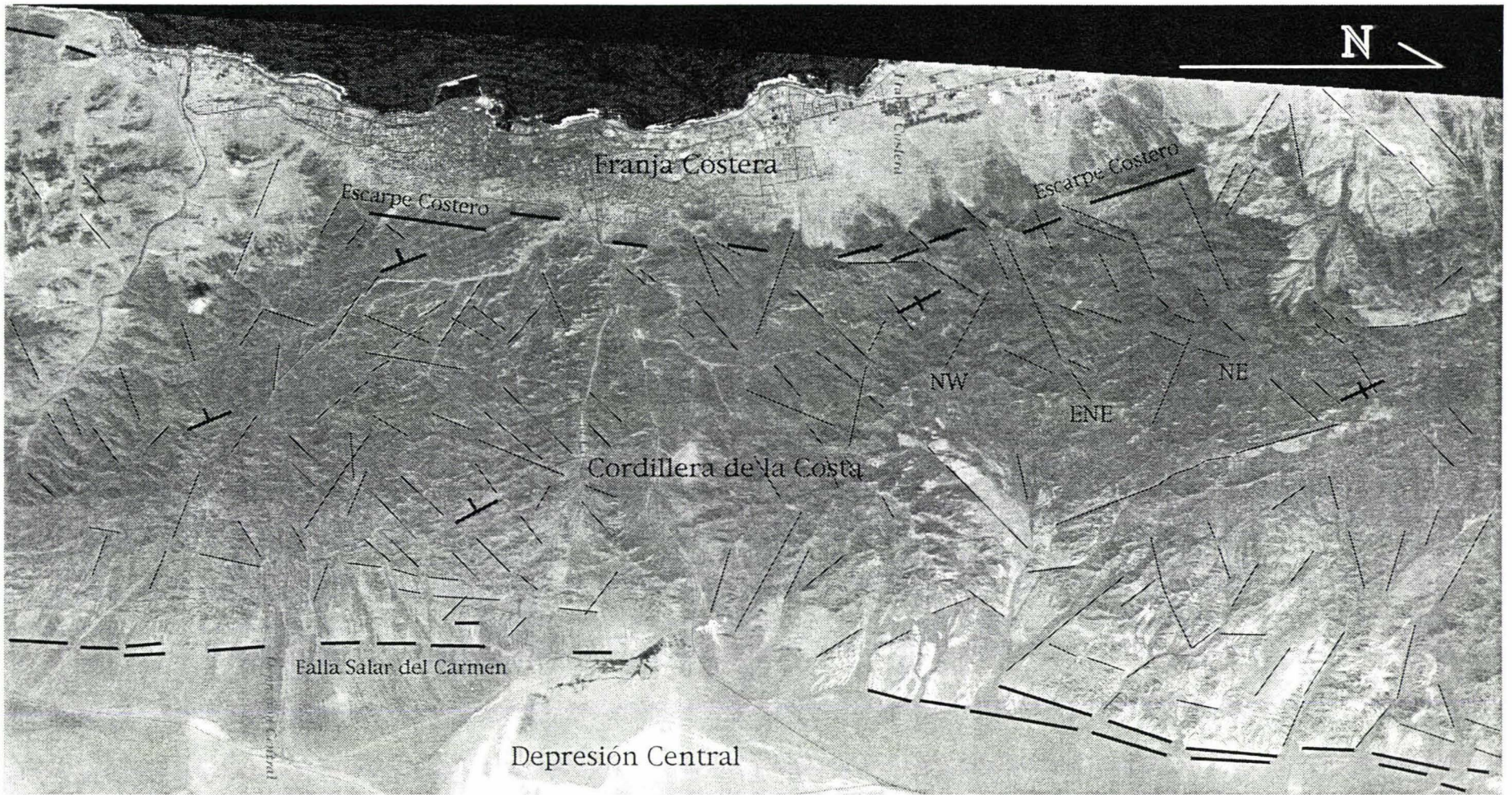


Figura 5.15. Interpretación estructural preliminar (lineamientos y fallas principales), a partir de una imagen satelital Spot de parte de la zona de estudio. Se pueden notar los sistemas de lineamientos de dirección NE, NW, ENE y N-S, como también la Falla Salar del Carmen y el Escarpe Costero, de dirección predominante N-S. Se muestran, además, los principales rasgos morfológicos del área.

telescópico menos marcado que en el sector central. Este patrón morfológico de abanicos aluviales ha sido ampliamente discutido en trabajos referidos a distintos lugares del globo. Diversos autores han señalado que los principales factores que condicionan la disposición morfológica de los abanicos aluviales son los cambios climáticos y los movimientos relativos del nivel de base, debidos a cambios eustáticos o a movimientos tectónicos (Blissenbach, 1954; Bull, 1964; Hooke, 1967, 1968; Cooke et. al., 1993).

En el caso de los cambios climáticos como condicionantes de la disposición de los conos, se ha visto que, debido a la progradación no controlada arealmente de los abanicos, esta última tiende a ser más extensa lateralmente (Figura 5.16; Denny, 1967). Por el contrario, el control por cambios del nivel de base tiende a generar una progradación lineal más marcada. En trabajos referidos a la relación entre la disposición morfológica de los abanicos aluviales y la actividad tectónica de la zona, se ha constatado que en los casos en que la tasa de alzamiento relativo del frente de montaña ha sido mayor que la tasa de disección del ápice de los abanicos, los más recientes de éstos se han montado sobre los abanicos antiguos (Heward, 1978; Silva et. al., 1992). Esto ha generado capas dispuestas en onlap. En el caso contrario, cuando la tasa de alzamiento relativo del frente de montaña ha sido menor que la tasa de disección del ápice de los abanicos, se ha producido un patrón telescópico en su disposición, con capas progradando en offlap (Heward, 1978; Silva et. al., 1992) (Figura 5.17).

Por otro lado, la relación matemática entre el área de los abanicos aluviales y el área de la hoya hidrográfica que los alimenta, del tipo $c=ah^b$, con c =área del cono, y h =área de la hoya hidrográfica que lo alimenta, ha sido documentada en numerosos trabajos relativos al tema (Harvey, 1987; Cooke et. al., 1993). En estos trabajos se ha argumentado que las principales causas para las variaciones de los coeficientes a y b de la relación matemática señalada, son los cambios de litología de una zona a otra, cambios en la geometría de las áreas de aporte (pendiente, largo de cauces), cambios en los regímenes tectónicos, y cambios en las condiciones climáticas de un área a la otra (Harvey, 1987; Cooke et. al., 1993). En el área de estudio, al norte de la quebrada La Negra, las condiciones litológicas, de geometría de las áreas de aporte, así como el clima, son similares para todas las hoyas hidrográficas de las quebradas que drenan hacia el occidente la Cordillera de la Costa. Esto justifica la interpretación realizada anteriormente en este capítulo, respecto que la diferencia en las relaciones matemáticas que caracterizan los conos del sector norte y central de la Franja

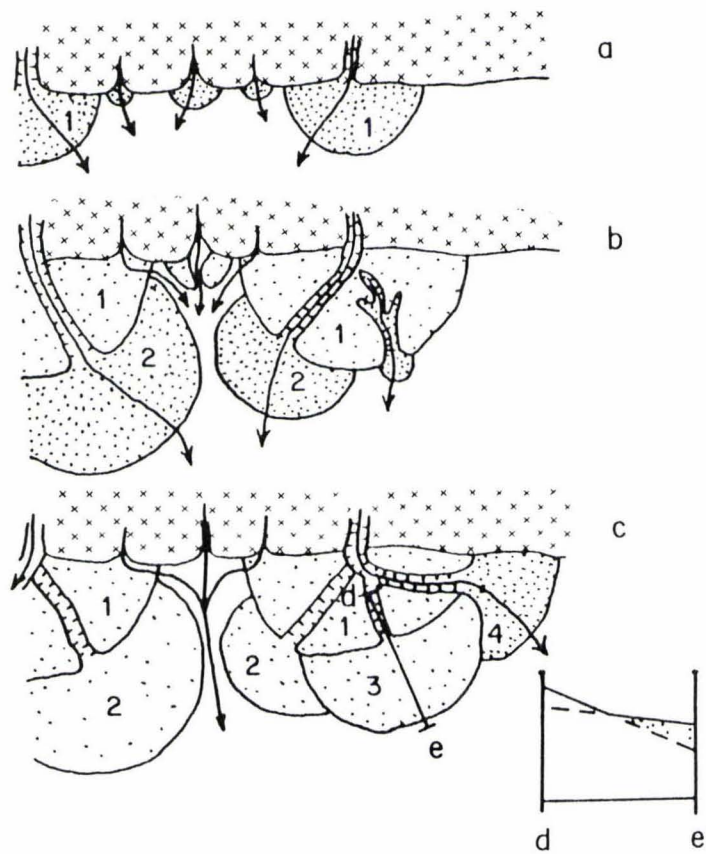


Figura 5.16. Desarrollo de abanicos aluviales primarios y secundarios. 1, 2, 3, 4, segmentos activos y sucesivos. a, primera respuesta sedimentaria a un escarpe montañoso; b, disección de origen superior que corta al segmento 1 y forma el segmento 2; c, disección de los segmentos 1 y 3, formación del segmento 4 y abandono del resto. Corte esquemático entre d y e, mostrando las relaciones entre los segmentos 1 y 3 (Denny, 1967).

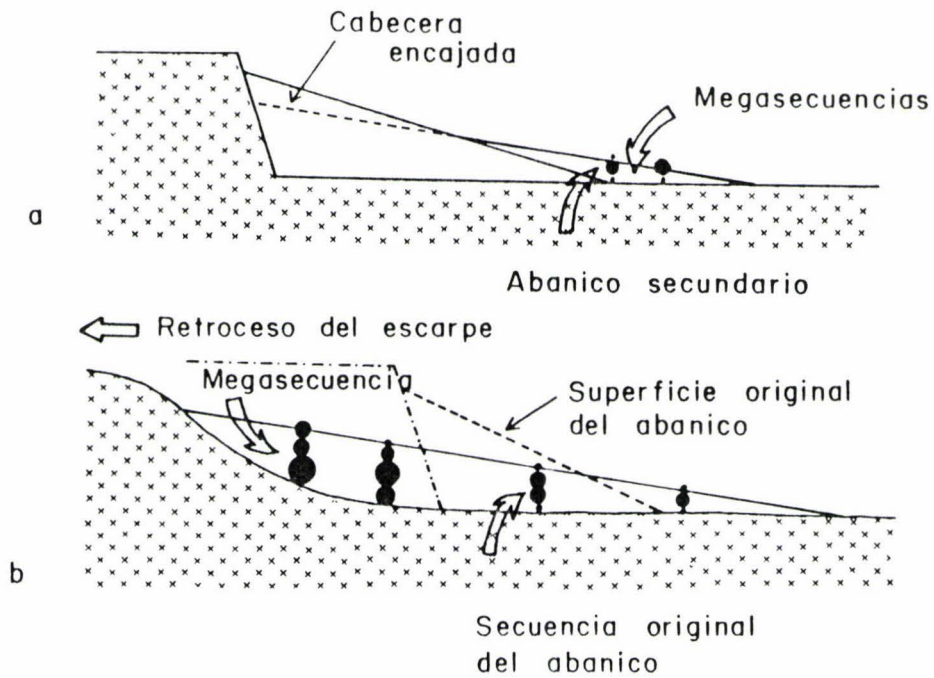


Figura 5.17a. Modelos de comportamiento de abanicos aluviales. a, encajamiento prolongado en la cabecera del abanico; b, retroceso del escarpe y denudación del relieve (Heward, 1978).

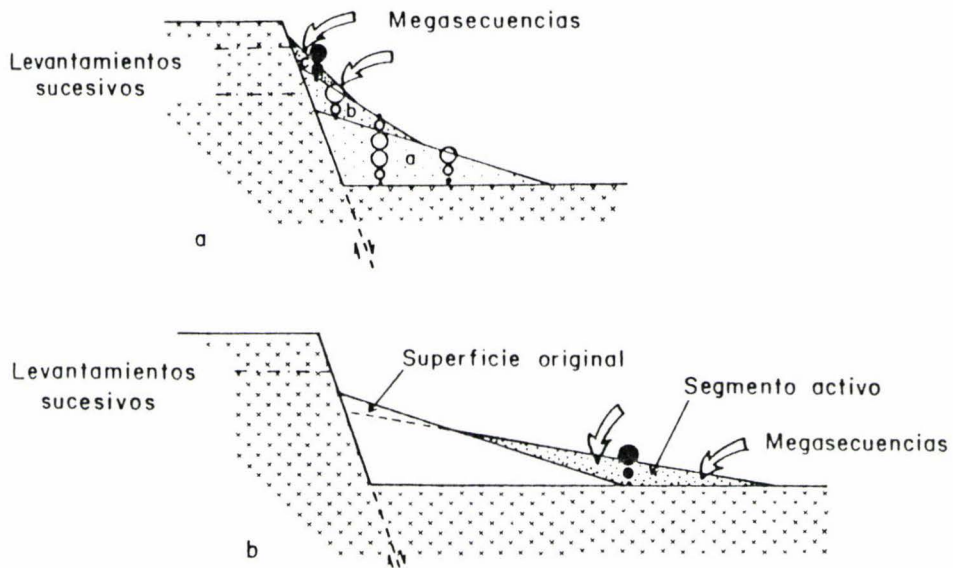


Figura 5.17b. Modelos de comportamiento de los abanicos aluviales. a, respuesta a un levantamiento repetitivo, con una velocidad de levantamiento mayor que la del encajamiento del canal principal; b, respuesta a un levantamiento cuando la velocidad de encajamiento del canal principal es mayor que la del levantamiento (Heward, 1978).

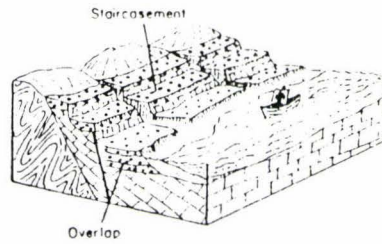
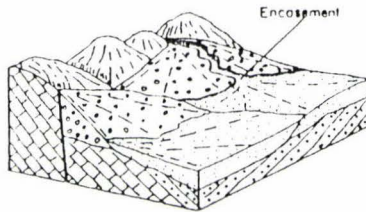
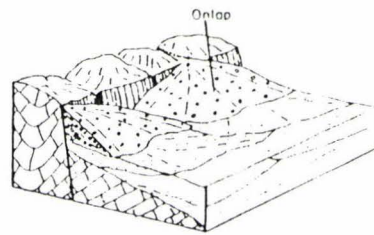
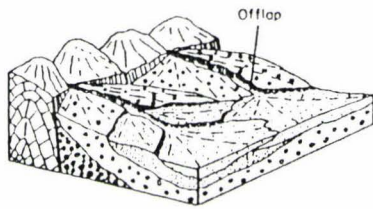
Costera, en la zona estudiada, se debe a que éstas están sometidas a diferentes regímenes tectónicos. De la misma manera, es más probable que la diferencia en el patrón que domina la disposición de los abanicos aluviales situados en el sector central y norte de la Franja Costera, se deba a una diferente tasa de alzamiento relativo entre esta última y la Cordillera de la Costa. Esto podría tener relación con la mayor tasa de alzamiento determinada para el sector norte, respecto del sector sur del área de trabajo, tal como lo señala el mayor número de terrazas marinas alzadas en esta zona, así como los datos expuestos en el Capítulo 4. Los cambios eustáticos habrían sido más importantes en el control de la disposición de los abanicos del sector sur de la zona estudiada, debido a la mayor cercanía del mar a la desembocadura de las quebradas.

En este trabajo, entonces, se postula que el control de la disposición morfológica de los abanicos aluviales de la Franja Costera en la zona de trabajo, ha sido, durante el Cuaternario, principalmente de carácter tectónico. Este control ha estado condicionado principalmente por el alzamiento del margen costero, y habría sido más marcado en el sector norte que en el sector central y sur del área.

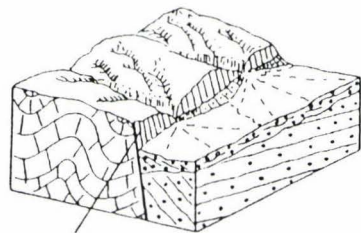
Respecto de las terrazas marinas alzadas de la Franja Costera, es importante señalar que es más probable que el gran escarpe de la Terraza de Antofagasta, en el sector central de la Franja Costera, haya sido producido por una mayor permanencia del mar que labró la segunda terraza más antigua en el sector de la quebrada El Toro. Esto habría generado la erosión de las terrazas labradas entre ésta y la Terraza de Antofagasta. La ausencia de este marcado escarpe en el sector norte de la Franja Costera, en el área de trabajo, podría deberse a un alzamiento mayor y más continuo de esta última zona.

5.4.2. Estructuras y tectónica

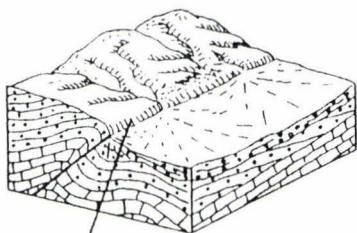
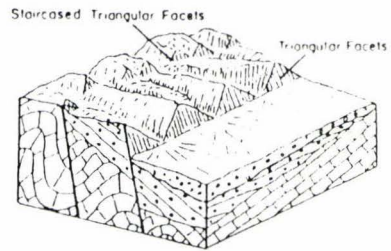
De todas las estructuras analizadas en este trabajo, no hay duda que la más sobresaliente es el Escarpe Costero. Como ya se ha visto, existen numerosas evidencias geomorfológicas que sostienen que este rasgo, en la zona de estudio, corresponde a una falla. Estas evidencias han sido ampliamente reconocidas en regiones del planeta en donde ha habido actividad tectónica reciente. En un reciente trabajo, Goy et. al. (1988) han esquematizado algunas evidencias geomorfológicas referidas a la actividad neotectónica. En la Figura 5.18 se muestran esquemas acerca de algunos de los rasgos que se han reconocido en la zona de estudio.



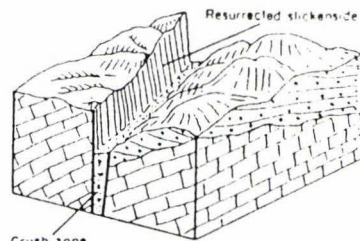
a GEOMORPHOLOGIC ANOMALIES RELATED TO THE GEOMETRIC-SPATIAL DISPOSITION OF SURFICIAL DEPOSITS



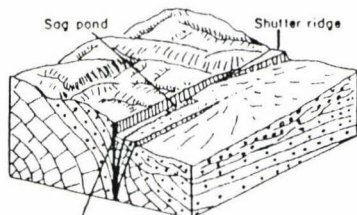
Normal fault scarp



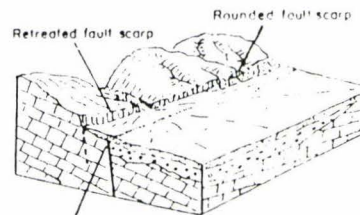
Reverse fault scarp



Crush zone



Strike-slip fault scarp



Buried fault scarp

b GEOMORPHOLOGIC ANOMALIES RELATED TO FAULT SCARPS AND LINES

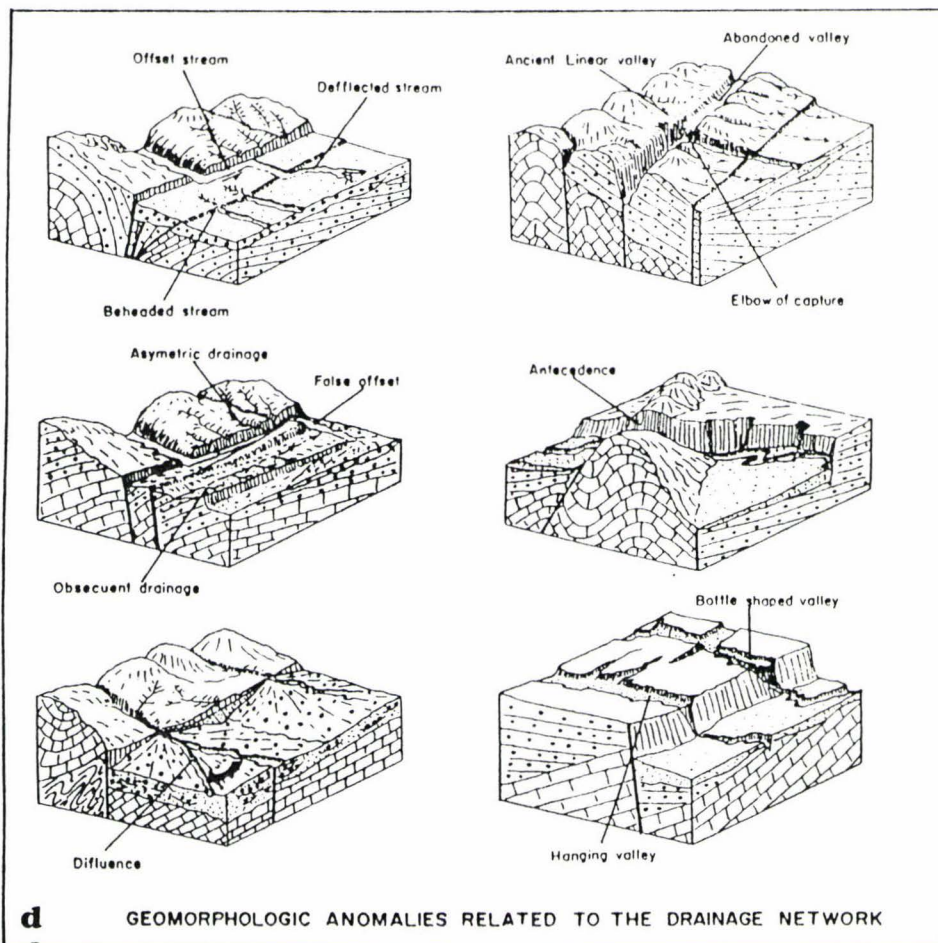
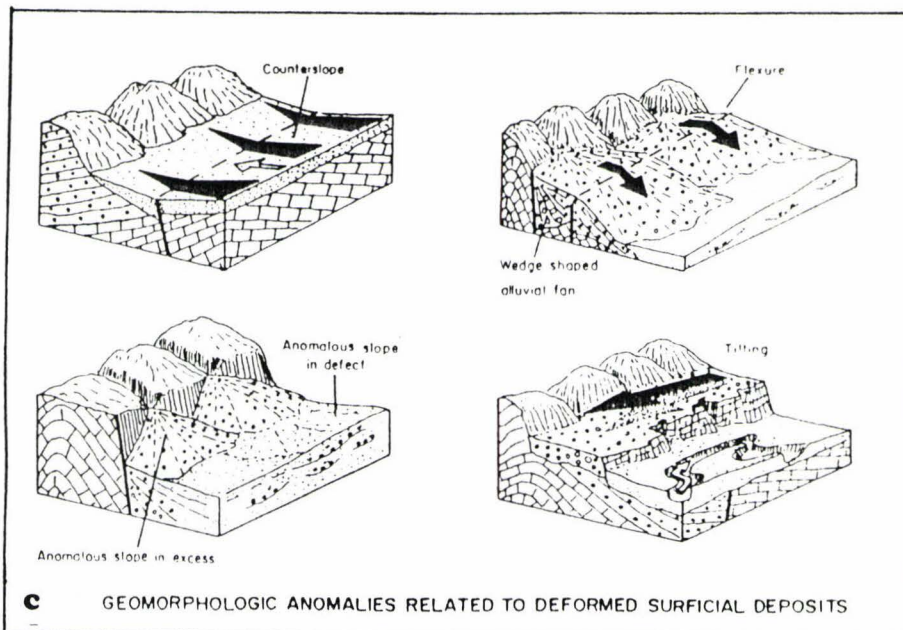


Figura 5.18. Esquemas de rasgos geomorfológicos vinculados a la actividad tectónica (Goy et. al., 1988). En la Figura 5.18a se muestran la disposición en onlap y en offlap de los abanicos aluviales, como también la disposición de terrazas de abrasión marina alzadas. La Figura 5.18b muestra escarpes producidos por fallas. En la Figura 5.18c se muestran morfologías de captura de drenaje.

La interpretación de un origen principalmente tectónico para el Escarpe Costero concuerda con las interpretaciones realizadas, en este sentido, por algunos autores (Brüggen, 1950; Armijo y Thiele, 1990). Sin embargo los datos de este trabajo no permiten directamente descartar, o argumentar, un posible posterior retroceso por erosión marina. De todos modos, se postula que este último proceso, en la zona de estudio, si existió, jugó un papel muy secundario en la generación del Ecarpe Costero. Como ya se ha visto, los datos de este trabajo tampoco permiten precisar cuando habría ocurrido el principal movimiento a lo largo de esta falla. Sin embargo, a partir de la discusión acerca de los abanicos aluviales de la Franja Costera, es posible inferir que, al menos desde finales el Pleistoceno temprano, la actividad de esta falla habría sido mínima. Esto es avalado por el patrón telescópico que domina la disposición de los abanicos aluviales de la Franja Costera, principalmente en los sectores central y sur de esta última, al sur de la quebrada Salar del Carmen. En el sector norte de la Franja Costera, en cambio, la disposición de los abanicos podría reflejar alguna mayor actividad cuaternaria a lo largo de la falla que constituye el Escarpe Costero (Figura 5.18a). Este mecanismo podría ser el responsable de la mayor diferencia de cota, entre los puntos de inflexión de las quebradas y la desembocadura de las mismas, en el sector norte que en el sector sur.

Por otra parte, los distintos estudios realizados en este trabajo señalan la existencia de sistemas predominantes de lineamientos y fallas que controlan los rasgos morfológicos de la zona. Estos sistemas tienen dirección N-S, NW-SE, NE-SW, y ENE-WSW. En un reciente trabajo, Delouis et. al. (1995), han determinado que el fallamiento normal ha prevalecido en la zona desde al menos el Mioceno, preferencialmente a lo largo de las fallas de orientación N-S. Asimismo, han señalado que la geometría de las fallas de dirección NW-SE y NE-SW es compatible con una extensión E-W. Esto concuerda con los datos de este trabajo referidos a que, en los casos en que se ha determinado, las fallas normales tienen orientación preferencial N-S. Sin embargo, los datos no permiten asociar directamente la geometría de las fallas de dirección NW-SE y NE.-SW a una extensión E-W. A pesar de ésto, y considerando que algunos datos concuerdan con los aportados por este trabajo, la hipótesis de Delouis et. al. (1995) es compatible con la geometría de lineamientos y fallas prevalecientes de la zona de estudio.

A modo de resumen, se ha interpretado que la zona de estudio ha estado sometida a un alzamiento desde, al menos, principios del Plioceno, y probablemente desde el Mioceno tardío. En algún período durante el Plioceno, se habría efectuado el

principal movimiento a lo largo de la falla normal que representa el Escarpe Costero, originándose éste, en el área de este trabajo, sino en su totalidad, sí en su mayor parte. Durante el Cuaternario la zona habría continuado alzándose, sin registrarse gran actividad a lo largo del Escarpe Costero. La deformación a la que habría estado, y está aún, sometida el área, funcionaría como una "tectónica de bloques", cuyos límites coinciden aproximadamente con la ubicación de algunas quebradas orientadas, según lineamientos, transversalmente a las mayores unidades geomorfológicas de la zona estudiada. Este mecanismo sería responsable de las diferencias, y a la vez regularidades, entre las tasas de alzamiento que afectan a la zona, como también de los rasgos geomorfológicos ya mencionados. La Cordillera de la Costa, en la zona estudiada, correspondería a un bloque delimitado por dos grandes fallas de orientación N-S: la falla Salar del Carmen, por el este, y el Escarpe Costero, por el oeste.

Capítulo 6. Estratigrafía y Sedimentología de los Depósitos Cuaternarios y Pliocenos (?).

"Desde cierto punto de vista, el aspecto del país es notable; está recubierto, en efecto, por una costra espesa de sal común y por capas estratificadas de aluviones salinos que parece se han ido depositando a medida que la tierra se elevaba gradualmente sobre el nivel del mar... En resumen toda esta masa superficial ofrece un aspecto análogo al de una llanura donde ha caído nieve. La existencia de esta costra de substancias solubles recubriendo un país entero, prueba que la sequía debe ser pertinaz y extremada desde hace muchísimo tiempo". Charles Darwin, "Viaje de un naturalista alrededor del mundo". Julio de 1835.

En base al estudio de la estratigrafía y sedimentología de los depósitos pliocenos (?) y cuaternarios, se han definido varias unidades de carácter litoestratigráfico. La edad de estas unidades se ha inferido principalmente a partir de consideraciones geomorfológicas, pero también tomando en cuenta los resultados de algunos análisis de paleomagnetismo y petrografía de depósitos de ceniza volcánica de caída, como también una datación radiométrica realizada en uno de estos últimos depósitos.

Con el fin de interpretar las condiciones climáticas imperantes al momento de la depositación de los sedimentos cuaternarios o más antiguos, se han tipificado las características de los sedimentos aluviales y coluviales que han sido depositados en tiempos históricos.

Las descripciones de las unidades, junto con las interpretaciones hechas al respecto, han sido ordenadas, por períodos, desde más reciente a más antiguo.

6.1. Estratigrafía y sedimentología de los depósitos aluviales y coluviales históricos de la zona

6.1.1. Características generales

Se reconocen en la zona tres ambientes fisiográficos y sedimentológicos en los cuales operan procesos aluviales y coluviales: fondo de quebrada, en el que los flujos tienen una mayor participación de agua; conos aluviales, en los que se produce la mayor parte de la sedimentación; y laderas de quebradas y cerros, en los cuales la sedimentación es de tipo coluvial, con alguna participación de escorrentía aluvial.

Los depósitos de fondo de quebrada, de forma tabular o lenticular alargada, le confieren una superficie relativamente plana al terreno, con pendientes que varían

entre 2 y 10°. Los procesos aluviales en los conos producen depósitos de forma lenticular en sección transversal, con pendientes longitudinales que varían entre 3 y 25°. La depositación en estos últimos se produce una vez que los flujos dejan de ser encauzados en las quebradas, por lo cual se disponen a partir de la desembocadura de éstas. Los depósitos coluviales, acumulados mayormente sobre y al pie de las laderas, adquieren formas lenticulares o tabulares en sección transversal, dependiendo de la cantidad y tipo de material disponible sobre ellas, y del proceso que predomine en la removilización del mismo (deslizamiento por gravedad y/o mayor participación aluvial). La pendiente de estos últimos depósitos puede variar entre 25 y 45° y, a diferencia de los anteriores, no son producidos por flujos alimentados por quebradas, sino por escurrimientos superficiales generados por gravedad, con alguna participación acuosa. Estos escurrimientos removilizan el material dispuesto sobre la ladera, originado a su vez, por meteorización y erosión de las rocas y sedimentos que la consituyen.

Existen algunas características sedimentológicas comunes para los depósitos de los distintos ambientes. La grava que los constituye, por una parte, está compuesta por clastos de baja a alta esfericidad, angulosos a subangulosos, cuando éstos provienen de la Formación La Negra, pudiendo ser subredondeados cuando provienen de la Formación Caleta Coloso. La arena, en cambio, presenta una variación textural mayor en el área. Al sur de quebrada Caliche y al norte de quebrada Bonilla, este material es más abundante, principalmente eólico y de proveniencia costera, y está constituido por granos pulidos subredondeados de alta o baja esfericidad de cuarzo, feldespatos, clastos líticos y restos de conchilla en poca abundancia. Entre estas dos quebradas, en cambio, la arena es más escasa, de origen aluvial, y está principalmente constituida, por granos subangulosos de baja esfericidad, mayoritariamente de clastos líticos.

Por otro lado, existen características propias de los depósitos de cada ambiente. Los sedimentos de fondo de quebrada constituyen depósitos de límites espacialmente poco definidos, con clastos de mala a moderada selección, orientados en pendiente e incluso imbricados, y en algunos casos con gradación granulométrica. La matriz es arena y gravilla de moderada selección, frecuentemente con laminación milimétrica. Son mayoritariamente depósitos clasto soportante, en que el porcentaje de grava varía típicamente entre 35 y 75%, el de arena entre 20 y 65%, mientras que el de limo y arcilla no supera el 5% (Figura 6.1). Frecuentemente se intercalan facies arenosas (50 a 85% arena) de buena selección y menor espesor, con laminación

planar, laminación cruzada y estructuras de paleocanal que evidencian flujos más acuosos (Foto 6.1).

Los sedimentos de conos aluviales constituyen depósitos de límites bien o regularmente definidos, con clastos de moderada a muy mala selección, y dispuestos en la matriz de manera caótica, o con una leve orientación paralela a la pendiente. Son depósitos matriz soportante, o eventualmente clasto soportante, con contenidos de grava entre 15 y 50%, de arena entre 45 y 85%, mientras que la proporción de limo y arcilla no supera el 7% (Figura 6.1). La matriz está constituida por arena y escaso limo (Foto 6.2).

Los sedimentos acumulados en laderas presentan una mayor variación textural y sedimentológica dependiendo de la pendiente y del tipo de material disponible en ellas, como también del proceso que predomine en la removilización del mismo. Aquellos procesos con una mayor participación aluvial, generan escurrimientos muy restringidos produciendo coladas de sección transversal con forma lenticular. En laderas empinadas y con abundantes detritos gruesos, los depósitos son clasto soportante de moderada selección y escasa matriz de arena (20 a 40%), comúnmente con levées de gruesos (50 a 80% de clastos de grava). En laderas arenosas este proceso genera depósitos matriz soportante de moderada a mala selección y con forma de coladas de barro lenticulares en sección transversal (60 a 85% de arena) (Figura 6.1, Foto 6.3).

La Tabla 6.1 resume las características de los depósitos de los ambientes de fondo de quebrada y cono aluvial, de la zona de este trabajo.

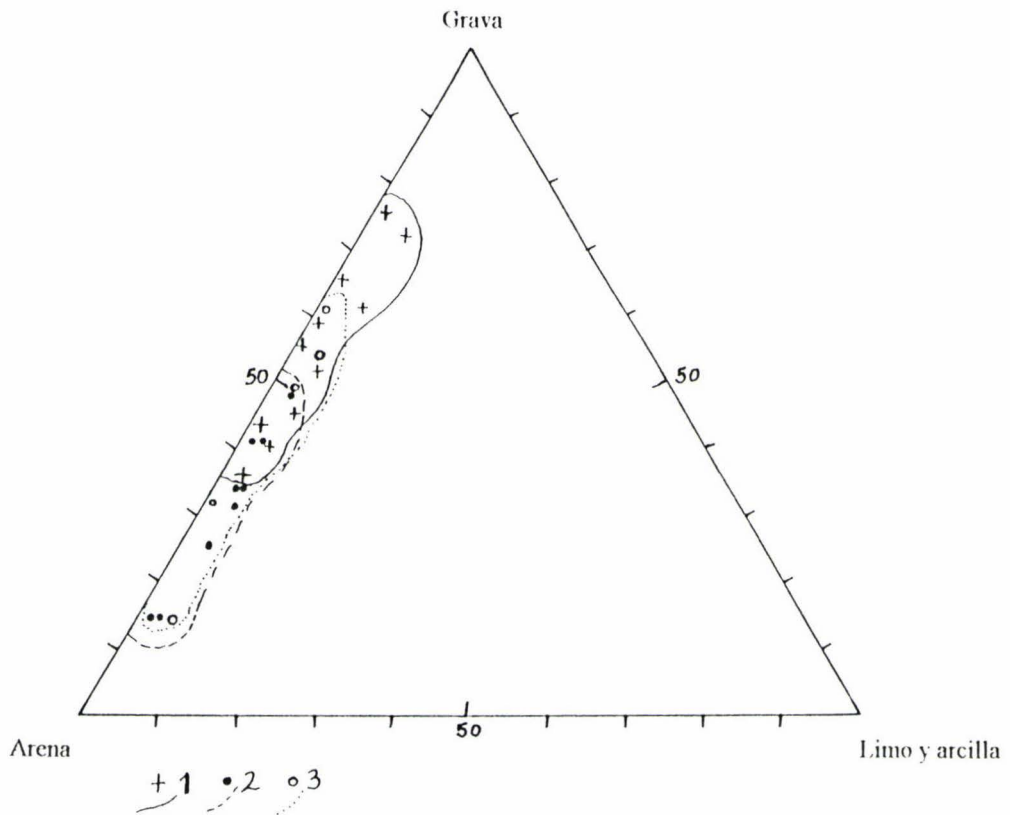


Figura 6.1. Proporciones de grava, arena y finos (limo y arcilla), de los depósitos aluviales y coluviales históricos de la zona de Antofagasta. 1: depósitos de fondo de quebrada, 2: depósitos de cono aluvial, 3: depósitos de ladera.



a



b

Foto 6.1. a: Sección de sedimentos de fondo de quebrada, expuesta en las cercanías de la desembocadura de la quebrada Jorgillo. Se puede notar la predominancia de depósitos de límites espaciales mal definidos, con gradación granulométrica y laminación planar. **b:** Detalle de un depósito de fondo de quebrada, ubicado en la base de la sección de la foto anterior. Esta constituido por alrededor de 80% de grava de clastos angulosos y subangulosos, dispuestos con orientación y cierta imbricación en la matriz.

Foto 6.2. Aspecto de algunos depósitos aluviales dispuestos en la superficie del cono ubicado en el sector sur de Caleta Coloso. Estos depósitos habrían sido originados por flujos de detritos producidos durante este último siglo (se intercala basura entre ellos). Se pueden notar los límites espaciales bien definidos entre cada depósito, así como el grado desorden en la disposición de los clastos en la matriz.



Foto 6.3. Depósitos con forma de coladas de sección transversal lenticular, dispuestos sobre una ladera arenosa de la quebrada La Negra. Estos depósitos fueron originados por el escurrimiento ocasionado por la lluvia de Junio de 1991. El espesor máximo de cada uno es de 50 cm, y el ancho es cercano a 1 m.

Tabla 6.1. Características específicas de los depósitos de los ambientes de fondos de quebradas y conos aluviales.

Ambiente fisiográf.	Morfología/ pendiente longitudin. de los depósitos	Definición de los límites entre los depósitos	Selección de tamaño de granos	Orient. de clastos en la matriz	Porcentaje típico de grava/ arena/ limo y arcilla
Fondo de quebrada: Depósitos de flujos de barro o detritos	Plana, tabular/ 2 a 10°	Mala a regular	Moderada a mala	Leve orientación y/o imbricación. Gradación en tamaño de clastos.	35-75% / 20-65% / 5%
Intercalación de facies de arena (flujos subacuosos)	Lenticular a tabular	Regular a buena	Buena a regular	Laminación planar, laminación cruzada y paleocanales	
Cono aluvial (sector proximal y medio): Depósitos de flujos de barro o detritos	Colada de forma lenticular en sección transversal	Buena	Muy mala a moderada	Caótico, sin orden en la matriz	15-50% / 45-85% / 7%

6.1.2. Estratigrafía de los depósitos históricos de la zona

Se entiende por depósitos históricos, para efectos de este trabajo, aquellos cuya depositación ha ocurrido con contemporaneidad al poblamiento moderno de la zona. Para datar estos depósitos se han utilizado las basuras intercaladas o contenidas en ellos. Algunos datos históricos de utilidad para inferir la edad de estos sedimentos, ya han sido mostrados en el capítulo introductorio de este trabajo.

En la Tabla 6.2 se resume la estratigrafía de los sedimentos que con seguridad han sido depositados con posterioridad al inicio del poblamiento moderno de Antofagasta y Coloso. Esta tabla muestra que evidencias de contemporaneidad entre eventos aluviales y el poblamiento moderno son más abundantes en el sector sur de la zona. Esto se debe a que en este sector la Franja Costera es muy angosta, por lo cual los poblados se emplazan directamente en la desembocadura de las quebradas. En Caleta Coloso se reconocen un máximo de 5 depósitos aluviales posteriores a 1900, de ellos 3, o posiblemente 4, son posteriores a 1932. En el sector de Jardines del Sur se reconocen 3 depósitos posteriores a 1960. En distintos lugares a lo largo

de la zona se reconocen los depósitos asociados a los flujos provocados por las lluvias de 1987 y 1991 (Tabla 2.2), siendo este último el mejor determinado en el área. La tabla muestra además que, para el caso de la lluvia de 1991, e independiente del ambiente fisiográfico, la altura que alcanzaron los flujos en la mayoría de los casos fue más del doble, en algunos el triple o más, de la altura de los depósitos generados por estos mismos flujos.

Tabla 6.2. Estratigrafía y características texturales y sedimentológicas de los depósitos históricos de la zona de Antofagasta

Ubicación	Ambiente fisiográfico	Número de depósitos históricos/ argumento	Espesor de depósitos (c/u)/ caracterización sedimentológica	Otros
Caleta Coloso: Sección ubicada al norte de la qda. Jorgillo	Ladera con abundante arena eólica (40° de pendiente). Superficie cono aluvial (6 a 10° de pendiente)	2/ Contienen restos de diarios, y se intercala basura en la base de cada uno. 4 (5?)/ Se intercala basura en la base de cada uno	20 cm/ depósitos compactos: 85% arena eólica, 10% grava angulosa de 1 a 3 cm, 5% limo y arcilla. 20 a 40 cm/ depósitos pardo rojizos, de sección transversal lenticular, mala selección, clastos de grava angulosa de 2 a 5 cm tamaño típico, dispuestos caóticamente en matriz de arena. Se intercalan arenas eólicas de buena selección, sin laminación (depósitos de 2 a 7 cm de espesor)	Remov. aluvial de arena eólica dispuesta sobre la ladera (Fig.6.2-C1). Sección expuesta en el antiguo camino Antofagasta-Coloso. Clastos rojizos de la Fm. Bolfín (Fig.6.2-C2)
Sección ubicada al sur de qda. Jorgillo	Superficie cono aluvial (5 a 10° de pendiente)	5/ Contienen y se intercala basura en la base de cada depósito	20 a 40 cm/ depósitos grises, de sección transversal lenticular, mala selección, clastos de grava angulosa de 2 a 5 cm tamaño típico, dispuestos caóticamente en matriz de arena. Se intercalan arenas eólicas de moderada a buena selección, sin laminación (depósitos de 1 a 2 cm de espesor)	Clastos grises de la Fm. Bolfín (Fig.6.2-C3)
Extremo norte de la bahía de Caleta Coloso	Pequeño cono aluvial (2 a 3° de pendiente, área < 500 m ² , espesor máximo 1.5 m), ubicado al pie de una ladera de 40° de pendiente	3 (4?)/ Muy probablemente posteriores a 1932: el cono se emplaza en la ubicación de la sala de máquinas de un antiguo ferrocarril, retirada después de 1932; en la base de la secuencia se disponen arenas con abundante carbón, clavos y alambres oxidados	20 a 30 cm/ depósitos pardo rojizos, de sección transversal lenticular, mala selección, clastos de grava angulosa de 2 a 5 cm tamaño típico, dispuestos caóticamente en matriz de arena	Sección expuesta en el actual camino Antofagasta-Coloso. Clastos rojizos de la Fm. Bolfín (Fig.6.2-C4)

Roca Roja (desemb. qda. El Buey) Qda. El Buey	Fondo de quebrada de	3/ Contienen abundante basura principalmente concentrada en la base de cada uno	1.5 m/ depósitos de límites mal definidos, moderada a mala selección, clastos de grava angulosa de 5 a 10 cm (hasta 50 cm de tamaño), orientados en pendiente e incluso imbricados y con gradación granulométrica. Se intercalan arenas de moderada a buena selección, con laminación planar y paleocanales (depósitos de 5 a 10 cm de espesor).	La parte superior (2 m) pudo haber sido removida por máquinas (Fig.6.2-B1)
Qda. afluyente ubicada al norte de la qda. principal (Qda. El Buey, desemb.)	Fondo de quebrada.	3/ 2 posteriores a 1966: se intercala basura en la base de cada uno; en la base del penúltimo se encontraron restos de un diario de 1966	30 cm a 1 m (1.5 m espesor total)/ depósitos de límites mal definidos, con gradación lateral de facies de canal (60 a 80% clastos de grava angulosa de 5 a 15 cm de tamaño típico) a facies laterales (40 a 70% arena, con laminación planar y gradación)	Los depósitos se superponen unos a otros formando canales de erosión de hasta 1 m (Fig.6.2-B2)
El Huáscar	Superficie cono aluvial	1/ Según pobladores, correspondiente a la lluvia de Junio de 1991 (Tabla 2.2)	1 a 1.5 m de acumulación en el lado de las casas que enfrenta a la qda./ depósito pardo rojizo de mala selección, constituido por 30 a 40% de grava angulosa y 60 a 70% de arena, con algunos bloques de hasta 40 a 50 cm. Según pobladores, los flujos habrían alcanzado 1.5 m de altura, y habrían corrido sin cauces bien definidos. Flujos remanentes de agua, hacia el final del evento, habrían erosionado el terreno formando cauces de hasta 1 m de profundidad	En la superficie del cono aluvial se emplaza la localidad de El Huáscar
Camping "Las Garumas" (ubicado al norte de El Huáscar)	Superficie cono aluvial	2/ Correspondientes a las lluvias de 1982 y 1991 (?) (Tabla 2.1): el depósito inferior contiene restos de periódicos de 1980, y su ubicación es claramente descrita en la edición del 24 de Mayo de 1982 del diario "El Mercurio de Antofagasta"	1.5 m de espesor máximo/ depósitos pardo rojizos de mala selección, constituidos por 30 a 40% de grava angulosa y 60 a 70% de arena	Sección expuesta en el actual camino Antofagasta-Coloso
Ladera del Escarpe Costero, entre El Huáscar y Jardines del Sur	Superficie de pequeños conos aluviales (50 cm de espesor máximo, área < 20 m ²), ubicados sobre el terraplen en donde se ubicaba la línea férrea del antiguo ferrocarril a Coloso	3/ posteriores a 1932: la línea férrea habría comenzado a ser retirada en este año	20 a 30 cm/ depósitos pardo rojizos de mala selección, constituidos por 30 a 40% de grava angulosa y 60 a 70% de arena	Los conos se encuentran disectados por cauces (Fig.6.2-H1)

Jardines del Sur	Fondo de quebrada; canal ubicado en el ápice del cono aluvial	3/ posteriores a 1960: el depósito inferior contiene basura de la década de 1960	20 a 40 cm/ depósitos pardo claro de límites bien definidos, mala selección, clastos de grava angulosa dispuestos caóticamente en matriz arena. Se intercalan arenas de moderada a buena selección, con laminación planar y paleocanales (depósitos de 5 a 30 cm de espesor)	El canal se encuentra en el apice del cono en donde se emplaza la localidad de Jardines del Sur (Fig.6.2-J1)
Quebrada La Negra (desemb.)	Fondo de quebrada	1/ eventualmente asociado a la lluvia de Junio de 1991 (Tabla 2.2): contiene abundante basura	1 m/ depósito pardo a gris, mala selección, compuesto por 50% de grava angulosa de 5 a 10 cm tamaño típico, con clastos orientados en pendiente, 47% arena y 3% limo y arcilla. Los flujos habrían alcanzado 3 m de altura: adherido a las laderas se encuentra material fino (arena fina, limo y arcilla)	Según pobladores, "olas" de hasta 3 a 4 m habrían encabezado los flujos de barro
Laderas ubicadas en la hoya hidrográfica de qda. La Negra	Ladera con abundante arena eólica (30-50° de pendiente)	1/ asociado a la lluvia de Junio de 1991 (Tabla 2.2)	50 cm de espesor máximo por 1 m de ancho/ depósito con forma de colada, de sección transversal lenticular, constituidos típicamente por 70% de arena, 25% de clastos de grava de hasta 15 cm de tamaño, y 5% de limo y arcilla	Estas coladas son numerosas en las laderas arenosas de la mitad inferior de la hoya de qda. La Negra
Laderas del Escarpe Costero, ubicadas entre Coviefi y qda. Caliche	Ladera con abundante arena (45° de pendiente en la parte alta, y 20° de pendiente en la parte baja)	1/ asociado a la lluvia de Junio de 1991 (Tabla 2.2)	30 cm de espesor máximo por 1 m de ancho/ depósito con forma de colada en sección transversal lenticular, constituidos por 60 a 80% de arena, y clastos de tamaño típico 1 a 5 cm	Estas coladas son numerosas en las laderas arenosas del Escarpe Costero
Quebrada Caliche (desemb.)	Superficie cono aluvial	1/ asociado a la lluvia de Junio de 1991 (Tabla 2.2)	10 cm/ depósito pardo de mala selección, constituidos por grava angulosa de 1 a 5 cm de tamaño típico, dispuestos caóticamente en matriz de arena (40 a 60%) y limo y arcilla (5 a 7%). Los flujos habrían alcanzado 50 cm de altura: adherido a un poste de alumbrado público se encuentra material fino (arena fina, limo y arcilla)	Este cono se encuentra sobre la Terraza de Antofagasta, por lo cual en gran parte de su superficie no se produce deposición actual
Quebrada El Toro (desemb.)	Fondo de quebrada (de 8° de pendiente en la desemb.)	1/ correspondiente a la lluvia de Junio de 1991: los depósitos cubren parte de las instalaciones del Regimiento Esmeralda, las cuales fueron devastadas por los flujos provocados por esta lluvia ("El Mercurio de Antofagasta", edición del 19 de Junio de 1991)	3 m/ depósito pardo oscuro de moderada a mala selección, constituidos por 80% de grava angulosa de 5 a 15 cm tamaño típico (bloques de hasta 1 m), dispuestos con cierta orientación en matriz de arena. Los flujos habrían alcanzado hasta 6 m de altura: adherido a las laderas de la qda. se encuentra material fino (arena fina, limo y arcilla)	El cono aluvial de qda. El Toro esta formado por dos qdas. que desembocan en el mismo punto. La qda. situada más al sur recibe el nombre de qda. El Toro propiamente tal

Quebrada Baquedano (desemb.)	Fondo de quebrada (15° de pendiente en la desemb.)	2/ probablemente correspondientes a las lluvias de Julio de 1987 y Junio de 1991 (Tabla 2.2): ambos depósitos contienen abundante basura; en la base del depósito inferior se intercalan restos de diario de 1980	1 a 1.5 m/ depósitos pardo oscuro de moderada a mala selección, constituidos por 70% de grava angulosa de 5 a 15 cm tamaño típico, dispuestos con cierta orientación y gradación granulométrica en matriz de arena	Existe abundante basura dispuesta en las laderas de la qda., cerca de la desemb. (Fig.6.2-Bq1)
Sector de la ciudad cercano a la línea de costa, ubicado entre el puerto y el balneario	Superficie cono aluvial, sector distal	1/ producidos, según habitantes de la ciudad, por los flujos de 1991	20 cm/ depósitos pardo a gris oscuro de moderada selección, constituidos por 50 a 60% de grava angulosa, con clastos dispuestos con cierta orientación y gradación granulométrica en matriz de arena	Corresponde al sector distal de los conos aluviales alimentados por las quebradas El Ancla, Baquedano, Uribe y El Toro.
Quebrada La Cadena (desemb.)	Fondo de quebrada (2 a 8° de pendiente)	2/ probablemente correspondientes a las lluvias de Julio de 1987 y Junio de 1991: ambos depósitos contienen abundante basura; en la base del depósito inferior se intercalan restos de diario de 1966	50 cm/ depósitos pardo de moderada a mala selección, constituidos por 60 a 80% de grava angulosa de 5 a 10 cm tamaño típico, dispuestos con orientación y alguna gradación granulométrica en matriz de arena. Los flujos de 1991 habrían alcanzado hasta 3 m de altura: adherido a las laderas de la qda. se encuentra material fino (arena fina, limo y arcilla)	En el lecho de esta qda. existe abundante basura, y depresiones causadas por labores de extracción de grava y arena (Fig.6.2-Lc1)

6.2. Estratigrafía de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno

En la zona estudiada se han determinado cuatro unidades litoestratigráficas cuyas edades se han interpretado como pleistocena tardía y holocena. Geomorfológicamente estas unidades corresponden a los conos de los grupos 8 (Pleistoceno tardío) y 9 (Holoceno).

6.2.1. Definición de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno.

Se ha elegido la sección de Caleta Coloso como sección tipo para estas unidades. La sección está dada por un corte del camino que une esta localidad con la ciudad de Antofagasta, y se encuentra, además, disectada longitudinalmente por el fondo de la quebrada Jorgillo, que la separa en una sección norte y una sección sur. El sector norte muestra depósitos de color rojizo, provenientes principalmente de dos quebradas situadas al costado norte de la quebrada Jorgillo (Foto 6.4). El sector sur muestra depósitos de color pardo y gris, provenientes tanto de la quebrada Jorgillo, como de una quebrada ubicada al costado sur de ésta.

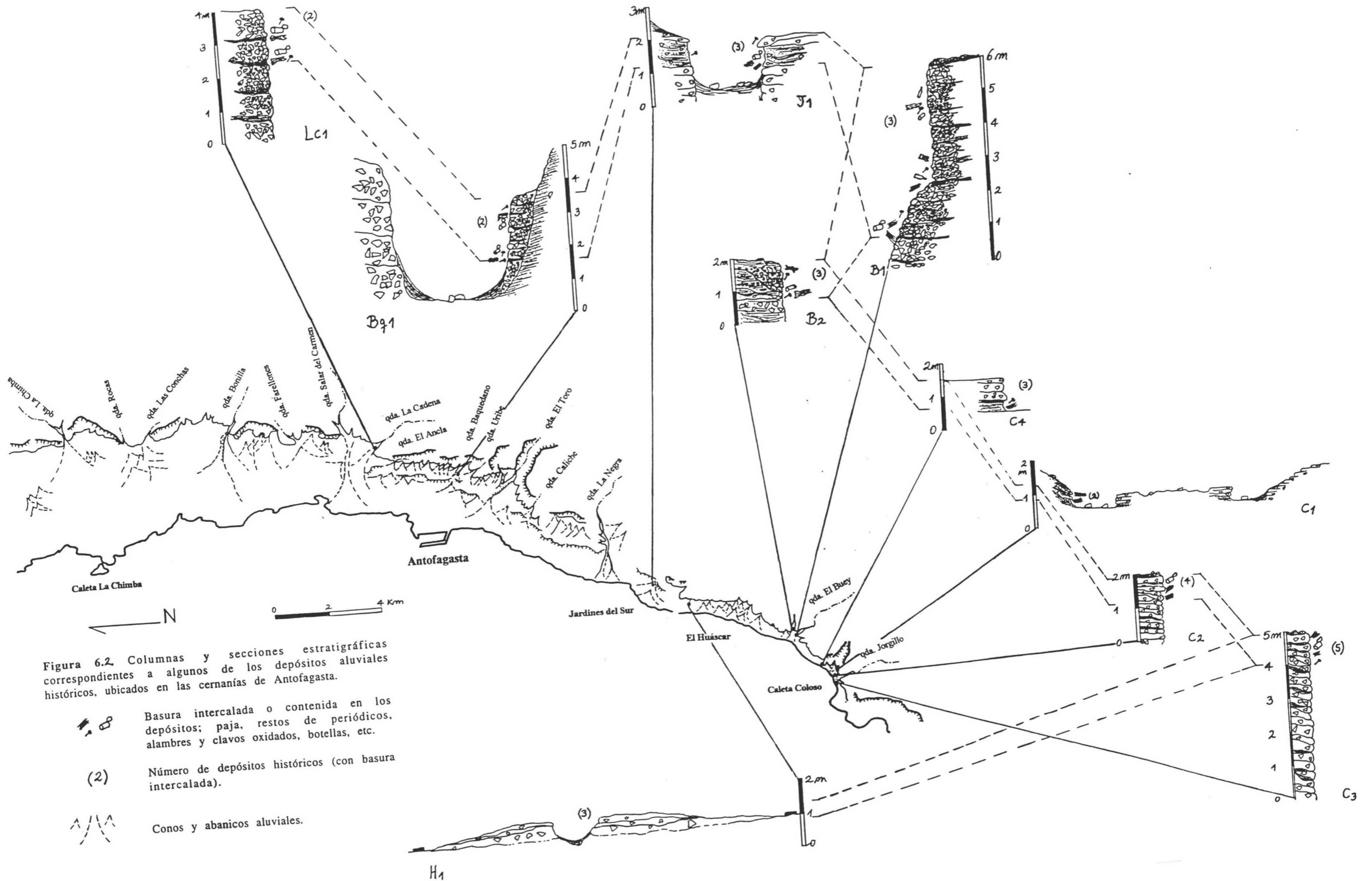


Figura 6.2. Columnas y secciones estratigráficas correspondientes a algunos de los depósitos aluviales históricos, ubicados en las cernanías de Antofagasta.

La Figura 6.3 muestra las columnas estratigráficas de ambas secciones. En ellas se pueden ver cuatro unidades descritas a continuación:

i) Depósitos litorales de la terraza marina asignada al estadio isotópico 5e (125ka):

Se apoyan sobre una superficie de erosión labrada en rocas de la Formación Caleta Coloso, que morfológicamente corresponde a una terraza de abrasión marina. Están compuestos por bolones y grava de buen redondeamiento y esfericidad, de tamaño variable entre 2 y 10 cm, junto con abundantes restos de conchas de animales marinos de tamaño variable hasta 5 cm. La matriz está constituida por arena de buen redondeamiento y esfericidad, de tamaño medio a grueso, color gris, y compuesta por clastos líticos, feldespatos, cuarzo y abundantes fragmentos de conchilla. Presenta gradación granulométrica normal como también laminación fina y media. Estos depósitos se han interpretado como de ambiente marino litoral (playa).

ii) Unidad Coloso I: Esta unidad se dispone concordantemente, y en superficie de erosión, sobre los depósitos litorales de la terraza marina asignada al estadio isotópico 5e (125 ka). En la base de esta unidad se encuentra un depósito de arenas grises de moderada a buena selección, laminación fina a media, estratificación cruzada de bajo y alto ángulo, constituida por clastos pulidos de buen redondeamiento y esfericidad, de líticos, feldespatos, cuarzo y conchilla. En el sector norte de la sección estas arenas presentan algunos paleocanales de hasta 40 cm de ancho por 15 cm de profundidad. La dirección de los ejes de los paleocanales es perpendicular a la línea de costa, y paralela a los ejes de las quebradas del sector (aproximadamente E-W). En el sector sur estos paleocanales se tornan más abundantes, y contienen clastos angulosos de hasta 10 cm de diámetro, con gradación granulométrica normal, llegando a ser clasto soportante en la base. Los clastos provienen tanto de la Fm. Bolfín como de granitoides ubicados en el interior de la hoya de la quebrada Jorgillo. Las arenas grises se disponen en depósitos de potencia variable entre 2 y 30 cm, encontrándose algunos restos de conchas de animales marinos. En el sector norte, hacia la parte superior de esta unidad, las arenas grises engranan con depósitos de color pardo rosado, de potencia variable entre 20 y 40 cm, mala selección, límites espacialmente bien definidos, y forma lenticular en sección transversal. Están constituidos por clastos angulosos de la Fm. Caleta Coloso, dispuestos caóticamente en matriz soportante de arena fina a media, constituida por clastos líticos, cuarzo y feldespatos. Textural y sedimentológicamente son similares a los depósitos históricos de este mismo sector.

iii) Unidad Coloso II: Se apoya concordantemente, y en superficie de erosión, sobre la unidad Coloso I. Tanto en el sector norte como en el sector sur, esta unidad está constituida fundamentalmente por depósitos de color pardo rosado de potencia variable entre 20 y 40 cm, con características texturales y sedimentológicas similares a los descritos en la unidad anterior. En el

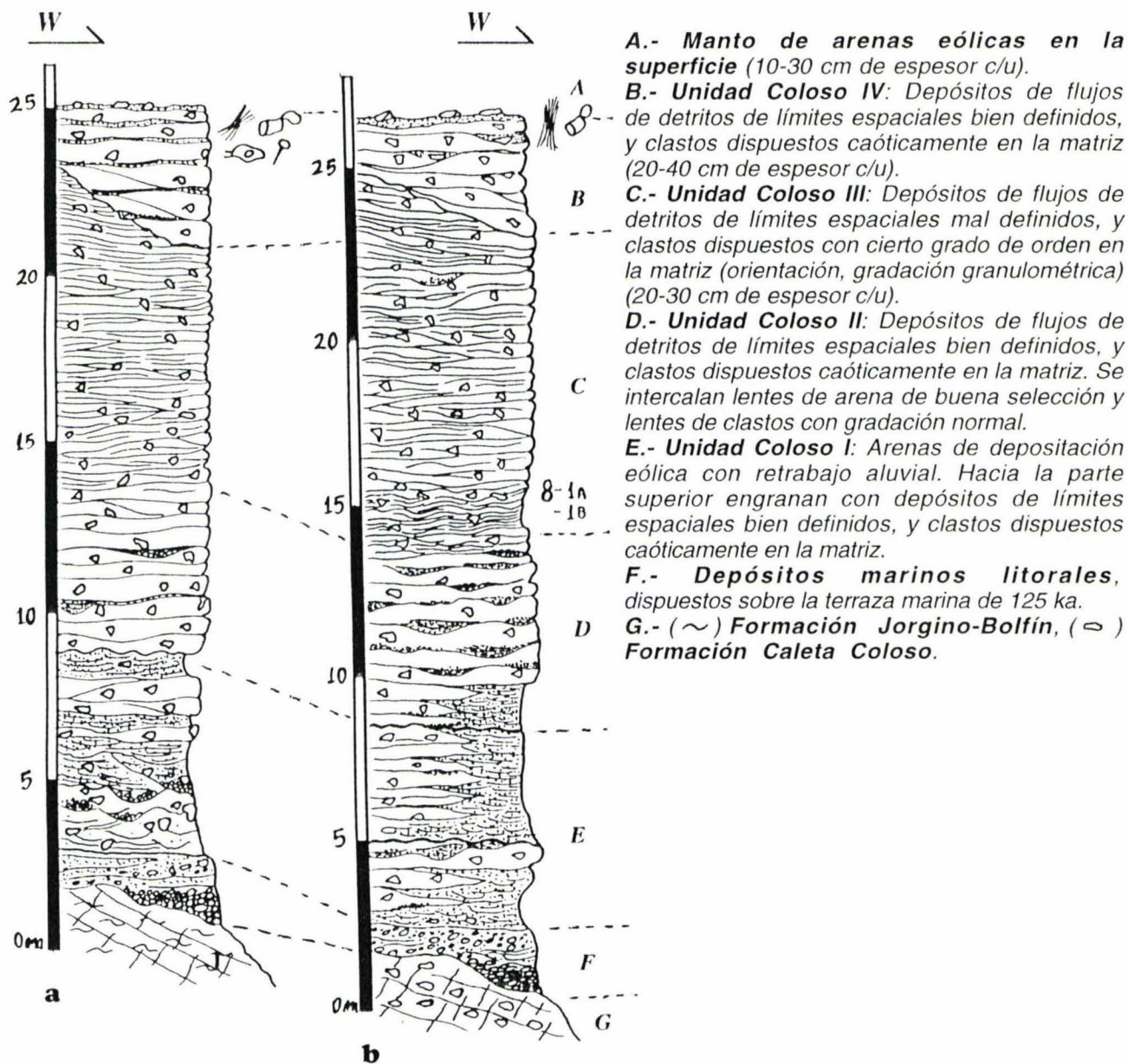


Figura 6.3. Columnas estratigráficas de la sección de los conos aluviales de Caleta Coloso. a: Columna de la sección ubicada al sur de la quebrada Jorgillo. b: Columna de la sección ubicada al norte de esta quebrada.

Basura y restos de animales intercalados en los depósitos superiores

8-1a: Muestras recolectadas para análisis paleomagnético

-1b

sector sur los clastos son grises y provienen tanto de la Fm. Bolfin como de granitoides ubicados en el interior de la hoya de la quebrada Jorgillo. Estos depósitos se intercalan con depósitos de arenas grises de forma tabular, o paleocanal, en sección transversal, potencia 10 a 20 cm, y con características texturales y sedimentológicas similares a los descritos en la unidad Coloso I. Se intercalan, además, depósitos clasto soportante de buena selección, potencia 10 a 20 cm, y forma lenticular en sección transversal, que cortan a los depósitos de color pardo rosado. Están constituidos por clastos angulosos de tamaño 1 a 2 cm y escasa matriz de arena gruesa.

Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades Coloso I y Coloso II: Las características texturales y sedimentológicas de las arenas situadas en la base de la unidad Coloso I, e intercaladas entre los depósitos de color pardo rosado de la unidad Coloso II, sugieren que se trata de arenas de origen costero litoral, transportadas y depositadas, en las cercanías de la línea de costa, por la acción del viento. La presencia de clastos líticos de gran tamaño y de paleocanales dentro de estos depósitos, sugiere que, contemporánea y posteriormente a la depositación eólica, estas arenas estuvieron sujetas a una removilización de tipo aluvial. Esto queda mucho más claro en el sector sur de la sección, en donde la potencia de las arenas, junto con la presencia de paleocanales y otras estructuras propias del transporte aluvial, es mayor. Esto último, junto con la determinación de la proveniencia de los clastos de la sección sur, sugiere que al momento de la depositación de las unidades Coloso I y II, la quebrada Jorgillo desembocaba principalmente por el sector sur de la desembocadura actual. Por otra parte, las características texturales y sedimentológicas de los depósitos de color pardo rosado que conforman parte de la unidad Coloso I, y la casi totalidad de la unidad Coloso II, indican que éstos habrían sido depositados por flujos de detritos provenientes de las quebradas situadas inmediatamente al costado norte y sur de la quebrada Jorgillo. Dada la similitud entre las características de estos depósitos y las de los depósitos históricos de este mismo sector, se puede inferir que las condiciones climáticas al momento de la depositación de las unidades Coloso I y II eran similares a las actuales, es decir, de una marcada aridez. Los depósitos clásticos y arenosos contenidos en los paleocanales que cortan los depósitos de los flujos, habrían sido formados por flujos de agua remanentes, posteriores al paso del flujo de detritos, pero probablemente dentro del mismo evento aluvial.

iv) Unidad Coloso III: La unidad Coloso III se dispone concordantemente, y en contacto gradacional, sobre la unidad Coloso II. Está constituida por depósitos de color pardo rojizo, potencia variable entre 20 y 30 cm, regular selección, límites espaciales regularmente definidos, y forma

tabular a lenticular en sección transversal. Están constituidos por clastos angulosos de tamaño 2 a 10 cm, dispuestos con cierta orientación de acuerdo a la pendiente longitudinal de los depósitos. Son depósitos clasto a matriz soportante, y poseen gradación granulométrica incipiente. La matriz es arena fina y media, con escasa cantidad de limo y arcilla (3%), constituida por clastos de regular a buen redondeamiento y esfericidad de líticos, cuarzo y feldespatos. En los depósitos de la base de esta unidad, la matriz tiene un mayor contenido de finos (arena fina, limo y arcilla), e incipiente laminación fina y media. Entre los depósitos pardo rojizo se intercalan depósitos con forma de paleocanal de 5 a 10 cm de potencia máxima, que cortan a los depósitos inferiores. Están constituidos principalmente por arena fina, limo y arcilla, con laminación fina y media, y algunos clastos de hasta 1 cm de diámetro. En el techo de estos depósitos se encuentra una capa de 1 a 3 mm de potencia, constituida por limo y arcilla. En el sector central de la sección, esta unidad está compuesta por depósitos generados por flujos provenientes de la quebrada Jorgillo, que hacia el sector sur engranan con los depósitos de los flujos provenientes de la quebrada ubicada inmediatamente al costado sur de ésta.

Mecanismos y ambiente de depositación de la unidad Coloso III: Las características texturales y sedimentológicas de los depósitos de color pardo rojizo, que constituyen la mayor parte de la unidad Coloso III, difieren en gran medida de las características de los depósitos de las unidades Coloso I y II. El mayor grado de orden en los depósitos de la unidad Coloso III (mayor selección de clastos, gradación granulométrica, orientación de clastos en pendiente, laminación en la matriz), junto con la menor definición de los límites espaciales, sugieren que estos sedimentos habrían sido depositados por flujos de detritos con mayor participación de agua (menor densidad), que aquellos que generaron los depósitos de las unidades Coloso I y II. En este mismo sentido, y al igual que en el caso de las unidades anteriores, las intercalaciones de depósitos finos contenidos en los paleocanales que cortan los depósitos de flujos de detritos, se deberían a flujos de agua remanentes, en esta oportunidad de menor energía, posteriores al paso del flujo de detritos.

Considerando la menor potencia de los depósitos de flujos de detritos de la unidad Coloso III, y dado que la sección analizada se encuentra en un sector proximal de los conos aluviales, se ha inferido que la cantidad de sedimento incorporado por estos flujos fue menor que la cantidad incorporada por los flujos que originaron los depósitos de las unidades Coloso I y II. Esto podría indicar que la disponibilidad de sedimentos susceptibles de ser movilizados en la hoya hidrográfica era menor, producto de una mayor frecuencia entre las lluvias que provocaban los flujos, y con una probable mayor cobertura vegetal. En este mismo sentido, una estimación

del número de depósitos contenidos en un eje vertical trazado en el sector de mayor potencia de esta unidad, ha permitido determinar una cantidad cercana a 40 episodios de depositación. Una revisión visual de la cantidad total que conforman la sección de esta unidad, permite estimar una cantidad de 500 depósitos. Estas mismas estimaciones arrojan cantidades de 12 depósitos, para el número contenido en un eje vertical trazado en el sector de mayor potencia, y 30 depósitos en total, para las unidades Coloso I y II en conjunto. A partir de esto último, junto con las características texturales y sedimentológicas de los depósitos que conforman la unidad Coloso III, la menor potencia de ellos, y las características de la actual ocurrencia de los flujos de detritos en la zona, vistas en el Capítulo 6, se ha inferido que las lluvias que generaban los flujos de detritos al momento de la depositación de la unidad Coloso III, tenían una mayor frecuencia en el tiempo que aquellas ocurridas durante la depositación de las unidades Coloso I y II.

Morfológicamente las unidades Coloso I, II y III se encuentran incluidas en los conos del grupo 8, y corresponden a la fase de construcción de éstos.

v) Unidad Coloso IV: Esta unidad se dispone de manera levemente discordante (con menor pendiente longitudinal), y encajada (erosionando) en la unidad Coloso III. Las características texturales y sedimentológicas de los depósitos que la constituyen ya han sido descritas en la Tabla 6.2. Son depósitos de potencia variable entre 20 y 40 cm, mala selección, límites espacialmente bien definidos y clastos dispuestos caóticamente en matriz de arena y escaso limo. Se intercalan arenas grises de regular a buena selección, de 1 a 5 cm de potencia. En la base se encuentran algunos depósitos de características similares a los de la unidad Coloso III. Dado que en la parte superior de esta unidad se encuentra basura intercalada y contenida entre los depósitos, lo cual evidencia una edad histórica para la depositación de los mismos, y considerando, además, la potencia observada de la unidad Coloso IV, se ha inferido una edad holocena para su depositación.

Mecanismos y ambiente de depositación de la unidad Coloso IV: Dado que las características texturales y sedimentológicas de los depósitos históricos se mantienen para casi la totalidad de los depósitos de esta unidad, se puede inferir que ésta se ha depositado en un ambiente dominado por un clima de marcada aridez, similar al actual. Considerando la similitud entre los depósitos de la base de esta unidad con los de la unidad Coloso III, se podría inferir una mayor pluviosidad durante la depositación de ellos. Sin embargo, existe la posibilidad de que estas diferencias en la unidad Coloso IV se debieran a factores geométricos, producto del encajamiento dentro de la unidad anterior. De esta manera, la unidad Coloso IV corresponde a la

fase de construcción, actualmente activa, de los conos del grupo 9. Su edad sería holocena.

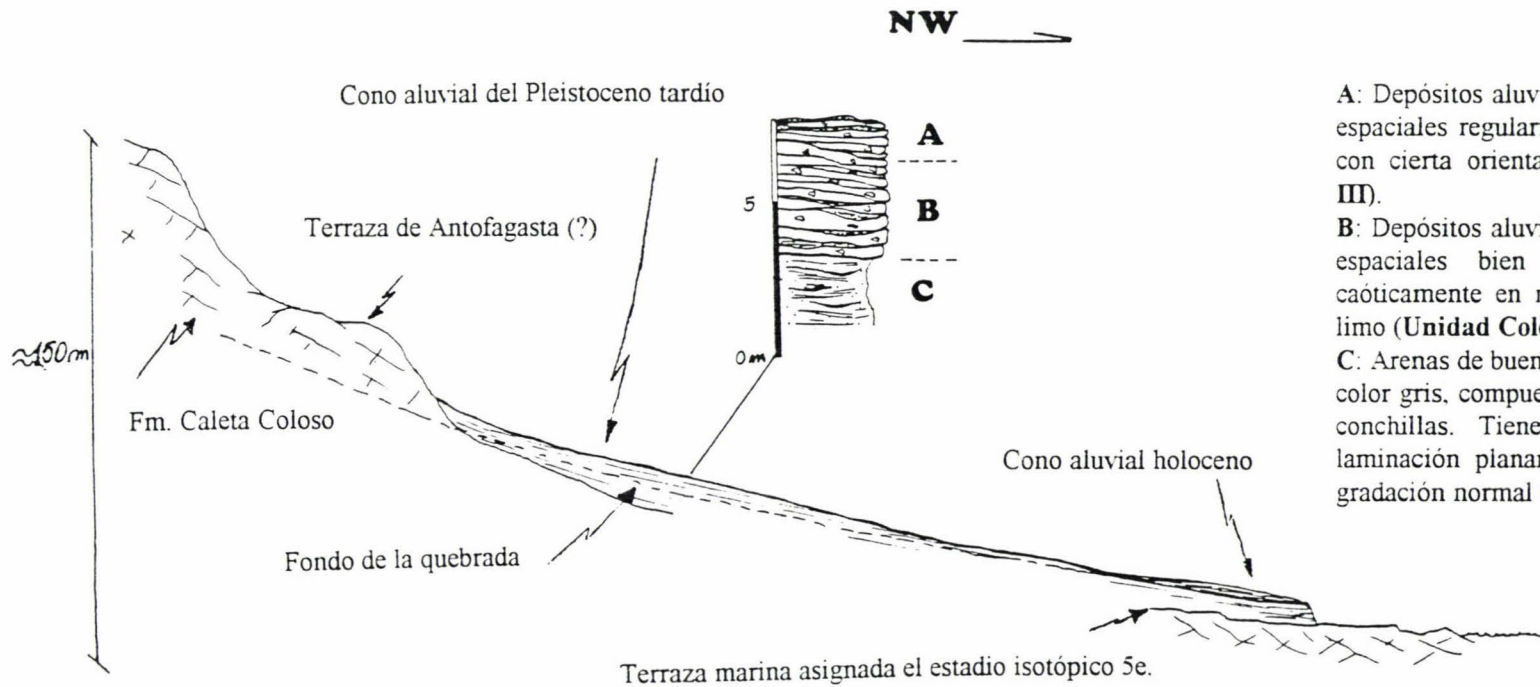
6.2.2. Correlación de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno

Si bien las unidades descritas anteriormente han sido reconocidas a lo largo de toda la zona, es en el sector sur de la Franja Costera, entre las quebradas La Negra y Jorgillo, en donde la mejor preservación de éstas permite un mejor entendimiento de su estratigrafía.

En el sector sur de Roca Roja, se puede ver una sección longitudinal de la zona apical del cono aluvial generado por la quebrada situada inmediatamente al sur de la desembocadura de la quebrada El Buey. En esta sección se han reconocido las cuatro unidades definidas en Caleta Coloso (Figura 6.4). En la columna estratigráfica de este cono (Figura 6.4) se puede ver que la mayor diferencia entre ésta y las columnas de Caleta Coloso, salvo el tamaño, es la aparición de un depósito de arenas de depositación eólica de color gris, de 15 a 20 cm de potencia, y características similares a las arenas de la base de la unidad Coloso I, ubicado en el techo de la unidad Coloso IV.

En el sector de El Huáscar, la quebrada homónima exhibe una sección longitudinal de los conos de los grupos 8 y 9. En la columna estratigráfica de estos conos se han reconocido las unidades Coloso I a IV (Figura 6.5, Fotos 6.5 y 6.6). La disposición morfológica de las arenas de la unidad inferior (Coloso I) resulta interesante. La disposición de la laminación de estas arenas a ambos costados de la quebrada, en el sector del ápice del cono al pie del Escarpe Costero, sugiere que al menos durante parte de la depositación eólica, el fondo de la quebrada estuvo cubierto por estos sedimentos (Figura 6.5). Por otra parte, se puede ver que aquí también se encuentra un depósito de arenas eólicas de color gris, de escasa potencia, sedimentológicamente similares a las vistas en Roca Roja, ubicado en la base de la unidad Coloso IV.

En las laderas del Escarpe Costero ubicadas frente a la quebrada Garumas, la traza de esta quebrada muestra una sección en donde se han reconocido algunas de las unidades definidas en Caleta Coloso (Figura 6.6). Hacia el techo de las arenas situadas en la base de la sección se encuentra un depósito de potencia irregular de ceniza volcánica de caída (5 cm aproximadamente), con abundantes clastos líticos de la Fm. Caleta Coloso que indican un retrabajo aluvial y coluvial del mismo. Más abajo,



A: Depósitos aluviales de potencia 10 a 30 cm. límites espaciales regularmente definidos, y clastos dispuestos con cierta orientación en pendiente (**Unidad Coloso III**).

B: Depósitos aluviales de potencia 30 a 40 cm. límites espaciales bien definidos, y clastos dispuestos caóticamente en matriz soportante de arena y escaso limo (**Unidad Coloso II**).

C: Arenas de buena selección de tamaño medio a fino y color gris, compuestas por clastos líticos, feldspatos y conchillas. Tienen abundante laminación cruzada, laminación planar fina y media, y paleocanales con gradación normal (**Unidad Coloso I**).

Figura 6.4. Esquema de la disposición morfológica y columna estratigráfica del cono aluvial ubicado al costado sur de la desembocadura de la quebrada El Buey.

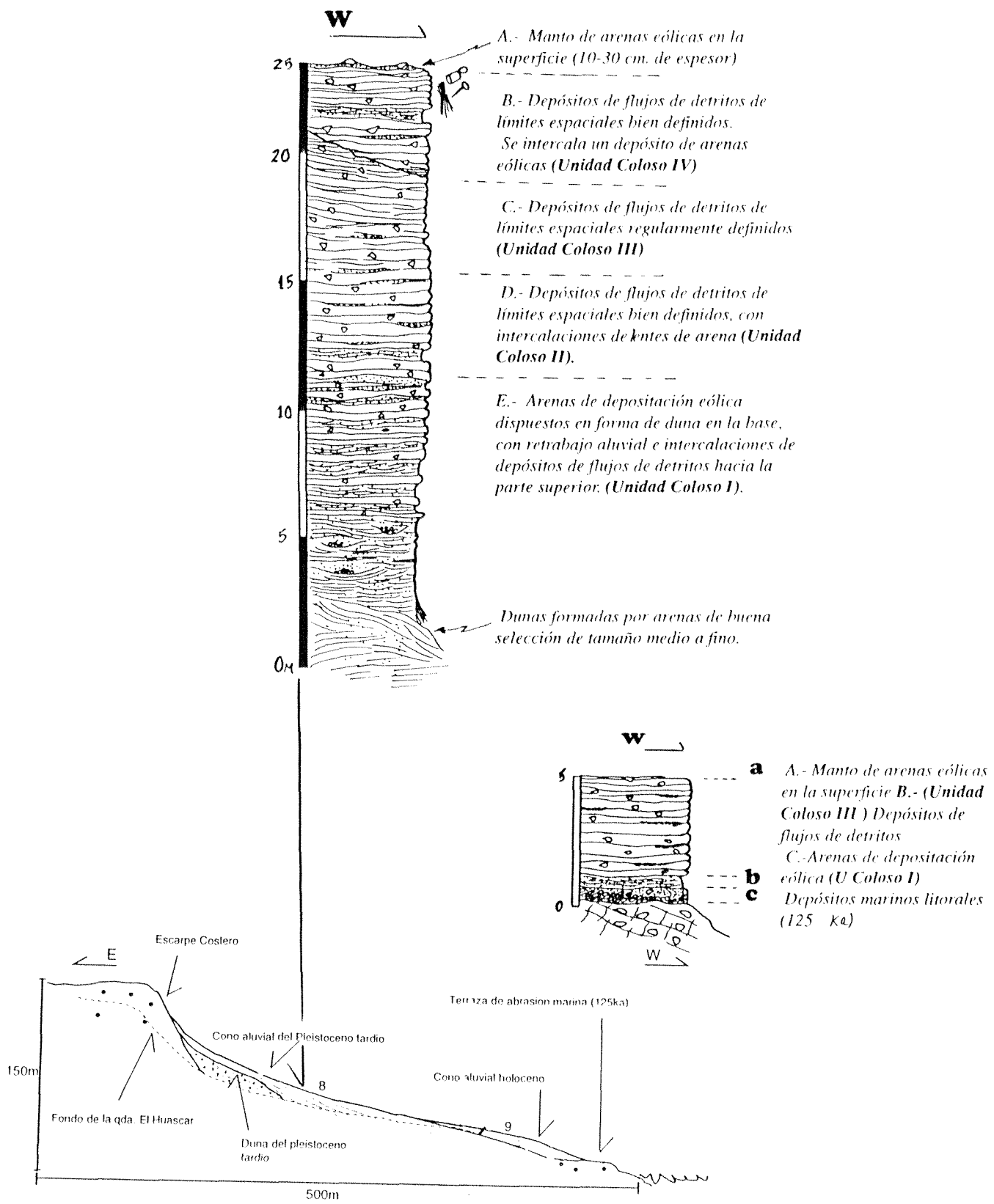


Figura 6.5. Sección longitudinal y columnas estratigráficas de los conos aluviales reconocidos en el sector de El Huáscar.



Foto 6.4. a: Abanico aluvial ubicado en Caleta Coloso, al costado norte de la quebrada Jorgillo. Vista hacia el noreste. **b:** Vista de la sección de Caleta Coloso ubicada al costado norte de la quebrada Jorgillo. Se indican los límites de las unidades Coloso II, Coloso III y Coloso IV. Vista hacia el noreste.

Foto 6.5. Morfología de parte de la zona estudiada en el sector de El Huáscar. Se indica la morfología del cono en donde se ubica la localidad homónima, como también el Escarpe Costero (EC), y parte de la Cordillera de la Costa. Vista hacia el sur.



a



b

Foto 6.6. a: Aspecto de una sección longitudinal del cono del pleistoceno tardío, alimentado por la quebrada El Huáscar. **b:** Detalle de relación de facies de flujos de detritos, engranando con facies de depósitos de ladera. Vista hacia el este.

el cono aluvial generado por esta misma quebrada muestra una sección transversal, en donde también se han reconocido las unidades litoestratigráficas definidas en Caleta Coloso (Figura 6.6).

A lo largo de la zona se han reconocido más depósitos de ceniza volcánica de caída, retrabajada en forma aluvial o coluvial, intercalados en sedimentos cuya estratigrafía y ubicación geomorfológica sugiere una edad pleistocena tardía. Petrográficamente corresponden a cenizas de probable composición riolítica de buena a muy buena selección, con alto porcentaje de vidrio, cuarzo, plagioclasa, biotitas y eventualmente piroxenos y anfíbolos. En la Tabla 6.3 se resumen los resultados del análisis petrográfico realizado en los componentes contenidos entre las mallas 100 y 170. Se ha elegido este tamaño de granulometría para eliminar, en la mayor medida posible, los abundantes clastos de líticos contenidos en los depósitos. La Figura 6.7 muestra la forma de los tipos de fragmentos de vidrio volcánico (vitroclastos), considerados en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3. Composición porcentual normalizada de minerales y vidrio contenidos en las cenizas muestreadas en la zona, intercaladas en sedimentos del Pleistoceno tardío. Se han analizado los componentes contenidos entre las mallas 100 y 170.

Muestra	Ubicación	Min. Féls. (%)	Min. Máf. (%)	Pómez (%)	Vitroc A (%)	Vitroc B (%)
L6	El Lenguado	26	28	0	30	16
L3	El Lenguado	24	27	0	37	12
H12	Las Garumas	30	28	2	30	10
SN1	Qda. El Ancla	19	22	5	40	14
TAM1	Qda. El Ancla	8	17	8	45	22
LC2	Qda. La Cadena	27	19	5	35	14

Minerales félsicos: Plagioclasa, cuarzo. **Minerales máficos:** biotita, anfíbola, piroxeno. **Pómez:** fragmentos de vidrio con texturas de flujo. **Vitroclastos A:** fragmentos de vidrio planos y alargados. **Vitroclastos B:** fragmentos de vidrio angulosos.

En el sector de Jardines del Sur, el ápice del cono ubicado inmediatamente al pie del escarpe de la Terraza de Antofagasta, muestra una sección en donde se han reconocido parte de las unidades Coloso III y IV (Figura 6.8). Por otra parte, las laderas de algunos escarpes ubicados a los costados y topográficamente bajo el ápice del cono anteriormente mencionado, exhiben secciones de depósitos de este tipo, en donde se han reconocido unidades comparables a las definidas en Caleta Coloso (Figura 6.9). Se ha interpretado que la precipitación de carbonatos en algunas de las arenas eólicas depositadas en las laderas, se debería a una mayor pluviosidad

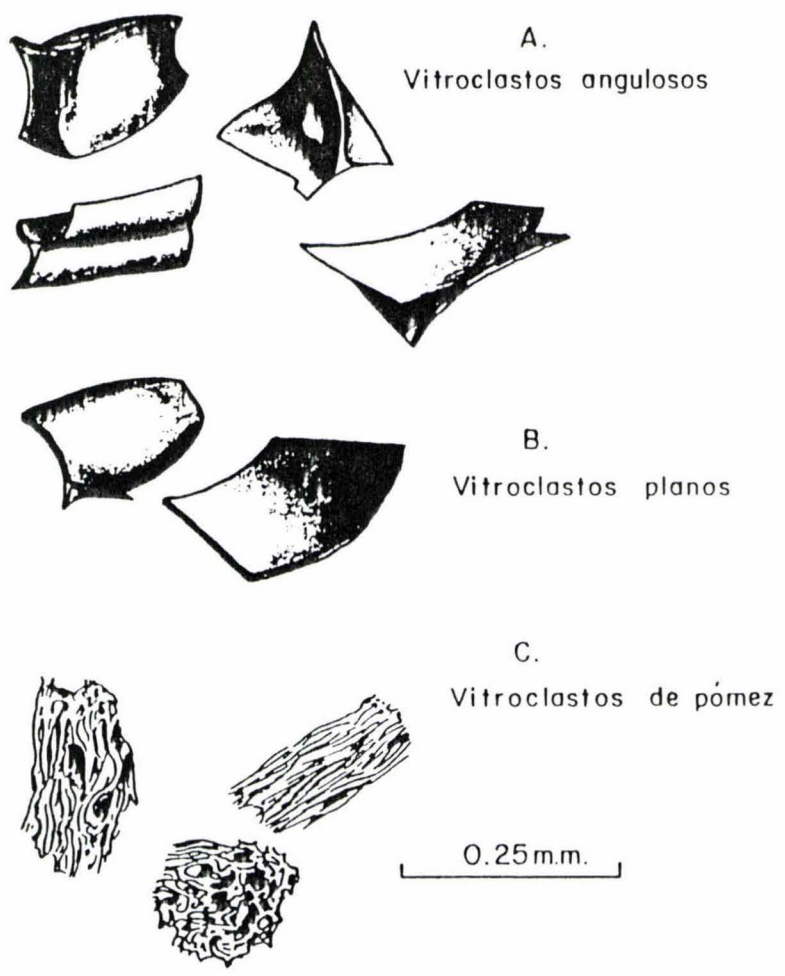


Figura 6.7. Esquemas y terminología general de las formas de los vitroclastos volcánicos ("shards") (Fisher et.al., 1984).

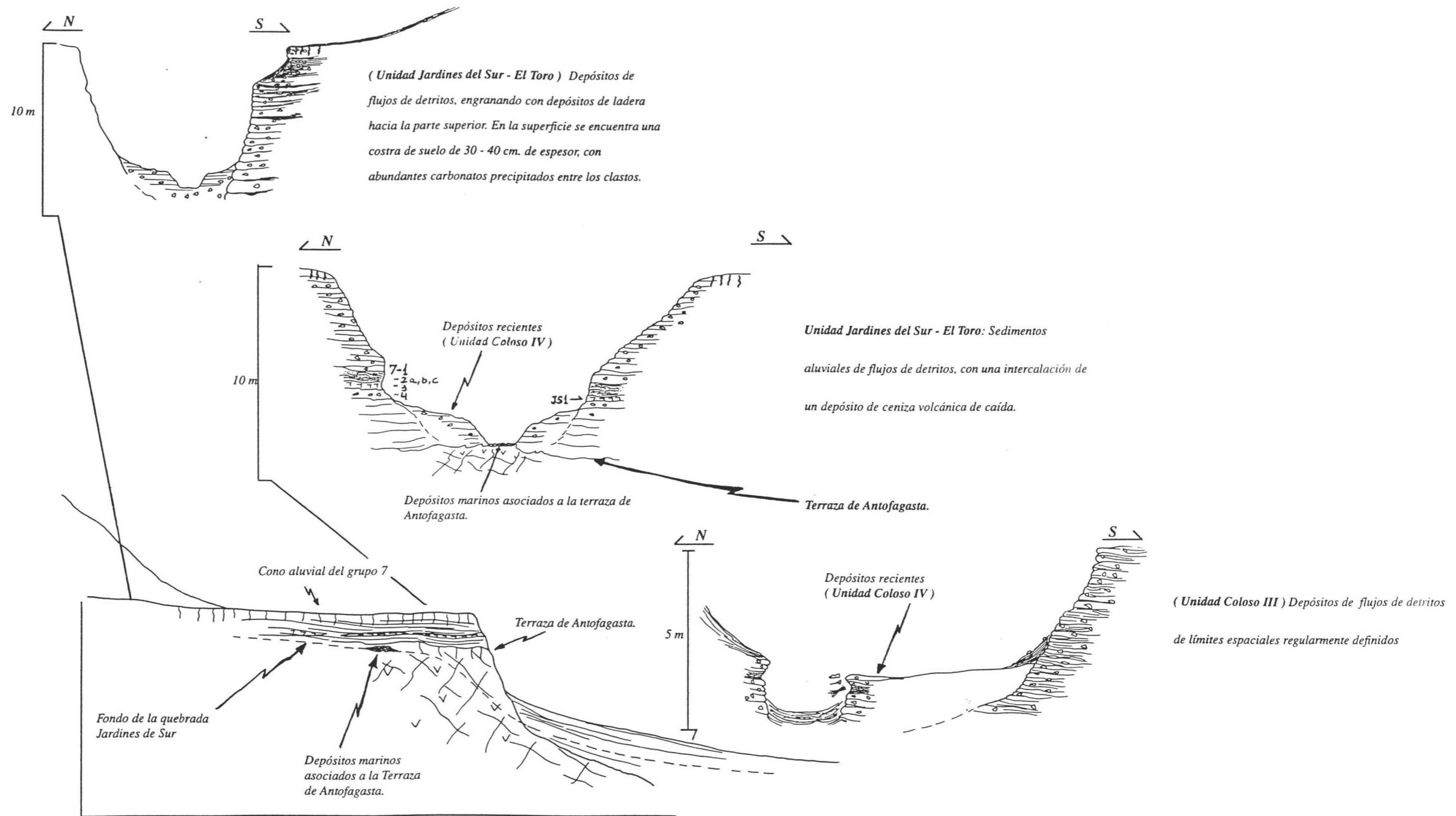


Figura 6.8. Esquema y secciones estratigráficas en la desembocadura de la quebrada Jardines del Sur.

7-1: Muestras recolectadas para análisis de paleomagnetismo

-2a, b, c

-3

-4

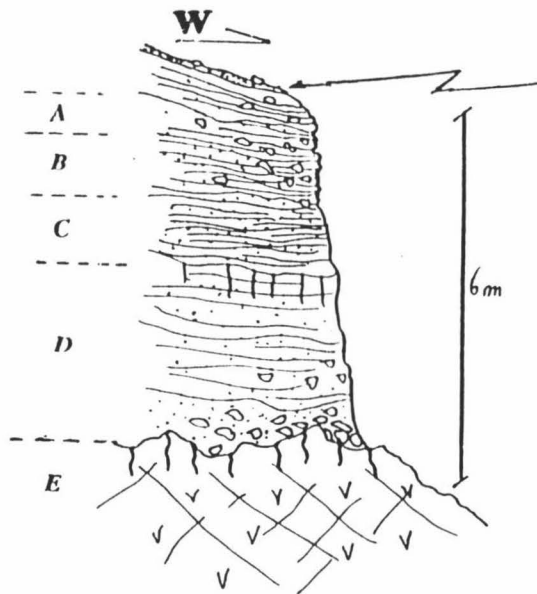
JS1: Muestra de ceniza recolectada para datación radiométrica.

 : Basura intercalada en los depósitos.

(y probablemente mayor humedad ambiental) al momento de la depositación de esta unidad, por lo cual se han correlacionado con la unidad Coloso III. Esta hipótesis está fundamentada en dos hechos de observación. Por una parte, se ha observado que a pesar de la humedad proveniente desde el oceano Pacífico, no se ha formado precipitación de carbonatos en cantidades importantes (visibles a simple vista), en los depósitos de ladera que actualmente, y durante probablemente gran parte del Holoceno, se están sedimentando bajo un clima de marcada aridez. El segundo se refiere a que la precipitación de carbonato, en procesos de tipo pedogenético en desiertos, requiere un mínimo de infiltración de agua en el suelo, cuya fuente generalmente lo constituyen las lluvias que con cierta frecuencia caen sobre éste.

Entre las quebradas La Negra y Bonilla, la gran extensión de la ciudad de Antofagasta ha impedido encontrar buenas secciones del Pleistoceno tardío y Holoceno, ya que la ciudad se emplaza principalmente sobre los conos aluviales asignados a estos períodos (conos de los grupos 8 y 9). La Figura 6.10 muestra una sección transversal ubicada en la desembocadura de la quebrada La Cadena. En esta sección, al igual que en la mayoría de las secciones ubicadas en la desembocadura de las quebradas entre El Toro y Farellones, se ha reconocido parte de la unidad Coloso IV. Se intercala también un depósito de ceniza volcánica de caída, algunas de cuyas características petrográficas se muestran en la Tabla 6.3.

La estratigrafía de los conos aluviales ubicados en la Franja Costera, al norte de la quebrada Bonilla, queda más clara en la desembocadura de la quebrada Las Conchas. En este lugar existen sucesivas acumulaciones eólicas en forma de dunas, cuya estratigrafía, ubicación morfológica y mayor grado de consolidación sugiere que su depositación ocurrió con anterioridad al Pleistoceno tardío. Sobre estas dunas antiguas se disponen arenas de depositación eólica, no consolidadas, de potencia cercana a 1 m, y que constituyen la superficie del terreno. Excavaciones arqueológicas realizadas, tanto en años anteriores (Llagostera, 1979) como durante la realización de este trabajo en estas arenas, indican que su depositación sería contemporánea al menos en parte durante la ocupación antigua de este lugar (Figura 6.11). Esta hipótesis está fundamentada en el hallazgo de material de origen antrópico (esencialmente conchas marinas traídas al lugar) en toda la sección. Dataciones por Carbono 14, realizadas en carbones encontrados en la parte superior de estas arenas, señalan edades de 9.400 +/- 160 y 9.680 +/- 160 años (Llagostera, 1979). De esta manera, es posible que la depositación de estas arenas haya ocurrido



Manto superficial de arenas eólicas.

A.- Depósitos aluviales de ladera (Unidad Coloso IV)

B.- Depósitos de ladera, compuestos por clastos en matriz de arena, con niveles con carbonato precipitado (Unidad Coloso III).

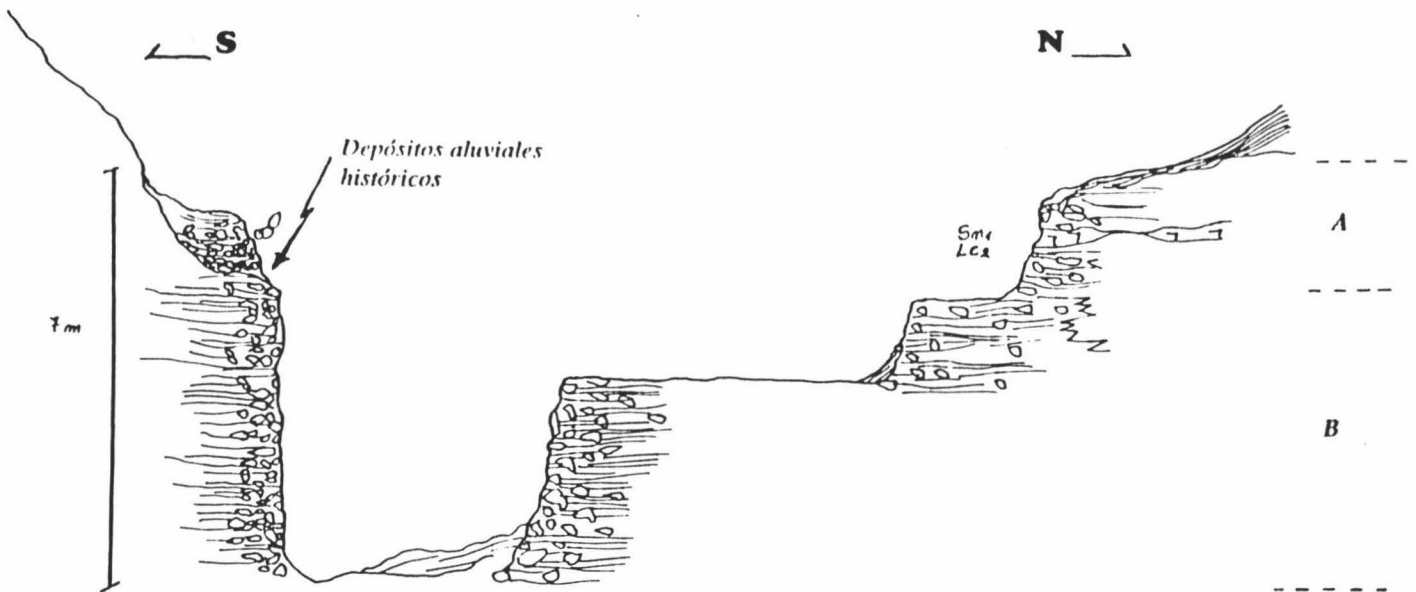
C.- Arenas grises de acumulación eólica, con abundante conchilla (Unidades Coloso I y II).

D.- Depósitos de acumulación eólica, compuestos por arena fina y fino, de color pardo y buena selección.

En la base contienen abundantes clastos de la Fm. La Negra. En la parte superior se dispone un nivel rojizo con carbonatos precipitados.

E.- Fm. La negra.

Figura 6.9. Sección estratigráfica de depósitos de ladera, ubicada al costado norte de la quebrada Jardines del Sur.



A.- Depósitos aluviales correspondientes a un cono alimentado por una quebrada afluente de la quebrada La Cadena. (Unidades Coloso IV y II ?).

B.- Depósitos aluviales de la quebrada La Cadena (Unidades Coloso III y IV).

Figura 6.10. Sección estratigráfica ubicada en la desembocadura de la quebrada La Cadena. Sn1, Lc2: Muestras recolectadas para análisis petrográfico.

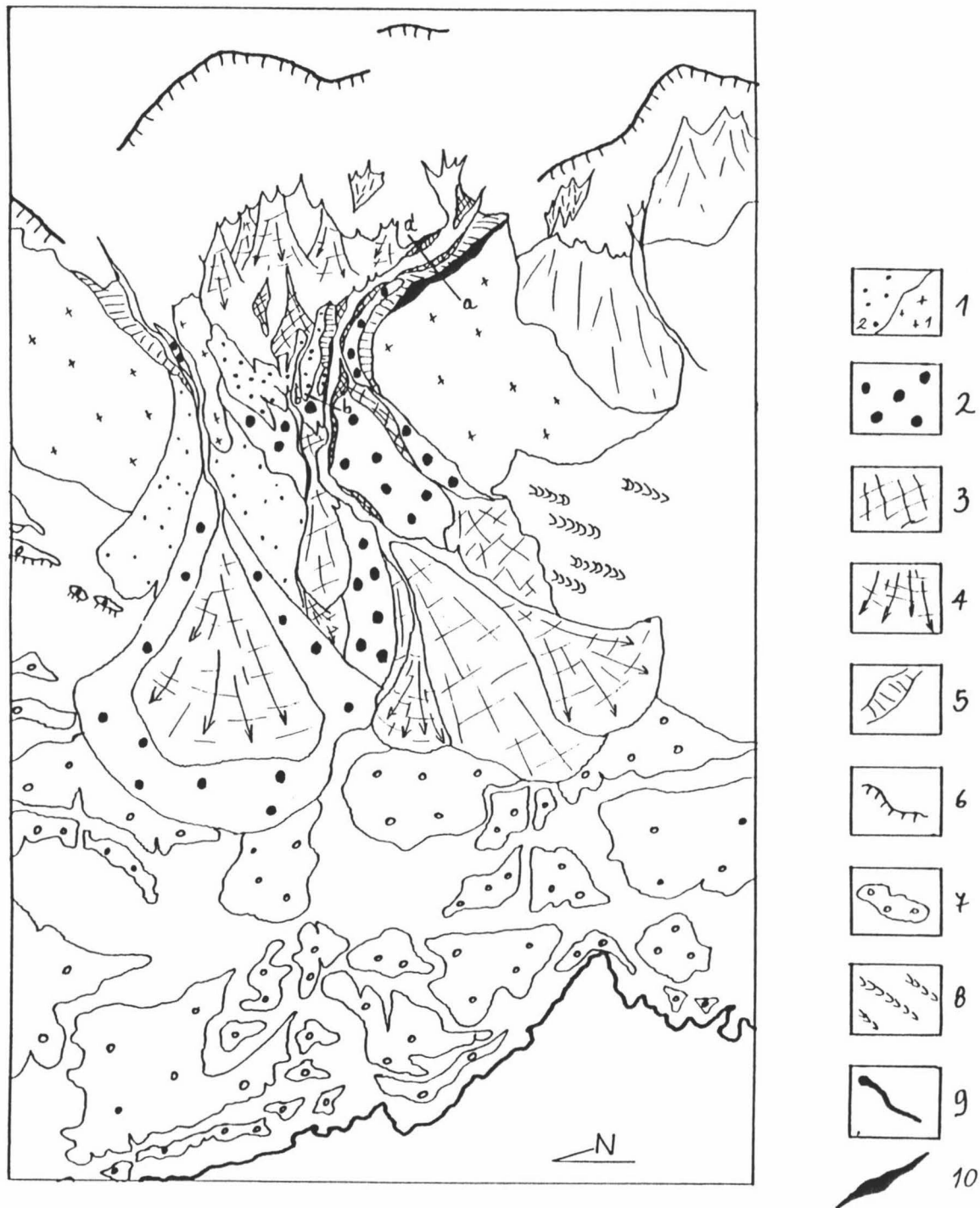
a comienzos del Holoceno temprano, o durante la transición entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano.

La quebrada Las Conchas muestra, además, una sección longitudinal de los conos cuyas edades se han interpretado como pleistocena tardía (grupo 8) y holocena (grupo 9). En la sección del cono del Pleistoceno tardío, ubicado estratigráficamente sobre las dunas antiguas, se han interpretado parte de las unidades Coloso II y III (Figura 6.11). En la parte superior de esta última, y a partir de un depósito de arenas de buena selección y gran potencia (60 cm a 1 m), se intercalan depósitos lenticulares de estas mismas arenas con estructuras de paleocanal y laminación cruzada y subhorizontal. Dada la gran similitud sedimentológica entre estas arenas y las ubicadas en la superficie de la sección de la desembocadura, y considerando que éstas difieren sedimentológicamente de las que componen las dunas más antiguas (Figura 6.12), se ha interpretado que la depositación de ambas fue, al menos en parte, contemporánea. Esto implicaría que durante parte de la depositación de las arenas ubicadas en la sección de la desembocadura (Figura 6.11), hubo una depositación eólica, de considerable importancia volumétrica, de estas mismas arenas en la totalidad o parte del fondo de esta quebrada.

6.2.3. Interpretación de la evolución de las condiciones paleoclimáticas imperantes durante la depositación de las unidades del Pleistoceno tardío y Holoceno.

Con inmediata posterioridad al comienzo del retiro del mar que labró la terraza de 125 ka, y dado que la disminución altimétrica del nivel del mar habría comenzado a dejar gran cantidad de arenas disponibles para ser movilizadas por el viento, se depositaron dunas y mantos eólicos en las cercanías de la costa, formándose la unidad Coloso I. Esto habría ocurrido bajo condiciones climáticas de aridez similar a la actual, tal como lo sugieren las características de los depósitos de flujos de detritos, intercalados en la parte superior de la unidad Coloso I, como también los que conforman la unidad Coloso II. Este clima habría caracterizado el período interglacial correspondiente al estadio isotópico 5 (Figura 3.1).

Posteriormente el clima se habría tornado menos árido, depositándose la unidad Coloso III. Considerando la cantidad y las características de los depósitos que conforman esta última unidad, como también la precipitación de carbonatos en los sedimentos eólicos de los depósitos de laderas, es posible interpretar que el clima que imperó durante la depositación de esta unidad estuvo caracterizado por una



- 1: Dunas del Pleistoceno medio (fases 1 y 2 de la unidad Las Conchas).
- 2: Terrazas y abanicos aluviales del Pleistoceno tardío.
- 3: Terrazas y abanicos aluviales holocenos.
- 4: Conos holocenos con escurrimiento actual (último escurrimiento generado por la lluvia de Junio de 1991).
- 5: Laderas.
- 6: Escarpe Costero.
- 7: Terrazas de abrasión marina cuaternarias.
- 8: Dunas holocenas.
- 9: Línea de costa.
- 10: Ubicación aproximada del yacimiento arqueológico de la quebrada Las Conchas

Figura 6.11a. Croquis fotogeológico, escala 1:20.000, de la Franja Costera en el sector de la quebrada Las Conchas.

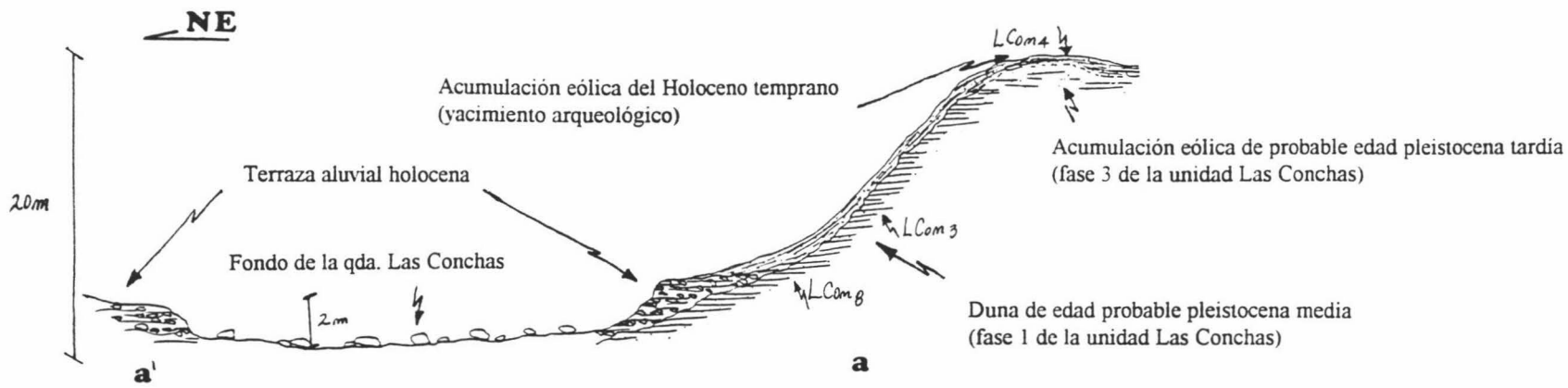


Figura 6.11b. Sección estratigráfica ubicada en la desembocadura de la qda. Las Conchas. Sección a-a'.

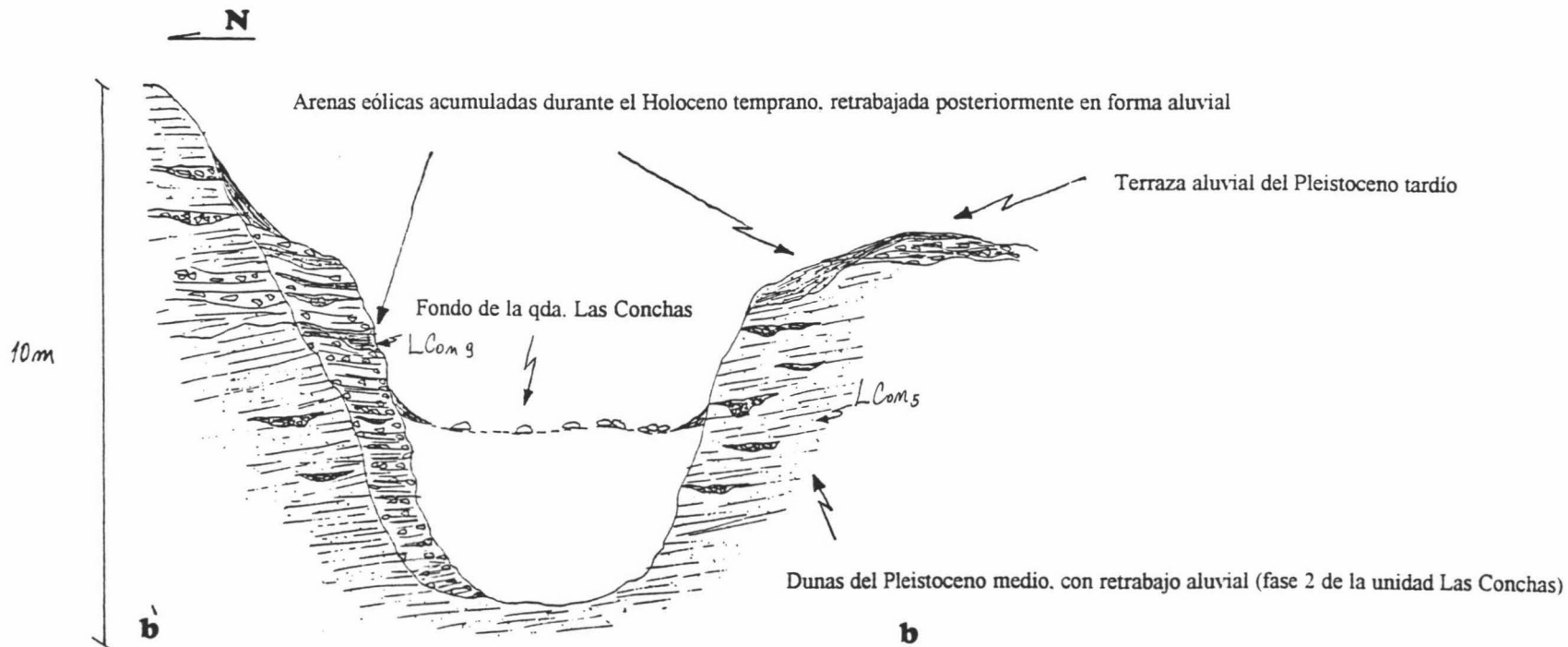


Figura 6.11c. Sección estratigráfica ubicada en la qda. Las Conchas. Sección b-b'.

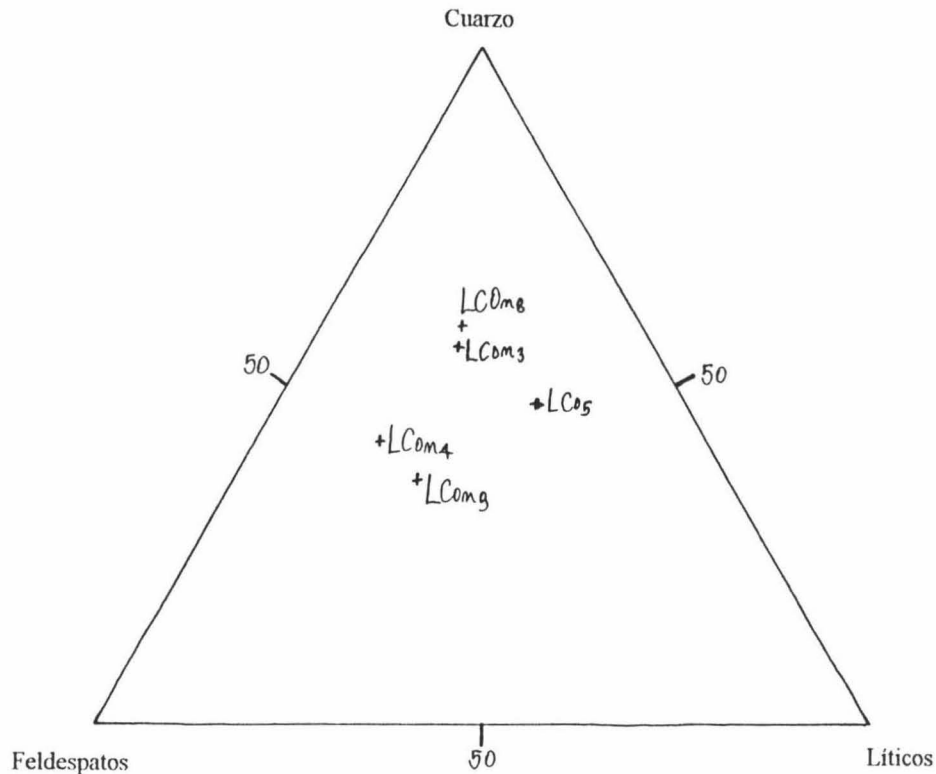


Figura 6.12. Esquema triangular de componentes composicionales, de muestras de arenas correspondientes a distintas fases de acumulación de dunas, dispuestas en la quebrada Las Conchas. En todos los casos se trata de clastos pulidos de arena media a fina, de buena selección, buen redondeamiento y buena esfericidad. **LCon4**: arenas de la acumulación eólica del Holoceno temprano (yacimiento arqueológico), **LCon9**: arenas eólicas correspondientes a la acumulación del yacimiento arqueológico, posteriormente retrabajada en forma aluvial, **LCon3** y **LCon8**: arenas de la acumulación eólica más antigua de la quebrada Las Conchas (fase 1), **LCon5**: arenas de una acumulación posterior a la más antigua de la quebrada Las Conchas (fase 2).

frecuencia de ocurrencia de precipitaciones varias veces mayor que en la actualidad. Probablemente este clima haya sido similar al que actualmente afecta a la costa de la III y parte de la IV Región del país, es decir, de características semiáridas. La ocurrencia de este clima habría caracterizado al período glacial, asentándose como tal desde probablemente los 70 ka hasta comienzos del Holoceno temprano (Figura 3.1). A comienzos del Holoceno el clima se habría tornado nuevamente árido, prevaleciendo hasta la actualidad, y depositándose la unidad Coloso IV. Es probable que la transición entre la depositación de las unidades Coloso III y Coloso IV, es decir, la transición entre la vigencia de los climas semiárido y árido, haya estado tipificada por la presencia de fuertes vientos, que habrían depositado las arenas eólicas que albergan el yacimiento arqueológico de la quebrada Las Conchas.

6.3. Estratigrafía de las unidades del Pleistoceno temprano-medio

Las relaciones estratigráficas de las unidades del Pleistoceno temprano y medio, son más claras en la Franja Costera ubicada entre las quebradas La Negra y La Cadena. Esto se debe a que en este sector está mejor expuesta la Terraza de Antofagasta, cuya probable edad pliocena tardía-pleistocena temprana ya ha sido discutida en el Capítulo 4. Tomando ésto en consideración, se han determinado siete unidades litoestratigráficas, cuyas edades se han interpretado como pleistocena temprana-media.

6.3.1. Definición de las unidades del Pleistoceno temprano-medio

En la elección de la localidad tipo de las distintas unidades, se ha priorizado aquellos lugares en donde las relaciones estratigráficas, como también las diferencias entre una y otra, son más claras. Estas unidades son las siguientes:

i) Unidad Jardines del Sur-El Toro: Esta unidad se dispone, estratigráficamente, en forma directa sobre los depósitos marinos y la superficie de erosión de la Terraza de Antofagasta. En Jardines del Sur se encuentra "colgada" por el escarpe de esta terraza, y disectada longitudinalmente por la quebrada Jardines del Sur, lo cual muestra una sección de alrededor de 12 m de altura (Figura 6.8). En este sector, esta unidad está conformada por depósitos de color pardo rosado, compuestos por clastos angulosos de hasta 10 cm de tamaño, dispuestos en matriz de arena de líticos, cuarzo y feldespatos. En la mitad inferior de la sección, los depósitos tienen potencias que varían entre 10 y 40 cm, y los clastos se disponen caóticamente, con cierta orientación en pendiente, en matriz soportante de arena. En la mitad superior los depósitos disminuyen paulatinamente de potencia (10 a 20 cm), y los clastos se disponen de manera más

ordenada (con cierta gradación granulométrica y orientación en pendiente), en matriz soportante a soportada de arena. En la parte inferior se intercala, además, un depósito de ceniza volcánica de caída, de hasta 40 cm de potencia, con contenido de clastos líticos de la Formación La Negra y cierta laminación, que indica algún retrabajo aluvial del mismo. Las diferencias entre la mitad inferior y superior de esta unidad son más claras en la quebrada El Toro, en donde se expone una sección de aproximadamente 20 m de depósitos aluviales, que muestra diferencias texturales y sedimentológicas entre ellas (Figura 6.13). La parte inferior esta constituida por depósitos de color pardo de 30 a 50 cm de potencia, límites espacialmente bien definidos y clastos dispuestos caóticamente en matriz soportante de arena media a fina. La mitad superior se compone de depósitos de color pardo, de 20 a 30 cm de espesor, límites espaciales regularmente definidos, y clastos dispuestos con mayor orden en la matriz (gradación granulométrica, orientación en pendiente y laminación fina a media en la matriz). En base a estas diferencias, la unidad Jardines del Sur-El Toro ha sido dividida en dos subunidades; una **inferior** y otra **superior**. Al igual que en Jardines del Sur, en la parte inferior de esta sección se intercala un depósito de ceniza de caída, con indicios de retrabajo aluvial, de hasta 60 cm de potencia.

Morfológicamente las unidades Jardines del Sur-El Toro I y II conforman la mayor parte de los conos aluviales del grupo 7. La superficie de estos conos se encuentra con un grado de erosión notablemente mayor que el que afecta a las unidades del Pleistoceno tardío (conos aluviales del grupo 8). Además, en la superficie de estos conos se puede encontrar un perfil de suelo de hasta 10 a 20 cm de profundidad, con carbonatos y sales precipitadas entre los clastos de mayor tamaño que constituyen los depósitos. El perfil de suelo corresponde al típico perfil de suelo desarrollado en clima semiárido a árido, denominado comúnmente "Caliche".

Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades Jardines del Sur-El Toro I y II: Los mismos criterios que se han aplicado para inferir el ambiente de depositación de las unidades Coloso I a III, han sido utilizados en este caso. La textura y sedimentología de los depósitos que conforman esta unidad sugiere que se trata de depósitos de flujos de detritos provenientes de aguas arriba de las quebradas (Jardines del Sur o El Toro según corresponda). Al igual que en el caso de la unidad Coloso I, la textura, sedimentología y disposición de los depósitos que conforman la unidad Jardines del Sur-El Toro inferior, similar a los depósitos generados por los flujos que actualmente bajan por esta quebrada, sugieren que éstos se habrían depositado bajo condiciones climáticas similares a las actuales, es decir, de una marcada aridez. Las características de los depósitos de la unidad Jardines del Sur-El Toro superior, en cambio, y utilizando los mismos criterios mencionados para inferir el

ambiente de depositación de la unidad Coloso III, sugieren que las lluvias que generaron estos depósitos habrían sido más frecuentes que en la actualidad.

ii) Unidad Baquedano I: Esta unidad se dispone en superficie de erosión sobre las unidades Jardines del Sur-El Toro I y II. Está formada por arenas de color pardo a amarillo, de tamaño fino a medio, buena selección, con laminación horizontal o laminación cruzada de bajo y alto ángulo, y constituida por granos pulidos de buen redondeamiento y esfericidad de clastos líticos, feldespatos, cuarzo y, en menor abundancia, conchilla. La disposición morfológica de estas arenas resulta interesante, ya que en la quebrada Baquedano éstas se disponen rellenando los canales que erosionan a la unidad anterior (Figura 6.14). La disposición de la laminación a ambos lados de la quebrada, indica que al menos durante parte de su depositación estas arenas cubrieron el fondo de la quebrada en este sector. Esto indica que la depositación de esta unidad es posterior a una fase de disección de los conos edificadas por la depositación de la unidad Jardines del Sur-El Toro.

iii) Unidad Baquedano II: Esta unidad se dispone discordantemente y en superficie de erosión, sobre las arenas de la unidad Baquedano I (Figura 6.14). Está constituida por depósitos de potencia 20 a 40 cm, y límites espaciales bien definidos. Los clastos se disponen caóticamente en abundante matriz soportante de arena, de características similares a las que conforman la unidad Baquedano I.

Morfológicamente los depósitos que conforman la unidad Baquedano II forman parte, y constituyen la superficie de los conos del grupo 7. Al igual que en el caso de los depósitos superiores de la unidad Jardines del Sur-El Toro, en los depósitos de esta unidad que se encuentran en la superficie de los conos, se puede encontrar un perfil de suelo de 10 a 20 cm de espesor, con precipitado de carbonatos y sales en los intersticios de los clastos que los constituyen.

Mecanismos de depositación de las unidades Baquedano I y II: Las características de las arenas que constituyen la unidad Baquedano I indican que estas corresponden a arenas de probable origen costero litoral (playa), transportada y depositada posteriormente, en forma de dunas o mantos, por la acción del viento. La textura y sedimentología de los depósitos de la unidad Baquedano II, cuya matriz está constituida por granos de estas mismas arenas, indica que corresponden a depósitos de flujos de detritos o barro que removilizaron las arenas eólicas de la unidad Baquedano I.

iv) Unidad El Toro Sur: Esta unidad se dispone estratigráficamente sobre la unidad Baquedano II. En la base se ubican arenas de color gris a amarillo, de tamaño medio a fino, con laminación subhorizontal y laminación cruzada de alto y bajo ángulo. Están constituidas por granos de buen

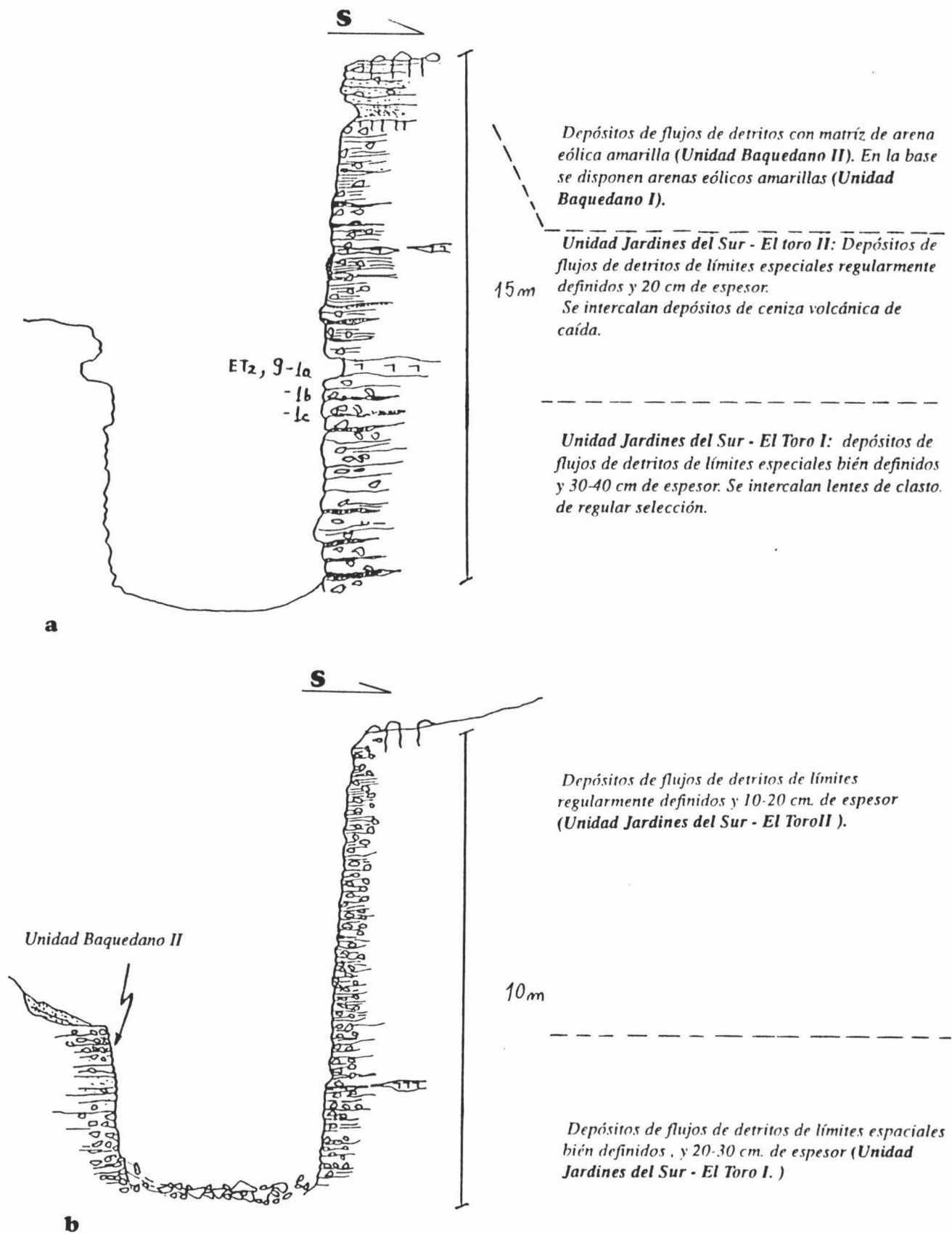
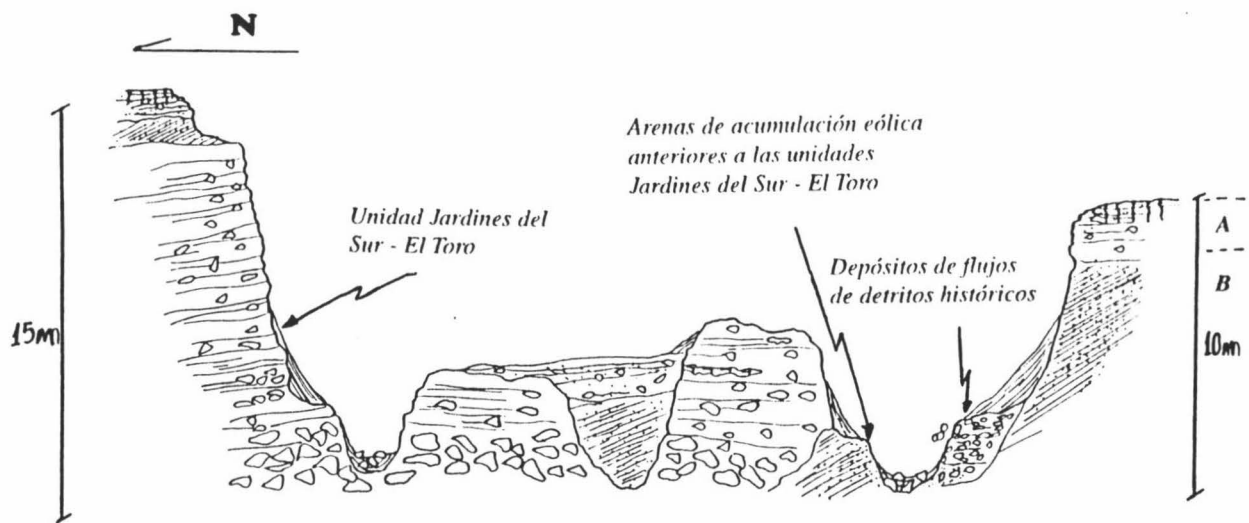


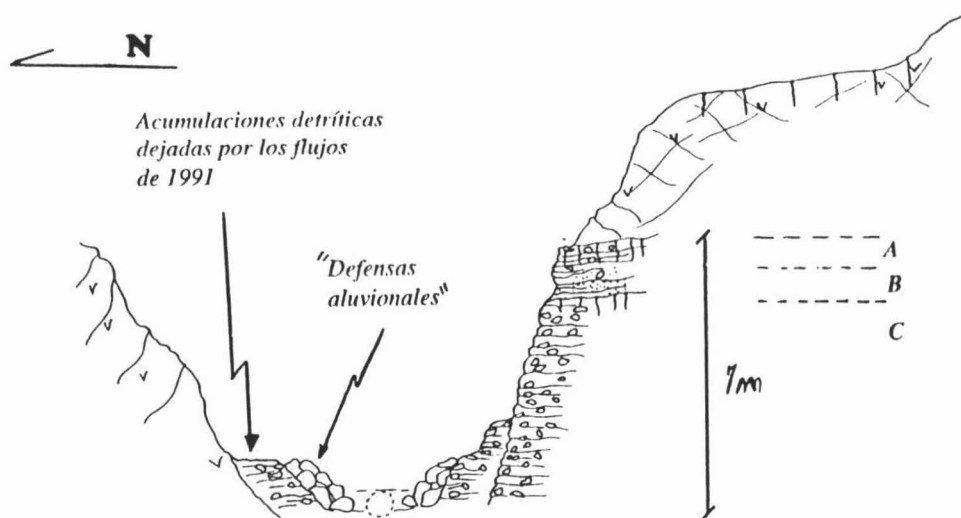
Figura 6.13. Secciones estratigráficas correspondientes al cono aluvial alimentado por la quebrada El Toro.
a: Sección ubicada en el sector medio de este cono. **b:** Sección ubicada en el sector del ápice del cono. ET2: Muestra de ceniza recolectada para estudio petrográfico. 9-1a, 1b, 1c: Muestras recolectadas para análisis paleomagnético.



A.- **Unidad Baquedano II** : depósitos de flujos de detritos con matriz de arena eólica amarilla, de 20 a 40 cm. de potencia.

B.- **Unidad Baquedano I**: Arenas amarillas de acumulación eólica de buena selección, con laminación cruzada de alto ángulo.

Figura 6.14a. Sección estratigráfica ubicada en la desembocadura de la quebrada Baquedano.



A.- **Unidad Baquedano II.**

B.- **Unidad Baquedano I.**

C.- **Unidad Jardines del Sur- El Toro**

Figura 6.14b. Sección estratigráfica ubicada en la desembocadura de la quebrada Uribe.

redondeamiento y esfericidad de clastos líticos, feldespatos, cuarzo, conchilla y minerales pesados, y de manera más escasa, sales precipitadas en los intersticios entre los clastos. El resto de la unidad, la mayor parte de ella, está compuesta por depósitos de color pardo de potencia 10 a 20 cm, constituidos por clastos angulosos dispuestos caóticamente en matriz soportante de arena, de características similares a las ubicadas en la base.

Morfológicamente la unidad El Toro Sur se ubica al pie de la Terraza de Antofagasta, conformando conos de poca envergadura que, dado su pequeño tamaño, no han sido considerados en la cronología relativa de los conos aluviales (Figura 6.15). Sin embargo, tomando en cuenta su ubicación inmediatamente al pie del escarpe de la Terraza de Antofagasta, estos corresponderían a una etapa intermedia entre los conos aluviales del grupo 7 y los del grupo 8, pudiendo ser (en parte) penecontemporáneos a estos últimos. La superficie de estos conos se encuentra con un mayor grado de erosión que la de los conos del grupo 8, y puede encontrarse un perfil de suelo de hasta 10 cm de profundidad, con carbonatos y sales precipitadas entre los clastos de los depósitos.

Mecanismos de depositación de la unidad El Toro Sur: Al igual que en el caso de la unidad Baquedano I, las características de las arenas situadas en la base de la unidad El Toro Sur, indican que éstas corresponden a arenas de probable origen costero litoral, posteriormente transportadas y depositadas por el viento. Las características de los depósitos que se disponen sobre estas arenas, indican que se trata de depósitos de flujos de detritos y barro que removilizaron, en parte, las arenas de la base.

v) Unidad Las Conchas: Esta unidad está compuesta por arenas de buena selección, de tamaño medio a fino. Están constituidas por granos de buen redondeamiento y esfericidad de clastos líticos, feldespatos, cuarzo, y en menor cantidad conchilla, con carbonatos y sales precipitados en los intersticios entre los clastos, lo cual les otorga cierto grado de consolidación. Poseen laminación cruzada de bajo y alto ángulo, y morfológicamente se disponen en dunas de gran envergadura ubicadas en la Franja Costera al pie del Escarpe Costero, principalmente al norte de la quebrada Bonilla (Fotos 6.7 a 6.9). En base al grado de consolidación, posición estratigráfica y algunas diferencias sedimentológicas menores, en la desembocadura de la quebrada Las Conchas se han reconocido al menos dos, probablemente tres, fases de acumulación anteriores al Holoceno (Figura 6.11). Esta última interpretación cronológica se debe a que las arenas que contienen el yacimiento arqueológico, mencionado ya en la correlación de las unidades del Pleistoceno tardío-Holoceno, se disponen directamente sobre un depósito de arenas con mayor grado de consolidación y características sedimentológicas levemente distintas a las que contienen el yacimiento. La base de esta unidad no está expuesta en este sector, pero su ubicación altimétrica y

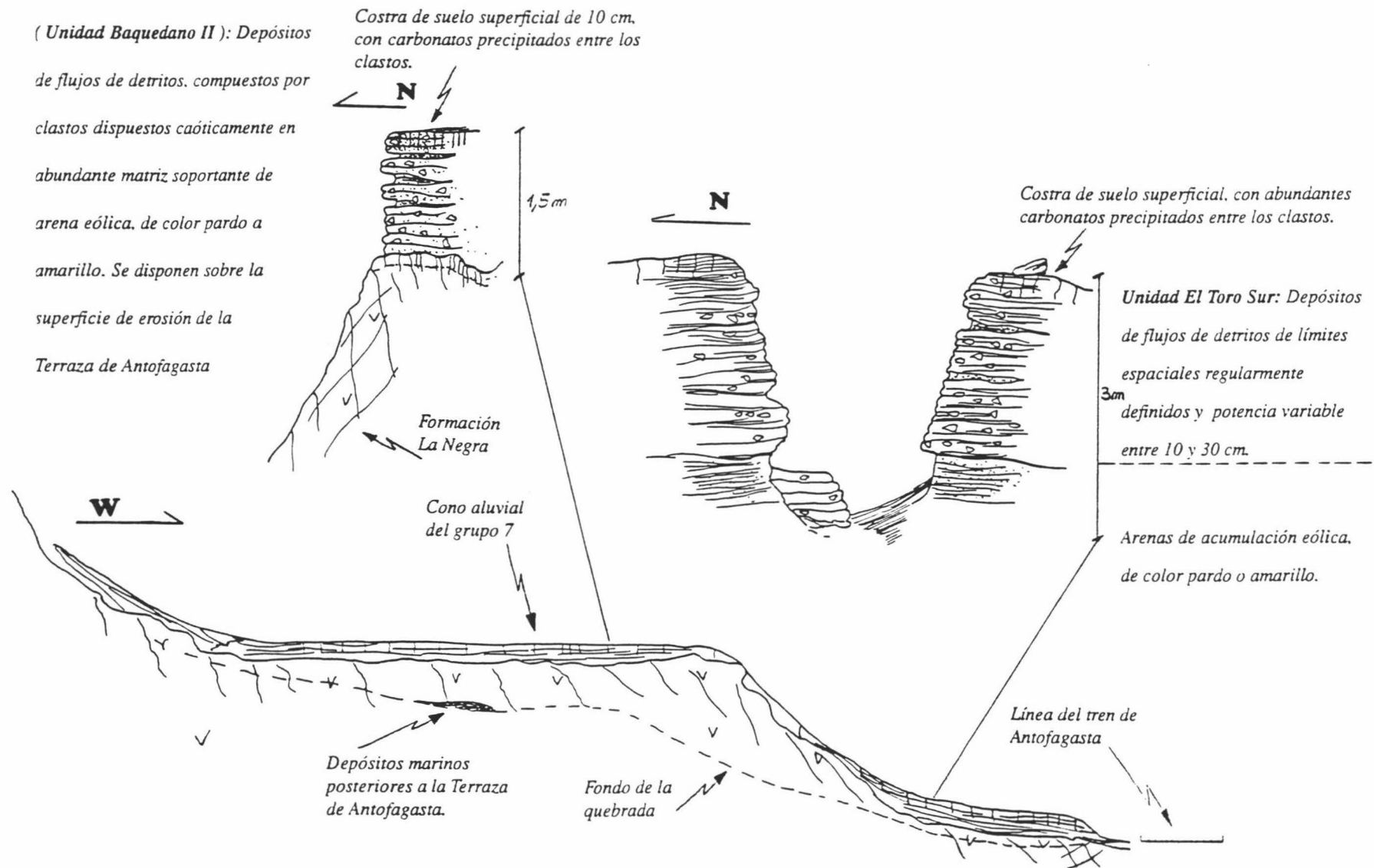


Figura 6.15. Esquema y secciones estratigráficas, mostrando algunas de las unidades del Pleistoceno temprano-medio, ubicadas al sur de la quebrada El Toro.

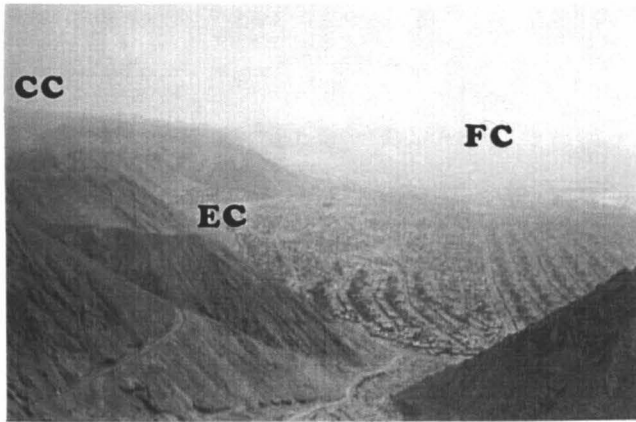


Foto 6.7. Morfología de parte de la zona estudiada en el sector norte de la ciudad de Antofagasta. Se muestran la Franja Costera (FC), el Escarpe Costero (EC), y parte de la Cordillera de la Costa (CC). Vista hacia el sur.



Foto 6.8. Acumulación eólica al pie del Escarpe Costero, en el sector norte de la Franja Costera ubicada dentro de la zona de estudio. Corresponde a la unidad Las Conchas. Vista hacia el noreste.



Foto 6.9. Paleocanal de erosión y sedimentación aluvial posterior a la depositación de las arenas más antiguas de la unidad Las Conchas. Morfológicamente corresponde a las terrazas aluviales del Pleistoceno tardío. Vista hacia el este.



Foto 6.10. Removilización aluvial, de edad probable pleistocena tardía, de los sedimentos eólicos de la unidad La Negra. Vista hacia el noreste.

morfológica, al pie del Escarpe Costero y cubriendo gran parte de la Franja Costera en esta zona, indica que su depositación ocurrió con posterioridad a la elaboración de la Terraza de Antofagasta. Por otro lado, en la cercanías de la quebrada El Toro, al pie del escarpe de la Terraza de Antofagasta, se ubica un depósito de arenas de características similares a las de la parte inferior de la unidad Las Conchas. Esto podría indicar que la depositación de esta unidad, sería posterior a la elaboración de la segunda terraza de abrasión marina más antigua en el sector de la quebrada El Toro, y probablemente habría ocurrido durante el Pleistoceno medio.

Mecanismos de depositación de la unidad Las Conchas: Las características texturales y sedimentológicas de las arenas que constituyen la unidad Las Conchas, indican que éstas corresponden a acumulaciones eólicas en forma de dunas y mantos. La extensión areal y espesor de estas acumulaciones sugieren un largo período para su depositación. Las diferencias texturales y sedimentológicas entre las arenas, junto con las diferencias en el grado de consolidación de ellas, sugieren que ocurrieron al menos tres fases de depositación anteriores al Holoceno.

6.3.2. Correlación y discusión de la edad de las unidades asignadas al Pleistoceno temprano-medio

En la Franja Costera ubicada entre las quebradas La Negra y La Cadena, así como en el interior de las quebradas mayores del área (Grupo II), se encuentran abundantes secciones que muestran sedimentos aluviales, coluviales y eólicos, dispuestos en conos aluviales antiguos o sobre las laderas del Escarpe Costero. En algunas de estas secciones se han reconocido algunas de las unidades definidas anteriormente (Figuras 6.16 y 6.17).

Al igual que en el caso de las unidades del Pleistoceno tardío, a lo largo de la zona se han reconocido depósitos de ceniza volcánica de caída, retrabajada en forma aluvial o coluvial, intercalados en los sedimentos cuya estratigrafía y ubicación geomorfológica sugiere una edad pleistocena temprana-media (Figuras 6.8, 6.13, 6.14 y 6.17). A diferencia de los depósitos de ceniza intercalados en las unidades del Pleistoceno tardío, los depósitos de este tipo contenidos en las unidades del Pleistoceno temprano-medio tienen, en general, mayor potencia. Petrográficamente corresponden a cenizas de probable composición riolítica de buena a muy buena selección, con alto porcentaje de vidrio, cuarzo, plagioclasa, biotitas y eventualmente piroxenos y anfíbolos con cierto grado de alteración. La Tabla 6.4 resume los resultados del análisis petrográfico realizado en los componentes contenidos entre las mallas 100 y 170. Se ha elegido este tamaño de granulometría para eliminar, en la

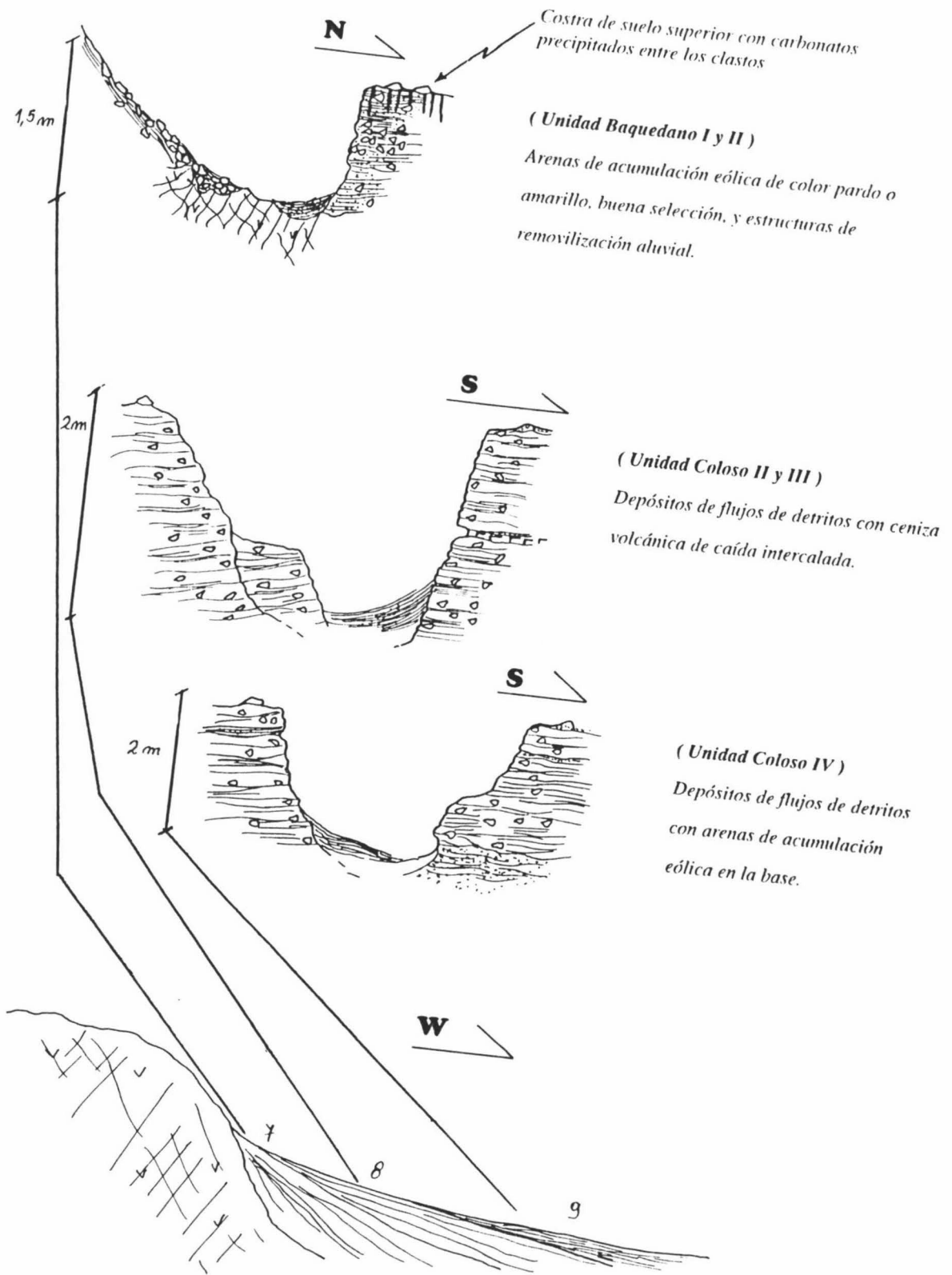
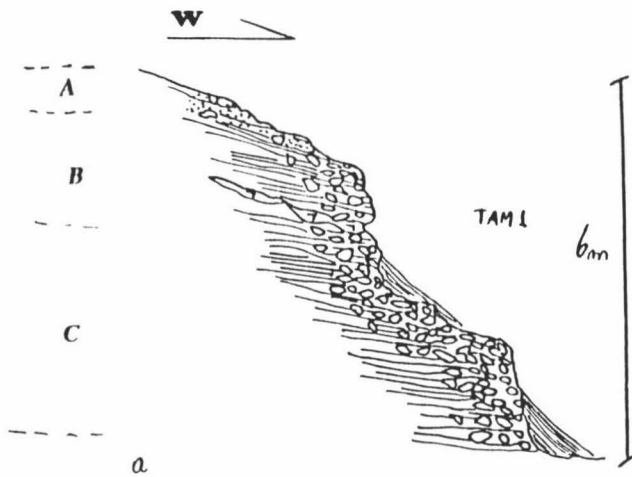


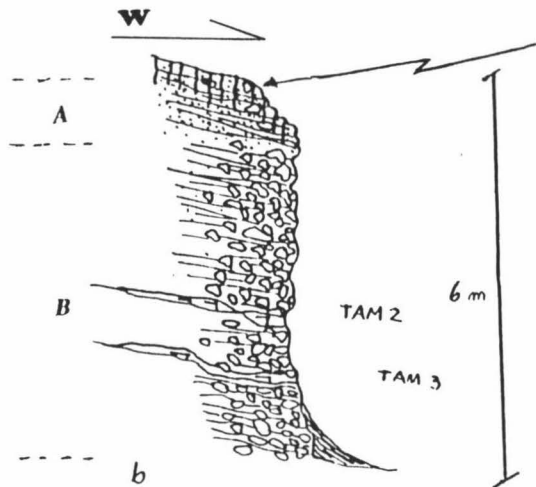
Figura 6.16. Secciones estratigráficas de la serie de conos ubicados inmediatamente al sur de la quebrada El Toro.



A.- Depósitos aluviales con abundante matriz de arena amarilla (Unidad Coloso IV).

B.- Depósitos aluviales de cono de ladera, de 10-20 cm, de espesor. (Unidad Coloso III).
Se intercala un depósito de ceniza volcánica.

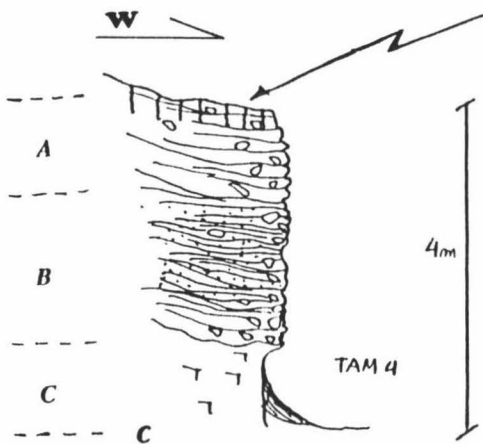
C.- Depósitos aluviales correspondientes a un cono de ladera, de 20-30 cm, de espesor, compuestos por abundantes clastos en escasa matriz soportada de arena (Unidad Coloso II).



Costra superficial de suelo, con carbonatos precipitados entre los clastos.

A.- Depósitos de ladera, con abundante matriz de arena amarilla (Unidad Baquedano II).

B.- Depósitos de ladera, compuestos por abundantes clastos contenidos en escasa matriz soportada de arena. Se intercalan dos depósitos de ceniza volcánica (Unidades Jardines del Sur - El Toro).



Costra superficial de suelo con carbonatos precipitados entre los clastos.

A.- Depósitos de flujos de detritos en laderas.

B.- Arenas grises de acumulación eólica, de buena a regular selección, con laminación cruzada y lentes de ceniza volcánica.

C.- Depósitos de ceniza volcánica de caída, con algunos clastos de la Fm. La Negra.

Figura 6.17. Secciones estratigráficas de depósitos de ladera ubicados al pie del Escarpe Costero, al norte de la quebrada Baquedano (a, b), y en la desembocadura de la quebrada La Cadena (c). Tam 1, 2, 3, 4: Muestras de ceniza recolectadas para estudio petrográfico.

mayor medida posible, los abundantes clastos de líticos contenidos en los depósitos. La Figura 6.7 muestra la forma de los tipos de fragmentos de vidrio volcánico (vitroclastos), considerados en la Tabla 6.4.

Las muestras SC1 y SC3 corresponden a depósitos de ceniza intercalados en sedimentos aluviales, y recortados por algunos escarpes ubicados en el sector de la falla Salar del Carmen. Según la ubicación de las muestras, al menos una correspondería al depósito de ceniza datado por Naranjo (1987). Al igual que todas las cenizas muestreadas, en estas muestras se observan indicios de retrabajo aluvial, ya que el depósito contiene tanto clastos líticos de la Fm. La Negra como de granitoides. La muestra ER1 corresponde a un depósito de ceniza intercalado en los sedimentos aluviales de un cono ubicado en El Rincón, algunos kilómetros al oeste de Mejillones. Al igual que en el caso anterior, este cono se encuentra recortado por un escarpe correspondiente a una falla.

Tabla 6.4. Composición porcentual normalizada de minerales y vidrio contenidos en las cenizas muestreadas en la zona de estudio, como también en algunos lugares de interés, ubicados fuera de la zona. Se han analizado los componentes contenidos entre las mallas 100 y 170.

Muestra	Ubicación	Min. Féls. (%)	Min. Máf. (%)	Pomez (%)	Vitroc A (%)	Vitroc B (%)
JS1	Jardines del Sur	20	21	25	14	20
JS2	Jardines del Sur	19	17	32	15	17
ET1	Qda. El Toro	17	19	32	14	18
ET2	Qda. El Toro	22	24	17	17	20
QSC1	Qda. Salar del Carmen	20	18	30	15	17
TAM2	Qda. La Cadena	24	15	29	12	20
TAM3	Qda. La Cadena	14	16	35	14	21
TAM4	Qda. La Cadena	30	25	23	7	15
COV2	Coviefi	11	8	19	13	49
SC1	Salar del Carmen	22	33	20	9	16
SC3	Salar del Carmen	25	38	17	8	12
ER1	El Rincon	21	26	19	17	17

Minerales félsicos: Plagioclasa, cuarzo. **Minerales máficos:** biotita, anfíbola, piroxeno. **Pómez:** fragmentos de vidrio con texturas de flujo. **Vitroclastos A:** fragmentos de vidrio planos y alargados. **Vitroclastos B:** fragmentos de vidrio angulosos.

La Figura 6.18 muestra esquemáticamente los porcentajes normalizados de los componentes mayores de los depósitos de ceniza volcánica, intercalados tanto en las unidades del Pleistoceno temprano-medio, como en las del Pleistoceno tardío. También se muestra la composición de un depósito de este tipo intercalado en sedimentos cuya edad se ha inferido como pliocena, descrito más adelante en este Capítulo. En la Figura 6.18b se puede apreciar que los porcentajes de los tipos de vidrio que componen parte de las cenizas intercaladas en las unidades de un mismo período, son similares, mientras que los porcentajes de los tipos de vidrio entre cenizas intercaladas en unidades de distinto período, son distintos. En base a ésto, y a pesar de tratarse de depósitos de ceniza con algún retrabajo aluvial o coluvial, y considerando, además, el espesor relativamente constante así como la extensión de los distintos depósitos de ceniza, se ha interpretado que estas habrían sido depositadas por al menos tres eventos distintos, asociados a tres erupciones volcánicas distintas.

A pesar de que en todos los casos los depósitos de ceniza muestran indicios de retrabajo, se intentó datar el depósito intercalado en la sección de Jardines del Sur (unidad Jardines del Sur-El Toro, Figura 6.8), por el método de K-Ar, para lo cual se utilizaron las biotitas contenidas en este depósito. El análisis fue realizado en el laboratorio del Servicio Nacional de Geología y Minería. Los resultados de este análisis se muestran en la Tabla 6.5.

Tabla 6.5. Datos analíticos de una datación radiométrica K/Ar, realizada en un depósito de ceniza de caída intercalado en sedimentos aluviales de probable edad pleistocena temprana-media.

Muestra	Ubicación	% K	40Ar rad. n l / g (STP)	% Ar Atm.	Edad y error (Ma)
JS1	Jardines del Sur	6,887	1,195	77	4,5+/-0,5

El resultado de esta datación difiere significativamente de la edad inferida a partir de consideraciones geomorfológicas, para la secuencia de depósitos de la sección de Jardines del Sur (Pleistoceno temprano-medio). Como ya se ha mencionado, dado que la unidad Jardines del Sur-El Toro se apoya de forma relativamente directa sobre la superficie de erosión de la Terraza de Antofagasta, de edad inferida pliocena tardía-pleistocena temprana (ver Capítulo 3: Antecedentes geológicos), la edad de esta unidad sería como máximo pleistocena temprana.

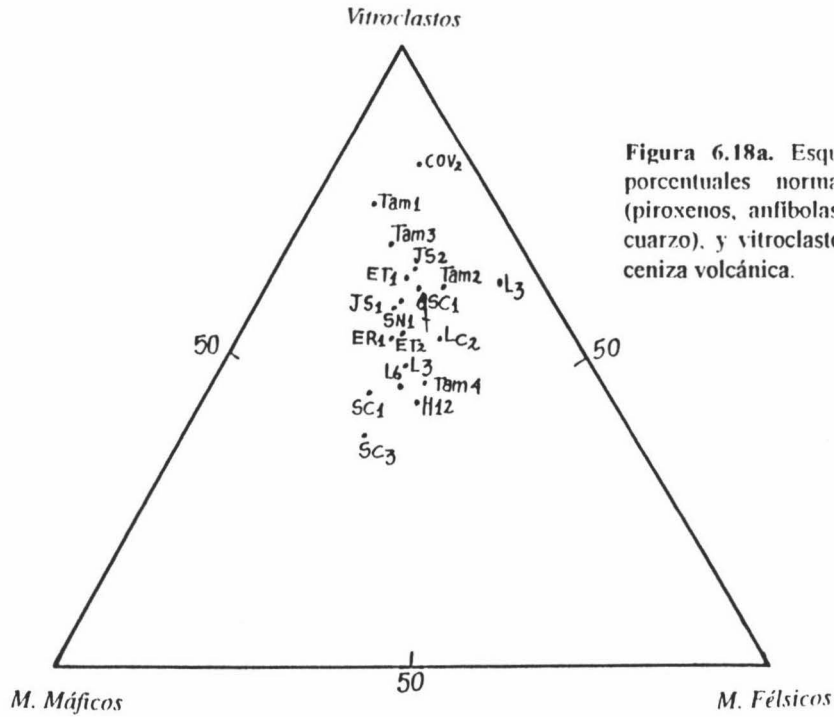
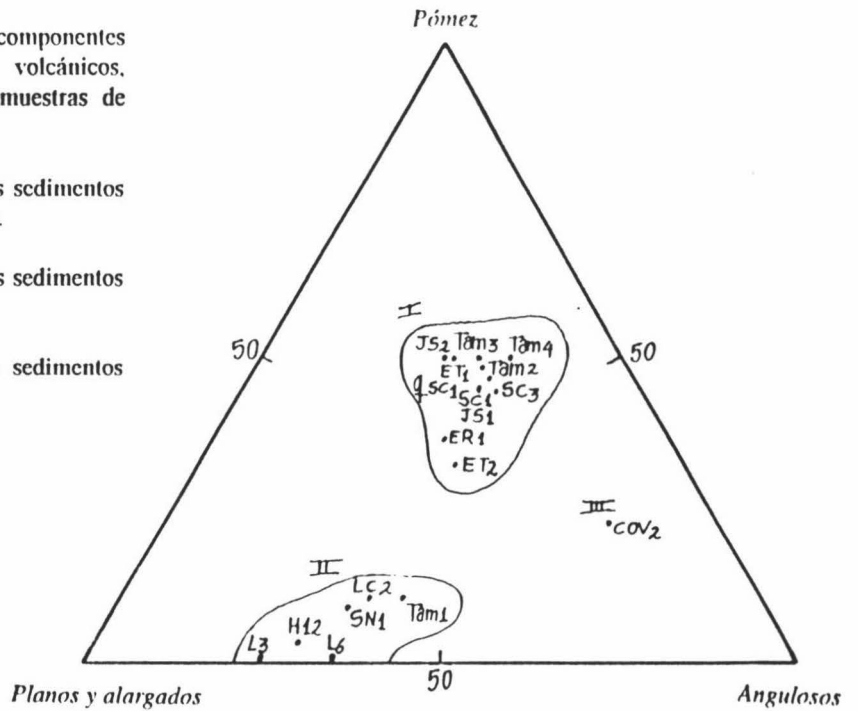


Figura 6.18b. Esquema triangular de componentes porcentuales normalizados de vitroclastos volcánicos, separados según su forma, contenidos en las muestras de ceniza.

- I. Muestras de ceniza intercaladas en los sedimentos aluviales del Pleistoceno temprano-medio.
- II. Muestras de ceniza intercaladas en los sedimentos aluviales del Pleistoceno tardío.
- III. Muestra de ceniza intercalada en sedimentos pliocenos.



La interpretación que el resultado radiométrico es poco confiable se fundamenta en dos consideraciones. La primera se refiere a que las biotitas, al igual que los piroxenos y anfíbolos contenidas en los depósitos, se encuentran insuficientemente frescas, tal como lo sugiere el alto contenido de Ar atmosférico entregado por el análisis (Tabla 6.5). La segunda se refiere a que se trata de un depósito de ceniza con cierto retrabajo. En este último sentido, dado que el substrato lo constituyen las rocas volcánicas de la Fm. La Negra y las rocas sedimentarias volcanoclásticas de la Fm. Caleta Coloso (las cuales poseen biotitas), de edad jurásica y cretácica respectivamente, la incorporación de una pequeña cantidad de biotitas provenientes de las rocas de estas formaciones, bastaría para que el análisis de las biotitas contenidas en el depósito de ceniza, entregara un valor de edad más antiguo que el que realmente correspondiera. También se debe tomar en cuenta que lo que se intentaba datar en realidad era la formación de las biotitas, y no la depositación de la ceniza.

Tomando en cuenta el problema planteado por la datación, así como la necesidad de corroborar las edades inferidas por consideraciones geomorfológicas y estratigráficas, se realizaron análisis de paleomagnetismo en muestras de algunas de las unidades definidas en la zona. Los resultados de estos análisis se indican en la Tabla 6.6.

Tabla 6.6. Resultados de análisis de paleomagnetismo realizado en sedimentos de algunas de las unidades definidas en la zona (Dr. Nils-Axel Morner, comunicación escrita, 1996).

Ubicación	Muestra	Intensidad	Declinación	Inclinación	Polaridad
Caleta Coloso	8 1a	7,1	10,6	-62,6	Normal
	1b	4,8	58,4	-58,0	
	media		34,5	-38,7	
Jardines del Sur	7 4	2,7	81,0	-38,4	Excursión Inversa
	3	2,4	178,8	11,6	
	2a	4,8	173,8	32,6	Inversa Excursión
	b	5,2	86,3	60,7	
	c	7,2	214,5	22,9	
	media		158,2	38,7	
1	2,9	317,1	60,3		
El Toro	9 1a	7,3	161,4	48,5	Inversa
	b	4,2	113,4	69,2	
	c	4,2	178,7	34,6	
	media		151,2	50,8	
Coviefi	6 3a	0,3	199,9	34,1	Inversa
	b	0,4	122,5	47,1	
	media		161,2	40,6	

Las Figuras 6.3, 6.8 y 6.13 muestran las secciones en donde se recolectaron las muestras. A pesar de que ninguna de estas secciones expone un perfil de suficiente extensión vertical como para la elaboración de una cronología relativa, de acuerdo a la escala de polaridad magnética vigente en la actualidad (Figura 6.19) (Cande et al., 1995), a partir de los datos se pueden realizar algunas inferencias respecto de la edad de la depositación de las unidades muestreadas.

La polaridad de campo magnético remanente normal, obtenida para las muestras de la unidad Caleta Coloso III, concuerda con la edad pleistocena tardía, interpretada a partir de consideraciones geomorfológicas, indicada para la depositación de la secuencia de sedimentos aluviales ubicados sobre la terraza marina asignada al estadio isotópico 5e. La polaridad inversa obtenida para el resto de las muestras, indica que la depositación de las unidades muestreadas ocurrió, de manera muy probable, con anterioridad a 0.780 Ma, límite máximo para el cron de polaridad normal Brunhes. Considerando que las unidades que contienen las muestras JS1-2 y ET1-2, se ubican directamente sobre la Terraza de Antofagasta, cuya edad se ha interpretado como pliocena tardía-pleistocena temprana, es más probable que la depositación de éstas sea en parte contemporánea al cron de polaridad inversa Matuyama (Figura 6.19).

6.3.3. Interpretación de la evolución de las condiciones climáticas imperantes durante la depositación de las unidades del Pleistoceno temprano-medio

Posteriormente al retiro del mar que labró la superficie de erosión de La Terraza de Antofagasta, comenzaron a depositarse, sobre ésta, los sedimentos aluviales de la unidad Jardines del Sur-El Toro I. Dadas las características de los depósitos que conforman esta unidad, se ha interpretado que las condiciones climáticas que imperaron durante su sedimentación estaban marcadas por una aridez similar a la actual. Posteriormente el clima se habría tornado menos árido, depositándose la unidad Jardines del Sur-El Toro II. Considerando que la variación entre las unidades mencionadas es similar a la vista para las unidades Coloso I-II y Coloso III, se ha interpretado que el clima que imperó durante la sedimentación de la unidad Jardines del Sur-El Toro II habría tenido características semiáridas.

La depositación de las unidades Jardines del Sur-El Toro I y II reflejan la ocurrencia de un periodo de aridez, seguido de uno menos árido, probablemente ya finalizando el Pleistoceno temprano. Posteriormente a la depositación de estas

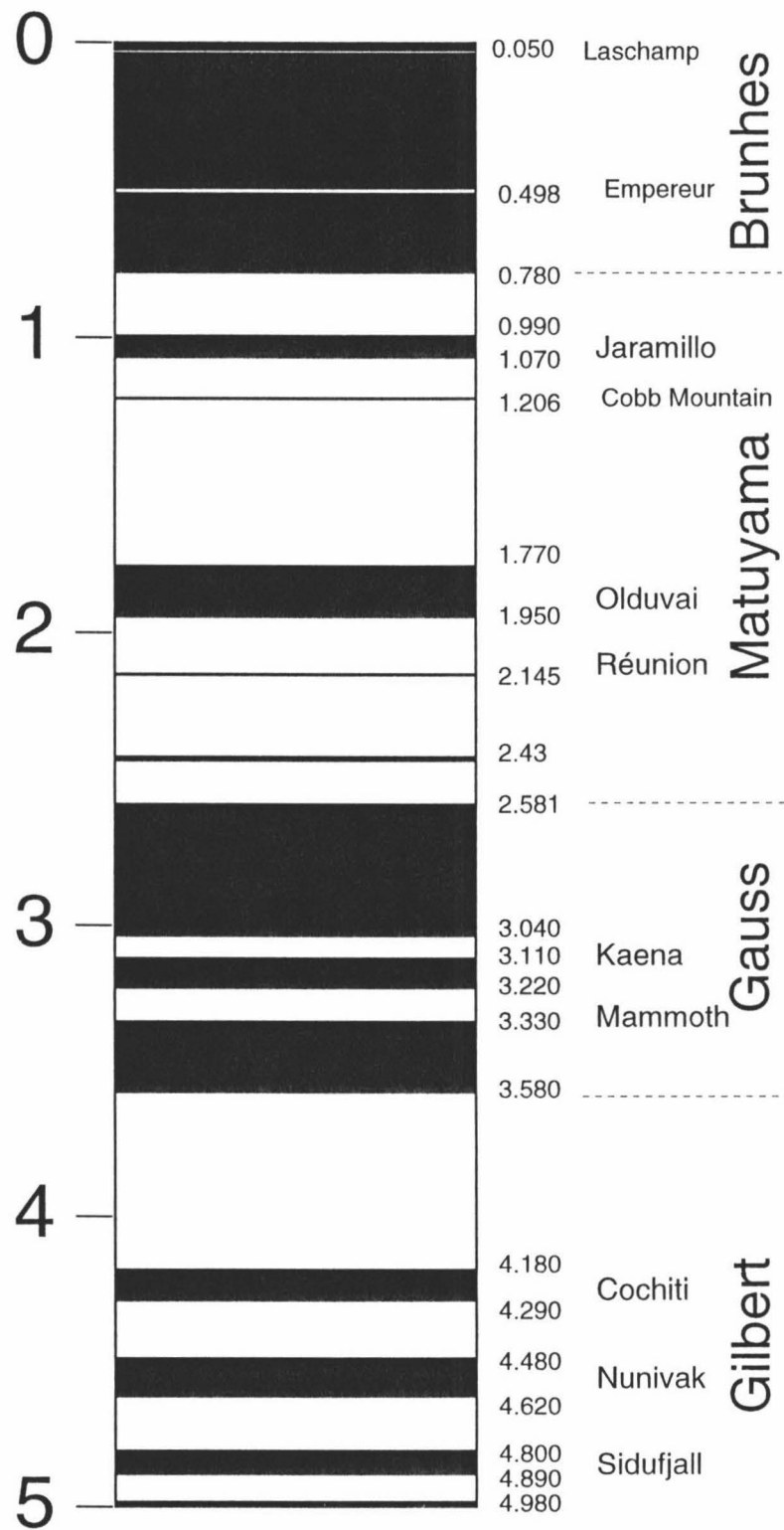


Figura 6.19. Escala de inversiones de la polaridad del campo magnético de la Tierra, para los últimos cinco millones de años (Cande et al., 1995).

unidades, los abanicos formados por ellas, correspondientes al grupo 7, fueron erosionados en el ápice. Es probable que la disección del ápice de estos abanicos haya coincidido con un nuevo cambio del clima, tornándose éste nuevamente más árido. Una nueva fase de depositación eólica produjo el relleno de las quebradas con arena, depositándose la unidad Baquedano I, y luego la unidad Baquedano II. Al igual que en el caso de la transición climática vista para las unidades del límite Pleistoceno tardío-Holoceno, esta fase de depositación eólica podría corresponder a la transición entre la vigencia del clima semiárido a uno más árido, aunque es más probable que corresponda a una transición interglacial-glacial más reciente.

Posteriormente a la depositación de la unidad Baquedano II, la superficie de erosión correspondiente a la Terraza de Antofagasta, retrocedió, producto de la erosión del mar, hasta alcanzar su actual configuración. Al mismo tiempo, el mar labró la segunda terraza más antigua en el sector de la quebrada El Toro, erosionando los sedimentos aluviales probablemente depositados durante la primera mitad del Pleistoceno medio y parte del Pleistoceno temprano. El abandono de esta última terraza permitió la depositación de los conos de la unidad El Toro Sur. Considerando que en este sector se observaron cuatro terrazas ubicadas entre la terraza holocena y la Terraza de Antofagasta (Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta, fuera de texto), y tomando en cuenta que las terrazas de abrasión marina son elaboradas principalmente durante los períodos interglaciales, es probable que la depositación de la unidad El Toro Sur haya sido en parte contemporánea al estadio isotópico 11 (400 ka, Figura 3.1) Las características de los sedimentos de esta unidad sugieren que el clima imperante durante su depositación habría estado tipificado por una aridez similar a la actual.

En conjunto con la sedimentación de la unidad El Toro Sur, comenzaron a producirse grandes acumulaciones eólicas que depositaron la unidad Las Conchas, principalmente en la Franja Costera ubicada al norte de la quebrada Bonilla. La sedimentación de esta unidad habría ocurrido en tres pulsos importantes. Considerando el grado de consolidación de las arenas que conforman los depósitos asignados a los dos primeros pulsos, es probable que la depositación de ellas correspondiera a la transición interglacial-glacial (por un aumento de material disponible para la movilización eólica en las cercanías de la costa), de los estadios isotópicos 11 y 9 (Figura 3.1), siendo la primera la más importante en términos de espesor. El tercer episodio de depositación habría originado, durante la transición interglacial-glacial del estadio isotópico 5, la depositación de los sedimentos eólicos

ubicados bajo las arenas holocenas de la desembocadura de la quebrada Las Conchas.

Es muy probable que los sedimentos aluviales depositados durante los ciclos climáticos correspondientes a los estadios isotópicos 7 y 9, si es que existen, estén ubicados en la base de los abanicos y conos aluviales asignados al Pleistoceno tardío, en la Franja Costera ubicada al norte de Jardines del Sur.

6.4. Estratigrafía de las unidades asignadas al Plioceno

Las unidades asignadas al Plioceno están compuestas, principalmente, por sedimentos que constituyen abanicos aluviales. Estos abanicos corresponden a los grupos 1 a 6 en la secuencia de conos y abanicos aluviales, ya presentada en el capítulo de Geomorfología y Neotectónica. Considerando que este trabajo se enfoca principalmente al estudio de las condiciones climáticas durante el Cuaternario, y dada la gran extensión de los afloramientos de los sedimentos cuya edad se interpretó como pliocena, las unidades determinadas en estos últimos fueron reconocidos sólo de manera preliminar.

6.4.1. Definición de las unidades del Plioceno temprano (?)

Las unidades cuya edad se interpretó como pliocena temprano, aunque sin argumentos suficientemente sólidos, constituyen los abanicos aluviales de los grupos 1 a 3, dentro de la cronología relativa determinada para ellos. Dentro de estos abanicos, fueron los sedimentos que constituyen los abanicos del grupo 3 los mejor reconocidos.

i) Unidad El Buey alto: Esta unidad se dispone de manera discordante, sobre una superficie de erosión que recorta tanto las rocas sedimentarias que constituyen la Formación Caleta Coloso, como las de la Formación El Way. Está compuesta por sedimentos aluviales que morfológicamente constituyen los conos del grupo 1, cuya superficie se encuentra con el mayor grado de erosión entre los conos reconocidos en la zona. La componen depósitos de color pardo rojizo, y límites espaciales mal definidos que dificultan la estimación de las potencias de éstos. Los depósitos están constituidos por clastos líticos de hasta 20 cm de diámetro, provenientes de las Formaciones La Negra, Caleta Coloso y El Way. Los clastos son más redondeados y esféricos en la base de la unidad, por lo cual existe la probabilidad de que estas características se deban a la cercanía, en la base, de las rocas sedimentarias que constituyen las dos últimas formaciones mencionadas. La matriz está constituida por arena media a gruesa de regular a buen redondeamiento y esfericidad, regular selección, compuesta por clastos líticos, cuarzo y feldspatos. Son abundantes las

estructuras de laminación media a fina en la matriz, gradación granulométrica de clastos, y los paleocanales de hasta 20 cm de profundidad, con ejes orientados en dirección levemente oblicua a la quebrada El Buey. En los intersticios entre los clastos, y a lo largo de toda la secuencia vertical, se encuentra abundante cantidad de carbonatos precipitados. Esta unidad fue solo reconocida a un costado de esta última quebrada, en el sector medio de su hoya hidrográfica.

ii) Depósitos de arenas eólicas antiguas: Estos depósitos se sitúan en la base de la unidad Grupo 3, y discordantemente sobre una superficie de erosión que recorta las rocas de la Formación Caleta Coloso. Corresponden a arenas constituidas por granos pulidos de tamaño fino a medio de buena selección, buen redondeamiento y esfericidad, compuestos por clastos líticos, feldespatos, cuarzo y abundante carbonatos precipitados en los intersticios de los clastos, lo cual les confiere cierto grado de consolidación. Tienen laminación paralela fina a media, como también laminación cruzada de bajo y alto ángulo. Morfológicamente se dispone formando dunas antiguas sobre la superficie de erosión.

iii) Unidad "Grupo 3": Se dispone de manera discordante sobre una superficie de erosión que recorta tanto las rocas de la Formación Caleta Coloso, como las arenas de depositación eólica reconocidas en un pequeño sector en la base de esta unidad (Figura 5.3; Fotos 5.3 y 5.4). Está compuesta por sedimentos aluviales que morfológicamente constituyen los abanicos y conos del grupo 3. Texturalmente los depósitos son similares a aquellos que constituyen la unidad El Buey alto. Están constituidos por clastos líticos de regular a mal redondeamiento y esfericidad de hasta 20 a 30 cm de diámetro, contenidos en matriz soportante a soportada de arena media a gruesa compuesta por granos de regular redondeamiento y esfericidad. Son abundantes las estructuras de laminación media a fina en la matriz, como también los paleocanales de hasta 20 cm de profundidad, y la gradación granulométrica de clastos. En los intersticios entre los clastos, al igual que en la unidad El Buey alto, se encuentra abundante cantidad de carbonatos precipitados.

Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades del Plioceno temprano (?): Las características de los sedimentos que componen las unidades El Buey alto y Grupo 3, indican que éstos han sido depositados por mecanismos de tipo fluvio-aluvial: los abundantes paleocanales, gradación granulométrica y laminación en la matriz, señalan procesos de sedimentación dominados por la escorrentía superficial de agua. Esto último puede deberse a que los sectores en donde se determinaron las unidades corresponden, muy probablemente, a zonas media a distales dentro de los abanicos aluviales. Sin embargo, los grandes espesores que alcanzan estas unidades (30 y 50 m estimados para las unidades El Buey alto y Grupo 3 respectivamente) en esta zona de los abanicos, así como su gran extensión areal,

sugieren la ocurrencia un período de gran depositación, como producto de una intensa erosión del bloque montañoso en este sector, y bajo un clima de mayor pluviosidad que el actual. Lo último reviste interés ya que actualmente no se encuentran hoyas hidrográficas de tamaño y pendiente suficiente, que alimenten los abanicos en cuestión. Las características de las arenas de color pardo rosado dispuestas en la base de la unidad Grupo 3, indican que éstas habrían sido depositadas por la acción del viento, y posteriormente habrían precipitado carbonatos en los intersticios entre los clastos. La abundancia de carbonatos precipitados entre los clastos de los sedimentos que constituyen las unidades de depositación aluvial, sugieren la ocurrencia de períodos de mayor pluviosidad, durante o posterior a la depositación de éstas.

6.4.2. Definición de las unidades del Plioceno tardío (?)

Las unidades cuya edad se interpretó, sin argumentos sólidos, como pliocena tardía, constituyen principalmente los abanicos aluviales de los grupos 4 a 6, dentro de la cronología relativa determinada para éstos. Sin embargo, al igual que en el caso de las unidades del Plioceno temprano, fueron los sedimentos que constituyen los abanicos del grupo 6 los mejor reconocidos.

i) Unidad La Negra: Se dispone tanto sobre la superficie de erosión que constituye la base de la unidad Grupos 5 y 6, como también rellenando depresiones ubicadas tras el Escarpe Costero, en la mitad inferior de la hoya de la quebrada La Negra. Está compuesta principalmente por arenas de color pardo rosado, de buena selección, tamaño fino a medio, constituida por granos pulidos de buen redondeamiento y esfericidad de clastos líticos, feldespatos, cuarzo, escasa conchilla, y carbonatos precipitados en los intersticios entre los clastos. Esto último le confiere a los depósitos cierto grado de consolidación. Tienen estructuras de laminación paralela fina a media, como también laminación cruzada de bajo y alto ángulo. Morfológicamente se dispone en forma de dunas o mantos. Se intercalan depósitos de ceniza de color blanco de hasta 5 cm de espesor, cuya posición en una escarpada sección hizo imposible su muestreo.

ii) Unidad "Grupos 5 y 6": La unidad "Grupos 5 y 6" se dispone discordantemente tanto sobre una superficie de erosión que recorta las rocas de la Formación Caleta Coloso, ubicada topográficamente más abajo que la que constituye la base de la unidad El Buey alto, como sobre las arenas eólicas de la unidad La Negra. Morfológicamente constituye los abanicos aluviales de los grupos 5 y 6 (Figura 5.3; Foto 5.5). Está compuesta por depósitos de características texturales y sedimentológicas similares a los descritos en la unidad Grupo 3, salvo que en este caso se pudo observar que tanto la zona apical como distal de los abanicos están formadas por sedimentos con

este tipo de características. En la zona distal de uno de los abanicos del grupo 6, ubicada sobre la desembocadura de la quebrada El Buey, se intercala un depósito de 30 a 40 cm de ceniza volcánica de color blanco, que por encontrarse a gran altura en una escarpada sección resultó imposible su muestreo. El espesor observado de esta unidad fue de 20 m en el sector distal y más de 10 m en el sector apical del cono del grupo 6, antes señalado.

iii) Depósitos aluviales antiguos, dispuestos sobre la Terraza de Antofagasta: Estos depósitos se observaron en una sección ubicada en la ladera norte de la quebrada La Negra, en el sector de la ciudad de Antofagasta que corresponde a la población Coviefi. En un nivel topográfico similar al de la superficie de erosión de la Terraza de Antofagasta, se disponen sedimentos aluviales entre los cuales se intercalan depósitos marinos litorales y depósitos de ceniza volcánica de caída. Los sedimentos aluviales tienen un color pardo y rojizo, y están constituidos por clastos líticos de mal redondeamiento y esfericidad, de tamaño 2 cm en la base y 5 cm en la parte superior de la secuencia, de regular selección, provenientes de la Formación La Negra. Los depósitos son clasto soportante, con escasa matriz de arena media a gruesa de mal redondeamiento y esfericidad. Contienen abundante cantidad de sal precipitada en los intersticios entre los clastos. Se intercalan dos depósitos compuestos principalmente por fragmentos de conchas de animales marinos y clastos líticos de buen redondeamiento y esfericidad, de tamaño típico 2 y 5 cm. Contienen abundante cantidad de sal precipitada entre las conchas y los clastos. Se intercala, además, ceniza volcánica de caída, cuyas características petrográficas se muestran en la Tabla 6.4 y en la Figura 6.18. Las estructuras de laminación cruzada, como también el contenido de clastos de la Formación La Negra en los depósitos de ceniza, indica que éstos han sufrido algún retrabajo aluvial o coluvial. En uno de ellos se recolectaron muestras para análisis de paleomagnetismo, cuyos resultados se indican en la Tabla 6.6. La polaridad inversa obtenida en éstos indica que su depositación es anterior a 0.780 Ma. Tomando en cuenta la gran cantidad de sales precipitadas entre los clastos de los depósitos de esta secuencia, y considerando su posición altimétrica similar a la de la Terraza de Antofagasta, se puede inferir que la sedimentación de estos depósitos fue en parte contemporánea, o posiblemente anterior a la elaboración de esta terraza. De esta manera, es probable que la sedimentación de estos depósitos de ceniza, como también de gran parte de la secuencia, sea contemporánea a parte de la zona de polaridad inversa Matuyama, y anterior a la depositación de la unidad Jardines del Sur-El Toro.

Mecanismos y ambiente de depositación de las unidades del Plioceno tardío (?): Al igual que en el caso de las unidades del Plioceno temprano, las características de los sedimentos que componen la unidad Grupos 5 y 6 indican que éstos habrían sido depositados por procesos dominados por la escorrentía de agua superficial. Las características texturales y sedimentológicas similares tanto en el sector distal como

en el sector apical del abanico del grupo 6, sugieren que la depositación de estos abanicos en su totalidad ocurrió bajo regímenes hídricos de tipo fluvio-aluvial. Por otra parte, las características de las arenas de la unidad La Negra, al igual que las arenas dispuestas en la base de la unidad Grupo 3, indican que éstas son de proveniencia costera, transportadas y depositadas posteriormente, en forma de dunas y mantos, por la acción del viento. Aunque estas arenas se sitúan, en parte, en la base de la unidad Grupos 5 y 6, es probable que su depositación se haya realizado en varias fases, siendo contemporánea en parte a esta unidad, y probablemente a parte del Pleistoceno temprano (?). Esta hipótesis se basa tanto en el gran espesor y extensión de estas acumulaciones en las hoyas de las quebradas El Buey y La Negra, como en el hecho que discordantemente sobre estos depósitos se ubican sedimentos cuya edad se ha interpretado como pleistocena temprana-media (y otros de edad pleistocena tardía). De manera similar que en el caso de las unidades del Plioceno temprano, la abundancia de carbonatos precipitados entre los clastos de los sedimentos que constituyen las unidades de depositación aluvial, sugieren la ocurrencia de períodos de mayor pluviosidad, durante o posterior a la depositación de éstas.

La sección de depósitos antiguos dispuestos sobre la Terraza de Antofagasta indica una alternancia en el ambiente de sedimentación: las características de los depósitos aluviales y coluviales, junto con las de los depósitos de ceniza volcánica, sugieren que su sedimentación habría ocurrido en condiciones subaéreas, alternando con condiciones subacuáticas de ambiente marino litoral. Esto último es sustentado tanto por la presencia de intercalaciones de depósitos marinos litorales, como también por el alto contenido de sal precipitada en los intersticios entre los clastos que constituyen todos los depósitos de la secuencia.

6.4.3. Interpretación de la evolución de las condiciones climáticas imperantes durante la depositación de las unidades del Plioceno

Como ya se ha mencionado, la interpretación de la edad de los abanicos de los grupos 1 a 6 se ha hecho principalmente en base al grado de erosión de la superficie, consolidación y ubicación morfológica de las unidades. Si es que las edades hipotetizadas son correctas, durante el Plioceno temprano (?), posteriormente a la elaboración de las superficies de erosión más altas ubicadas en el costado norte de la quebrada El Buey, sobre éstas se depositaron los sedimentos aluviales que formaron los abanicos de los grupos 1 a 3. Las características y el espesor de estos abanicos, sugieren que las condiciones climáticas imperantes durante su depositación, habrían

estado tipificadas por una mayor pluviosidad que en la actualidad, caracterizando un clima semiárido. El retiro del mar como producto de un alzamiento tectónico del continente, o eventualmente cambios eustáticos del nivel del mar, dejó grandes cantidades de arena disponible para ser movilizada por el viento, comenzando la depositación de la unidad La Negra. Hacia finales del Plioceno temprano (?) y comienzos del Plioceno tardío (?), comenzó la depositación de las unidades sedimentarias correspondientes a los abanicos 4 a 6. Al igual que en el caso anterior, las características de estos sedimentos indican que se habrían depositado bajo un clima semiárido, tipificado por una mayor pluviosidad que la actual.

6.5. Discusión

6.5.1. El registro histórico

La estratigrafía de los depósitos más recientes, muestra que evidencias de contemporaneidad entre eventos aluviales y la ocupación moderna de la zona son más abundantes en la parte sur de ésta. La mayor estrechez de la Franja Costera en este sector, ha condicionado que los poblados se hayan emplazado directamente sobre la desembocadura de las quebradas (Figura 1.2). En Caleta Coloso se han determinado al menos 5 depósitos posteriores a 1900, en Jardines del Sur 3 depósitos posteriores a 1960, mientras que en distintos lugares de la zona ha sido posible identificar los depósitos correspondientes a las lluvias de Julio de 1987 y Junio de 1991. Esto concuerda con la información recopilada a partir de las crónicas de periódicos y los registros meteorológicos mostrada en el Capítulo 2, la cual indica que, desde 1916 a la fecha, esta zona ha sido afectada por aluviones en 5 oportunidades: Agosto de 1930, Julio de 1940, Mayo de 1982, Julio de 1987 y Junio de 1991. La mayoría de las veces los eventos aluviales se han enmarcado dentro de años excepcionalmente lluviosos.

La comparación de la altura máxima a la que se encuentran restos de sedimentos finos en las laderas de algunas quebradas, así como en estructuras artificiales, respecto del espesor del depósito generado, sugiere que, tanto en los fondos de quebrada como en la superficie de los conos aluviales, la altura máxima alcanzada por los flujos producidos por la lluvia de 1991 fue cerca de el doble, en algunos casos el triple o más, de la del depósito producido.

Las características de ocurrencia de los aluviones que han afectado a la zona de Antofagasta durante este siglo, tipifican la sedimentación aluvial actual en el área

de trabajo, ocurrida bajo un clima de marcada aridez. En este sentido, a parte de las características texturales de estos sedimentos, se puede afirmar que durante este siglo la recurrencia de aluviones en el área ha sido de 5 por cada 100 años. En trabajos anteriores se ha calculado una tasa de retorno, para la zona estudiada, de 50 años para aluviones de la magnitud del ocurrido en Junio de 1991 (DGA, no publicado). Sin embargo, los registros muestran que han ocurrido más aluviones de importancia significativa en el transcurso de 50 años. Por otra parte, la Figura 2.9 muestra un gráfico de las precipitaciones a partir de 1904 en la zona. En ella se puede observar, a primera vista, que las lluvias de este último siglo se han concentrado en períodos que agrupan varios años (20-30 años). Esto podría reflejar una cierta ciclicidad en la ocurrencia de períodos de años lluviosos, en los cuales se enmarcarían los eventos aluviales. De cualquier manera, la importante solución del problema meteorológico acerca de la recurrencia de aluviones en la zona, parece ser más compleja que un simple cálculo de una tasa de retorno lineal.

6.5.2. El registro del Pleistoceno tardío y Holoceno

En los sedimentos continentales de la zona estudiada se registra un ciclo climático árido-semiárido-árido posterior al estadio isotópico 5e (Figura 3.1a). La disposición estratigráfica y morfológica de estos sedimentos muestra que las fases climáticas áridas son, al menos en parte, contemporáneas a los estadios interglaciales 5 y el actual. La antigüedad máxima para el comienzo de la actual fase árida está registrada, aunque sin precisión, en la quebrada Las Conchas, en donde la estratigrafía y disposición morfológica de los sedimentos, junto con las dataciones radiométricas realizadas en carbones encontrados en el yacimiento arqueológico, permiten inferir una edad máxima holocena temprana. Esto se debe a que el comienzo de la actual fase árida habría ocurrido con posterioridad a la depositación de la acumulación de las arenas eólicas que albergan el yacimiento arqueológico, la que habría finalizado cerca de los 9400 años. Los datos recolectados en este trabajo no permiten determinar con exactitud una fecha exacta, dentro del Holoceno, para el comienzo de esta fase. Sin embargo, existen indicios en el Norte Chico y el Altiplano que pueden ayudar en la discusión al respecto.

En la zona del Altiplano, como ya se ha mencionado en el Capítulo 3, existen bastantes evidencias de diversos tipos que indican que durante el Holoceno temprano habrían aumentado las precipitaciones, probablemente hasta alrededor de los 7400 a 7000 años (Fritz et.al., 1979; Núñez, 1983; Grosjean et.al., 1991; Messerli et.al., 1993). Por otro lado, en la zona del Norte Chico, y en base a estudios pedológicos y

geomorfológicos, Veit (1994, 1996a, 1996b, 1996c) ha encontrado indicios de la ocurrencia de un clima más lluvioso en este mismo período, hasta los 7300 años aproximadamente. Sin embargo, existe una fuerte controversia respecto de cuáles regímenes de circulación habrían generado mayores precipitaciones en ambas zonas. Para Veit (1996a, 1996b, 1996c), existen suficientes pruebas que avalan la predominancia de las lluvias de invierno, por sobre las lluvias de verano, durante el período entre 10000 y 7300 años, implicando una mayor influencia de la circulación de los vientos oeste en la zona del Norte Chico. Las lluvias de verano, en cambio, se habrían atenuado en esta zona, y durante este mismo período. De manera similar, según algunos autores el período de mayor pluviosidad ocurrido durante el Holoceno temprano en la zona del Altiplano, habría estado caracterizado por una predominancia de las precipitaciones de invierno, por sobre las precipitaciones de verano, implicando una mayor influencia de la circulación de los vientos oeste también para esta zona (Servant et.al., 1984; Argollo et.al., 1987). Para otros autores, en cambio, las mayores precipitaciones en el Altiplano durante el Holoceno temprano, habrían ocurrido principalmente en verano, asociadas a una mayor influencia estacional de la Convergencia Intertropical (Markgraf, 1985; 1987a; 1987b; 1989b; Strecker, 1987; Lynch, 1990; Messerli et.al., 1993).

Considerando los datos expuestos acerca del Altiplano y Norte Chico, es posible interpretar que el inicio de la actual fase árida registrada en la zona de este trabajo, pudo haber ocurrido alrededor de los 7300 a 7000 años, edad mínima para el período de mayor pluviosidad registrado en las zonas antes mencionadas. El evento de depositación eólica registrado en la quebrada Las Conchas, cuya edad se ha datado como holocena temprana, sugiere la ocurrencia de fuertes vientos provenientes desde el SW, durante el período de depositación de las arenas eólicas que albergan el yacimiento arqueológico. Esto podría concordar más bien con un sistema de circulación dominado por vientos provenientes desde el SW, y en este sentido una mayor influencia de los vientos oeste. De esta manera, la ocurrencia de fuertes vientos, junto con una mayor pluviosidad, durante el Holoceno temprano en la zona de trabajo, podría haber sido una de las manifestaciones del período de mayor pluviosidad registrado en el Norte Chico y el Altiplano.

Considerando que la recurrencia de aluviones durante este último siglo tipifica la sedimentación aluvial actual en la zona, es posible extrapolar esta recurrencia a la totalidad del actual período de aridez. Esta extrapolación arroja una cantidad de 350 aluviones ocurridos durante los últimos 7000 años.

Al igual que en el caso de la actual fase árida, los datos recopilados en este trabajo no permiten determinar con exactitud el comienzo de la fase más pluvial, registrada en los sedimentos de la unidad Coloso III. Sin embargo, el espesor que alcanza esta unidad sugiere un período relativamente largo para su depositación, que habría ocurrido durante el Pleistoceno tardío y habría culminado en el Holoceno temprano, al comenzar la actual fase árida. Al igual que en el caso anterior, existen algunos datos relativos al Altiplano y Norte Chico que pueden ayudar en la discusión.

Los altos niveles lacustres del Altiplano (Veit et.al., 1991; Garleff et.al., 1991), así como algunas evidencias geomorfológicas del Norte Chico (Veit, 1993), sugieren la ocurrencia de un período de máxima pluviosidad cerca de los 30000 años, que concuerda con ciertas evidencias geomorfológicas de la Depresión Central del Norte Grande, en particular las referidas a la existencia de un antiguo lago Chiuchiu en parte de la hoya hidrográfica del río Loa (Ochsenius, 1974a, 1974b). Para el máximo glacial, alrededor de 19000 años, evidencias de diversos tipos sugieren que las condiciones climáticas, en el Altiplano y en el Norte Chico, estuvieron caracterizadas por una mayor aridez que en el período anterior. Considerando estos datos, y tomando en cuenta que entre el período interglacial del estadio isotópico 5 y el actual (1), se encuentra el estadio isotópico 3, junto con varios subestadios glaciales e interglaciales (Figura 3.1b), es más probable que la fase más pluvial registrada en los sedimentos de la unidad Coloso III, haya involucrado una sumatoria de fases más pluviales y menos pluviales (Figura 3.1b), que en conjunto conformaron un período de mayor pluviosidad que el actual, y que el que caracterizó al estadio isotópico 5. Este último habría estado caracterizado por una marcada aridez, correspondiendo a la fase árida que precedió a la fase pluvial discutida anteriormente.

A modo de resumen, lo que se postula en este trabajo es que en la zona estudiada, parte de la costa del Norte Grande, se registraron sólo los grandes ciclos climáticos posteriores al último máximo interglacial (estadio 5e).

Respecto de los sistemas de circulación atmosférica asociados a los distintos regímenes climáticos, ya se ha mostrado que, al menos en tiempos históricos, las lluvias que han afectado a la zona estudiada y han generado sedimentación aluvial por medio de flujos de detritos, en los casos en que se ha podido determinar, han provenido desde el SW. Estas lluvias han afectado también a la II Región en su totalidad, y en todos los casos han ocurrido en los meses de invierno (Junio-Agosto), cuando el Anticiclón del Pacífico Sur (APS), se encuentra más debilitado (Figura 2.4).

En este mismo sentido, es posible interpretar que una mayor frecuencia de lluvias en la zona costera de la II Región, debieran implicar un debilitamiento del APS durante el mismo período. Esto favorecería una mayor penetración hacia el norte de la influencia de los vientos oeste, tal como lo indican algunos autores para el período alrededor de 30 ka (Flohn, 1984; Caviedes, 1972; Hays et.al., 1976; Lauer et.al., 1983; Hastenrath et.al., 1985; Veit, 1993). Sin embargo, no es posible descartar, a partir de los datos aquí obtenidos, que simultáneamente se haya producido una intensificación de las lluvias de verano en el Altiplano, asociadas a una mayor intensidad de la influencia de la Convergencia Intertropical. Un mecanismo combinado podría incluso ser el responsable de la aparente contradicción entre las interpretaciones referidas a si algunos períodos de mayor pluviosidad, en el Altiplano, habrían estado caracterizados principalmente por lluvias de verano o lluvias de invierno.

6.5.3. El registro del Pleistoceno temprano y medio

Los sedimentos de la unidad Jardines del Sur-El Toro sugieren que, posteriormente al abandono por parte del mar que reocupó la Terraza de Antofagasta, habría ocurrido un período caracterizado por un clima árido seguido de un período de mayor pluviosidad. Al igual que en el caso de las unidades del Pleistoceno tardío y Holoceno, la falta de dataciones no permite acotar de manera precisa la ocurrencia de estos períodos. Tampoco es posible asociarlos de manera arbitraria a determinados períodos interglaciales o glaciales ocurridos durante el Pleistoceno temprano y comienzos del Pleistoceno medio, ya que en algunos trabajos se ha sugerido que la dinámica de éstos pudo haber sido distinta que aquellos que siguieron en el resto del Pleistoceno medio y Pleistoceno tardío (Figura 3.1c). De esta manera, es posible que la variación climática registrada en los sedimentos de la unidad Jardines del Sur-El Toro, haya involucrado períodos largos de depositación, abarcando varios ciclos glaciales e interglaciales durante el Pleistoceno temprano y comienzos del Pleistoceno medio.

La posterior depositación eólica de los sedimentos de la unidad Baquedano I, junto con la removilización aluvial que generó los depósitos de la unidad Baquedano II, podría reflejar una transición interglacial-glacial (por un aumento de material disponible para movilizar eólicamente), ocurrida, probablemente, ya durante el Pleistoceno medio. Dadas las características de estos sedimentos, esta depositación habría ocurrido bajo un clima árido. Como ya se ha mencionado, los sedimentos depositados durante lo que siguió del Pleistoceno medio (estadios isotópicos 17 a 13?), fueron probablemente erosionados por el mar que labró la segunda terraza más

antigua en el sector de la quebrada El Toro (probablemente durante el estadio isotópico 11), ubicada al pie del escarpe de la Terraza de Antofagasta. La posible mayor permanencia del mar en este período interglacial debió generar un mar somero de mayor extensión, produciendo una mayor cantidad de material disponible para ser movilizadado en una posterior bajada del nivel del mar. Esta hipótesis parece ser la más aceptable para explicar las grandes acumulaciones de dunas, en el sector norte de la Franja Costera, a partir de este período.

A modo de resumen, los datos de este trabajo sugieren que, probablemente a finales del Pleistoceno temprano, ocurrió un período árido seguido de uno de mayor pluviosidad, y que posteriormente, en el Pleistoceno medio, ocurrieron algunas fases áridas. Sin embargo, no se puede precisar ni la duración de estos períodos, como tampoco asociarlos, a priori, a la alternancia de períodos interglaciales y glaciales.

6.5.4. El registro antiguo (Plioceno ?)

En el caso de los sedimentos antiguos de la zona, la falta de buenas dataciones impidió realizar interpretaciones suficientemente confiables acerca de la edad de su depositación. Sin embargo, independientemente de la edad, sus características indican que ellos fueron depositados bajo condiciones climáticas semiáridas, más pluviosas que las actuales. Si se acepta la hipótesis de una edad principalmente pliocena, o eventualmente miocena tardía, para su depositación, tal como se señaló en el desarrollo de este trabajo, ésto implicaría la ocurrencia de uno o más períodos pluviales durante el Plioceno, y parte del Mioceno. Estas interpretaciones podrían concordar con algunas implicancias climáticas referidas a la controvertida existencia del Gran Lago Soledad, que habría ocupado, durante el Plioceno tardío, parte de la Pampa del Tamarugal en las cercanías del río Loa (Brüggen, 1950; Mortimer y Saric, 1972, 1975; Rieu, 1975; Mortimer, 1980; Naranjo et.al., 1982, 1985). Por otra parte, Gaupp et.al. (1995), a partir de estudios estratigráficos y palinológicos en la cuenca de Lauca, ubicada en el Altiplano del norte de Chile, han interpretado que los períodos inmediatamente posterior y anterior a los 4 Ma y 6 Ma, respectivamente, habrían estado caracterizados por una mayor pluviosidad. Entre 6 y 4 Ma, en cambio, habrían prevalecido condiciones áridas. Finalmente, Dörr et. al. (1995), han señalado que la ocurrencia de un período de mayor pluviosidad y alzamiento de la Precordillera, entre los 7.3 y 6.8 Ma, habría sido responsable de la formación del gran abanico de la quebrada Arcas. De esta manera, es posible pensar que si, durante el Plioceno o Mioceno tardío, ocurrieron períodos de mayor pluviosidad que afectaron a la Depresión Central del Norte Grande, entonces estos mismos períodos debieron

producir algún efecto en la zona costera, particularmente en el área de trabajo. Los resultados de estos períodos más pluviosos, podrían estar representados en las unidades aluviales antiguas definidas en este trabajo, cuya edad se interpretó como pliocena.

Finalmente, es importante señalar que los datos de este estudio no permiten asignar la eventual ocurrencia de períodos pluviales durante el Plioceno, a la ocurrencia de períodos glaciales o interglaciales, ya que la dinámica de éstos, en tiempos anteriores al Pleistoceno, es poco conocida, pero probablemente distinta a la del Cuaternario (Figura 3.1c).

Capítulo 7. Conclusiones

Las mayores unidades morfoestructurales de la zona estudiada son: la Franja Costera, el Escarpe Costero y la Cordillera de la Costa. Tanto la orientación, predominantemente N-S, como la morfología de estas unidades muestra un fuerte control estructural.

La más destacada unidad morfoestructural del área, el Escarpe Costero, muestra indicios morfológicos de diversos tipos que indican que éste corresponde a una gran falla de orientación general N-S, y manteo hacia el oeste, probablemente de carácter normal. Estos indicios corresponden a la sistematicidad de su orientación en la zona, la regularidad en la inflexión de los perfiles topográficos de las quebradas que desembocan en la Franja Costera, la coincidencia entre la orientación dada por el alineamiento de los puntos de inflexión de las quebradas y la orientación principal del Escarpe Costero en la misma zona, y las facetas triangulares expuestas en las laderas del Escarpe entre las quebradas El Toro y El Ancla. La actividad de esta falla habría sido mayor en un período anterior al Pleistoceno. Durante el Cuaternario su actividad fue mínima, siendo, en alguna medida, mayor en el sector norte del área de trabajo, tal como lo señala la disposición de los abanicos aluviales en esta zona. En este sentido, el mayor número de conos encajados, constituidos por capas dispuestas en offlap, del sector central de la Franja Costera en el área de trabajo, refleja una menor actividad tectónica del Escarpe Costero durante el Cuaternario, en este sector. Por el contrario, el menor número de conos encajados del sector norte de la Franja Costera, refleja una mayor actividad tectónica del Escarpe Costero, en ese sector del área de trabajo.

Los estudios de fallas, lineamientos y fracturas, indican que en la zona estudiada las principales estructuras se orientan según direcciones NW, NE, ENE y N-S. Las fallas de orientación N-S muestran escarpes que morfológicamente constituyen grabens, probablemente asociados a regímenes tectónicos extensionales. Esta geometría de fallas y lineamientos es compatible con una extensión E-W.

La disposición de las terrazas de abrasión marina de la zona indica que ésta última ha estado sometida a un alzamiento desde al menos el Plioceno tardío. El mayor número de terrazas alzadas del sector norte, respecto del sector sur de la Franja Costera en el área de trabajo, así como las edades de estas terrazas, concuerda con una mayor tasa de alzamiento para el sector norte, respecto del sector sur.

La diferencia en la disposición de los abanicos aluviales del sector norte, respecto del sector sur de la Franja Costera en el área de trabajo, como también la diferencia en la relación de áreas entre los abanicos y sus hoyas hidrográficas, la diferencia de cota entre los puntos de inflexión y la desembocadura de las quebradas, los cambios en la disposición general del Escarpe Costero, así como la disposición de las principales estructuras de la zona, antes señaladas, sugiere que en el área de trabajo prevalece una deformación según bloques, delimitados por estructuras transversales a las mayores unidades morfoestructurales de la zona. Estas estructuras corresponden aproximadamente a las quebradas Farellones y El Toro.

La sedimentación aluvial en la zona de trabajo, ha estado enmarcada en el contexto tectónico dado por el alzamiento del margen costero, lo cual ha controlado la disposición de las terrazas de abrasión marina y los abanicos aluviales dispuestos sobre ellas.

Las características de ocurrencia, así como las características texturales y sedimentológicas de los depósitos históricos, tipifican la sedimentación aluvial actual en la zona, ocurrida bajo un clima de marcada aridez.

La estratigrafía de los depósitos históricos concuerda con la información recopilada a partir de crónicas de periódicos y registros de pluviometría. Desde 1916 la zona ha sido afectada por aluviones en cinco oportunidades: Agosto de 1930, Julio de 1940, Mayo de 1982, Julio de 1987 y Junio de 1991.

En la mayoría de los casos en que han ocurrido aluviones, las lluvias han tenido un carácter intenso y poco tiempo de duración (más de 20 mm, eventualmente hasta 40 mm, en menos de 13 horas). En todos los casos los aluviones han ocurrido entre 1 a 4 hrs después de iniciarse la lluvia, o después de que se ha tornado intensa. En todos los casos las lluvias han ocurrido en los meses de invierno: Junio-Agosto, y los frentes de perturbaciones que han ocasionado los eventos aluviales han tenido un carácter regional.

La aridez que actualmente afecta a la zona de trabajo, se instaló con posterioridad a la acumulación eólica que alberga el yacimiento arqueológico de la quebrada Las Conchas, después de los 9400 años. Considerando los datos del Altiplano y Norte Chico, es probable que el actual período árido haya comenzado alrededor de los 7000 años. El comienzo de este período árido fue acompañado de una

nueva fase de construcción de abanicos aluviales, comenzando la construcción de los abanicos holocenos.

Extrapolando el número de aluviones ocurridos durante el último siglo a la totalidad del actual período de aridez, se estimó una cantidad de 350 aluviones ocurridos durante los últimos 7000 años.

Durante el Pleistoceno tardío, con posterioridad a la elaboración de la terraza más baja de Caleta Coloso (estadio isotópico 5e, 125 ka), ocurrió una sucesión de un período árido, seguido de uno semiárido. El período árido ocurrió con inmediata posterioridad, y probablemente de manera contemporánea, al estadio 5e. Las características texturales y sedimentológicas de los depósitos aluviales sugieren que el clima era tan árido como el que actualmente afecta a la zona. Posteriormente ocurrió un período caracterizado por un clima de mayor pluviosidad que el actual, dado por una mayor recurrencia de lluvias, que culminó durante el Holoceno temprano. Es probable que las mayores precipitaciones de este período hayan provenido desde el SW, asociadas a perturbaciones en el Cinturón de Vientos Oeste, cuyo límite posiblemente se ubicó 5 a 7° más al norte del actual.

Es probable que esta sucesión de un período árido, seguido de uno de mayor pluviosidad, y posteriormente el actual período de aridez, representen los grandes ciclos climáticos ocurridos posteriormente al último máximo interglacial (estadio 5e).

Las características texturales y sedimentológicas de los depósitos aluviales dispuestos sobre la Terraza de Antofagasta, sugieren que con posterioridad a la elaboración de ésta, probablemente en el límite entre el Pleistoceno temprano y medio, ocurrió un período árido, seguido de uno de mayor pluviosidad. La duración de estos períodos así como su relación con los ciclos climáticos glaciales e interglaciales no ha sido esclarecida. Sin embargo, es probable que cada uno de estos períodos haya involucrado más de un ciclo climático.

Finalmente, las características texturales y sedimentológicas de los depósitos aluviales más antiguos estudiados en este trabajo, dispuestos a un costado de la quebrada El Buey, indican que su depositación ocurrió bajo un clima de mayor pluviosidad que la actual. La ubicación morfológica y el grado de erosión de la superficie de los abanicos aluviales que constituyen estos sedimentos, así como algunos datos referidos a la Depresión Central de la Segunda Región, sugieren que un

período de mayor pluviosidad, que habría generado la depositación de estos sedimentos, podría haber ocurrido durante el Plioceno, probablemente durante el Plioceno tardío.

Referencias

- Aguirre L., Hervé F., Godoy E., 1972:** "Distribution of metamorphic facies in Chile-An outline, Krystalinikum". 9: 7-19.
- Alarcón B., Vergara M., 1964:** "Nuevos antecedentes de la geología de la quebrada El Way". Inst. Geología, Universidad de Chile, 26: 107-128.
- Alpers C.N., Brimhall G.H., 1988:** "Middle Miocene climatic change in the Atacama desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida". *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 100: 1640-1656.
- Arabasz W.J., 1968:** "Geologic structure of the Taltal area, northern Chile, in relation to the earthquake of December 28, 1966". *Seismological Society of America, Bulletin*, No. 58, p 835.
- Arabasz W.J., 1971:** "Geological and geophysical studies of the Atacama Fault zone in Northern Chile". Ph.D. Thesis, California Institut of Technology, 264 p, Pasadena, USA.
- Armijo R., Thiele R., 1990:** "Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98: 40-61.
- Biese W., 1950:** "Estudios geomorfológicos de los yacimientos de Guano situados entre Arica y Antofagasta". Soc. Chilena de Fertilizantes, Santiago. 110 p.
- Blissenbach E., 1954:** "Geology of alluvial fans in semiarid regions". *Bulletin of the Geol. Soc. of Amer.*, vol. 65.
- Börgel R., 1983:** "Mapa geomorfológico de Chile, escala 1:6.000.000". En: Geomorfología, R. Börgel, IGM, 182 p.
- Bowes W.A., Knowles P.H., Moraga A., Serrano M., 1961:** "Reconnaissance for uranium in the Chañaral-Taltal area, provinces of Antofagasta and Atacama, Chile". U.S. Atomic Energy Comm. R.M.E., 4565 (rev.).
- Bradley R.S., 1985:** "*Quaternary paleoclimatology. Methods of paleoclimatic reconstruction*". Allen and Unwin, Boston, 472 p.
- Broecker W.S., Van Donk J., 1970:** "Insolation changes, ice volumes and the 18O record in deep sea cores". *Rev. Geophys. Space Phys.*, 8: 168-198.
- Brüggen J., 1939:** "Guano-Layer in Chile". *Natur und Volk*, frankfurt, 69: 234-249.
- Brüggen J., 1950:** "Fundamentos de la geología de Chile". IGM. 374 p.
- Bull W.B., 1963:** "Alluvial fans in western Fresno County, California. U.S.". *Geol. Surv. Prof. Paper*, 89-129.
- Bull W.B., 1964:** "History and causes of channel trenching in western Fresno County, California". *U.S. Geol. Survey Professional Paper* 352-E.
- Cande S., Kent D., 1995:** "Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic". *Journal of Geophysical Research*, Vol. 100, B4: 6093-6095.
- Caviedes C., 1972:** "Paleoclimatology of the Chilean littoral". *The Iowa Geographer Bulletin*, 29: 8-14.

- Caviedes C., Paskoff R., 1975:** "Quaternary glaciations in the Andes of North-Central Chile". *J. of Glaciology*, 14: 155-170.
- Chappell J., 1974:** "Relationships between sea levels, 18O variations and orbital perturbations, during the past 250,000 years". *Nature*, 252: 199-202.
- Chong G., 1988:** "The Cenozoic Saline Deposits of the Chilean Andes Between 18°00' and 27°00' South Latitude". In: *Lecture Notes in Earth Sciences*, 17, H. Bahlburg-Ch. Breitkreuz-P. Giese eds. 137-151.
- Clapperton C.M., 1983:** "The glaciation of the Andes". *Quaternary Science Reviews*, 2: 83-155.
- Clapperton C.M., Sudgen D.E., 1988:** "Holocene glacier fluctuations in south America and Antarctica". *Quaternary Science Reviews*, 7: 185-198.
- Clapperton C.M., 1990:** "Quaternary Glaciations in the Southern Hemisphere: An Overview". *Quaternary Science Reviews*, 9: 299-304.
- Clapperton C.M., 1991:** "Glacier fluctuations of the last glacial-interglacial cycle in the Andes of South America". *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 183-207.
- Clapperton Ch., 1994:** "The quaternary glaciation of Chile: a review". *Rev. Chilena de historia Natural*, 67: 369-383.
- Cooke R., Warren A., Goudie A., 1993:** "Desert geomorphology". Ch. 12: "Alluvial fans and their environments", pp: 168-186.
- Craig A.K., 1982:** "Ambiente costero del norte de Chile". Proc. Symp. Arqueología del área centro sur Andina, revisión de su desarrollo cultural (Arica, 1981), Depto. Antropol., Univ. del Norte, Arica, 4-20.
- Delouis B., Philip H., Dorbath L., 1995:** "Recent fore-arc tectonics in the Antofagasta region, northern Chile". IGCP 367 Annual Meeting. Antofagasta, Chile. Abstract vol., L. Ortlieb ed., 27-28.
- Denny C.S., 1967:** "Alluvial fans in the Death Valley Region, California and Nevada. U.S.". *Geol. Surv. Prof. Paper*, 466.
- Devries T.J., Schrader H., 1981:** "Variation of upwelling/oceanic conditions during the latest Pleistocene through Holocene off the Central Peruvian coast; a diatom record". *Mar. Micropaleontol.*, vol. 6, No2, 157-167.
- Dörr M.J., Götze H.J., Ibbeken H., Kieffer E., 1995:** "The Arcas fan in northern Chile: andean deformation and sedimentary response". In: IGCP 324 and IAS meeting. Abstracts vol., A. Sáez ed., 7-8.
- El Mercurio de Antofagasta.** Ediciones de 4 de Julio de 1925, 21 de Agosto de 1930, 13 de Junio de 1940, 26 de Julio de 1940, 24 de Mayo de 1982, 26 al 30 de Julio de 1987, 18 y 19 de Junio de 1991.
- Emiliani C., 1955:** "Pleistocene temperatures". *J. Geol.*, 63: 538-578.
- Fernández J., 1984-1985:** "Reemplazo del Caballo Americano (*Perissodactyla*) por camélidos (*Artiodactyla*) en estratos del límite pleistocénico-holocénico de Barro Negro, puna de Jujuy, Argentina: Implicancias paleoambientales, faunísticas y arqueológicas". *Relaciones de la Sociedad Argentina de Antropología*, 16 (n.s.): 137-152.

- Ferraris F., Di Biase F., 1978:** "Carta geológica de Chile, escala 1:250.000. Hoja Antofagasta". Inst. Invest. Geol.
- Fisher R.V., Schminke H. U., 1984:** "*Pyroclastic rocks*". Springer-Verlag, 472 pp.
- Flint S., Turner P, Jolley E.J., 1991:** "Depositional architecture of Quaternary fan-delta deposits of the Andean fore-arc: relative sea-level changes as a response to aseismic ridge subduction". *Spec. publs. int. Ass. Sediment.*, 12: 91-103.
- Flohn H., 1984:** "Climate evolution in the Southern Hemisphere and the equatorial region during the Late Cenozoic". In: Late Cenozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere (J.C. Vogel ed.): 5-20; Balkema, Rotterdam.
- Fuenzalida H., 1971:** "Climatología de Chile". Publicación interna. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Fritz P., Silva C.H., Suzuki O., Salati E., 1979:** "Isotope Hydrology in Northern Chile". IAEA-SM. 228, 26: 525-543.
- Frutos J., 1972:** "Ciclos tectónicos sucesivos y direcciones estructurales sobreimpuestas en los Andes del Norte Grande de Chile". Conferencia sobre problemas de la tierra sólida. Buenos Aires, Argentina. Vol II: 473-483.
- Garleff K., Schäbitz F., Stingl H., Veit H., 1991:** "Jungquartäre Landschaftsentwicklung und Klimageschichte beiderseits der Ariden Diagonale Südamerikas". *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 359-394.
- Gaupp R., Kött A., Wörner G., 1995:** "The Miocene to recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'W)". In: IGCP 324 and IAS meeting, Abstracts vol., A. Sáez ed., p 4.
- Galli-Olivier C., 1967:** "Pediplain in northern Chile and Andean uplift". *Science*, 158: 653-655.
- García F., 1967:** "Geología del Norte Grande de Chile". Soc. Geol. Chile. Simposium sobre geosinclinal andino, 1962, (3), 138 p.
- Goy J.L., Silva P.G., Zazo C., Bardaji T., Somoza L., 1988:** "Model of morphotectonic map and legend". *Bull. INQUA N.C.*, 14.
- Grosjean M., Messerli B., Schreirer H., 1991:** "Seenhochstände, Bodenbildung und Vergletschrung im Altiplano Nordchiles: Ein interdisziplinärer Forschungsbeitrag zur Klimageschichte der Atacama. Erste Resultate". *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 99-108.
- Grosjean M., 1992:** "Zur klimatologie und Paläoökologie des nordchilenischen Altiplano seit dem letzten Kaltzeitmaximum". Geographisches Institut Bern, 111 p.
- Guzmán N., Ortlieb L., Díaz A., Llagostera A., 1995:** "Mollusks as indicators of paleoceanographic changes in northern Chile". IGCP 367 Annual Meeting. Abstracts vol., L. Ortlieb ed., 43-44. Antofagasta, Chile.
- Hartley A.J., Jolley E.J., 1995:** "Tectonics implications of Late Cenozoic sedimentation from the Coastal Cordillera of northern Chile (22-24°S)". *J. Geol. Soc.*, 152: 51-63.

- Harvey A.M., 1987:** "Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentation". In L. Frostick and I. Reid (eds.), *Desert sediments, ancient and modern*. Geol. Soc. of London, special publication 35. Blackwell, Oxford: 87-103.
- Hastenrath S., 1971:** "On the pleistocene snowline depression in the arid regions of the South American Andes". *J. of Glaciology*, 10: 225-267.
- Hastenrath S., Kutzbach J., 1985:** "Late Pleistocene climate and water budget on the South American Altiplano". *Quaternary Research*, 24: 249-256.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J., 1976:** "Variations of the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages". *Science*, 194: 1121-1132.
- Herm D., 1969:** "Marines Pliozän und Pleistozän in Nord und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen". *Zitteliana* (München), 2, 159p.
- Hervé M., 1987a:** "Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile". *Rev. Geol. de Chile*, Vol. 31: 31-36.
- Hervé M., 1987b:** "Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la zona de falla Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile". *Rev. Geol. de Chile*, Vol. 31: 37-42.
- Heward A.P., 1978:** "Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D Stephanian B coalfields, northern Spain". In: A.D. Miall (ed.): *Fluvial sedimentology*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 5: 669-702.
- Hooke R., 1967:** "Processes on arid region alluvial fans". *Jour. Geol.*, 75: 438-460.
- Hooke R., 1968:** "Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins". *Amer. Jour. Sci.*, 266: 609-629.
- Huber A., 1975:** "Beitrag zur klimatologie und klimaökologie von Chile". Diss. Univ. München Tomos I y II, 276 p.
- Huber A., 1979:** "Estimación empírica de las características hidrológicas de Chile". *Agro Sur*, 7 (2): 57-65.
- Imbrie J., Imbrie K.P., 1978:** "Ice Ages: Solving the mystery". Enslow Publ., Short Hills, 213 p.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J., 1984:** "The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine 18O record". *Milankovitch and Climate*, Berger et al. (eds.), Reidel, Boston, 269-305.
- Kessler A., 1983:** "The Paleohydrology of the Late Pleistocene Lake Tauca on the Bolivian Altiplano and recent Climatic Fluctuations". In: *Late Cenozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere* (J.C. Vogel ed.): 115-122; Balkema, Rotterdam.
- Kessler A., 1985:** "Zur Rekonstruktion von spätglazialen klima und Wasserhaushalt auf dem peruanisch-boliviaischen Altiplano". *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazial Geologie*, 21: 107-114.
- Kessler A., 1991:** "Zur Frage der Änderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf dem Altiplano seit dem Spätglazial". *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 351-357.

- Klohn C., 1965:** "Levantamiento geológico de los cuadrángulos Antofagasta y La Negra". Inst. Invest. Geol.
- Kukla G., 1987:** "Loess stratigraphy central China". *Quat. Sc. Rev.*, 6, 191-219.
- Lauer W., Frankenberg P., 1983:** "Late Glacial Glaciation and the Development of Climate in Southern South America". In: *Late Cenozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere* (J.C. Vogel ed.): 103-114; Balkema, Rotterdam.
- Llagostera A., 1979a:** "9700 years of maritime subsistence on the Pacific: an analysis by means of bioindicators in the North of Chile". *Amer. Antiquity*, vol. 44, No2, 309-323.
- Llagostera A., 1979b:** "Ocupación humana en la costa norte de Chile asociada a peces localmente extintos y a litos geométricos: 9680 +/- 160 BP". *Actas VII Congr. Arqueol. Chilena*, vol. 1, 93-113.
- Llagostera A., 1994:** "Caza y pesca marítima (9.000 a 1.000 a.C.)". En: *Culturas de Chile, Prehistoria: desde sus orígenes hasta los albores de la Conquista*. J. Hidalgo, V. Schiappacasse, H. Niemeyer, C. Aldunate del S., I. Solimano, eds., Editorial Andrés Bello, Santiago, Chile, 57-79.
- Lynch, Th., 1990:** "Quaternary climate, environment, and human occupation of the South-Central Andes". *J. Geoarchaeology*, vol. 5, No3, 199-228.
- Markgraf V., 1983:** "Late and postglacial vegetation and paleoclimatic changes in subantarctic, temperate, and arid environments in Argentina". *Palynology*, 7: 43-70.
- Markgraf V., 1987a:** "Paleoclimates of the southern Argentine Andes". *Current Research in the Pleistocene*, 4: 150-157.
- Markgraf V., 1987b:** "Paleoenvironmental changes at the northern limit of the subantarctic *Nothofagus* forest, Lat 37°S, Argentina". *Quaternary Research*, 28: 119-129.
- Markgraf V., 1989a:** "Palaeoclimates in climates in Central and south America since 18,000 BP based on pollen and lake-level records". *Quaternary Science Reviews*, 8, 1-24.
- Markgraf V., 1989b:** "Reply to C.J. Heusser's "Southern Westerlies during the last glacial maximum". *Quaternary Research*, 31, 426-432.
- Martínez de los Ríos E., Niemeyer H., 1982:** "Depósitos marinos aterrazados del Plioceno superior en la ciudad de Antofagasta, su relación con la Falla Atacama". *Actas III Congr. Geol. Chileno*, vol. 1, A176-A188.
- Mercer J.H., 1976:** "Glacial History of Southernmost South America". *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Mercer J.H., 1983:** "Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere". *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 11: 99-132.
- Mercer J.H., 1984:** "Late Cenozoic glacial variations in South America south of the Ecuador". In: *Late Cenozoic Paleoclimates of the Southern Hemisphere* (J.C. Vogel ed.): 45-58; Balkema, Rotterdam.
- Messerli B., Grosjean M., Bonani G., Bürgi A., Geyh M.A., Graf K., Ramseyer K., Romero H., Schotterer U., Schrier H., Vuille M., 1993:** "Climate change and natural resource dynamics of the

Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary Synthesis". *Mountain Research and Development*, vol. 13, No 2, 117-127.

Mortimer C.E., Saric N.R., 1972: "Landform evolution in the coastal region of Tarapacá Province, Chile". *Rev. Geomorphol. Dyn.*, t.21, No4, 162-170.

Mortimer C.E., Saric N.R., 1975: "Cenozoic studies in northernmost Chile". *Geol. Rundschau*, 64: 395-420.

Mortimer C.E., 1980: "Drainage evolution in the Atacama Desert of northernmost Chile". *Rev. Geol. Chile*, 11: 3-28.

Naranjo J.A., Paskoff R., 1980: "Evolución geomorfológica del Desierto de Atacama, entre los 26° y 33° latitud Sur; revisión cronológica". *Rev. geol. Chile*, No 10, 85-89.

Naranjo J.A., Paskoff R., 1981: "Estratigrafía de los depósitos cenozoicos de la región Chiuchiu-Calama, desierto de Atacama. *Rev. Geol. Chile*, vol 13-14, 79-85.

Naranjo J.A., Paskoff R., 1982: "Estratigrafía de las unidades sedimentarias cenozoicas de la Cuenca del río Loa en la Pampa del Tamarugal, región de Antofagasta, Chile". *Rev. Geol. Chile*, No 15, 49-57.

Naranjo J.A., 1987: "Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la zona de falla Atacama, norte de Chile". *Rev. Geol. Chile*, No31, 43-55.

Núñez L., 1983: "Paleoindian and archaic cultural periods in the arid and semiarid regions of Northern Chile". *Adv. in World Archaeology*, 11: 161-203.

Núñez L., Santoro C.M., 1988: "Cazadores de la puna seca y salada del área centro-sur Andina (Norte de Chile)". *Estudios Atacameños*, 9: 161-203.

Núñez L., Varela J., Casamiquela R., 1987: "Ocupación paleoindio en el Centro-Norte de Chile: Adaptación circunlacustre en las tierras bajas". *Estudios Atacameños*, 8: 142-185.

Ochsenius C., 1974a: "Acerca del contenido macropaleontológico de las calizas del Loa, desierto de Atacama, Chile". *Rev. Geogr. de Chile "Terra Australis"*, 22/23, 191-193.

Ochsenius C., 1974b: "Relaciones paleobioestratigráficas y paleoecológicas entre los ambientes lenticos de la puna y altiplano boliviano, trópico de Crapicornio". *Boletín de Prehistoria de Chile* (Universidad de Chile, Santiago), 7/8, 100-138.

Ochsenius C., 1985: "Pleniglacial desertization , large-animal mass extinction and Pleistocene-Holocene boundary in South America". *Rev. de Geogr. Norte Grande* (Universidad Católica, Santiago), 12, 35-47.

Oliveira-Almeida L.F., 1986: "Estudio sedimentológico de Testigos del Lago Titicaca: Implicaciones Paleoclimáticas. Tesis de Grado, Universidad Mayor de San Andrés, La Paz.

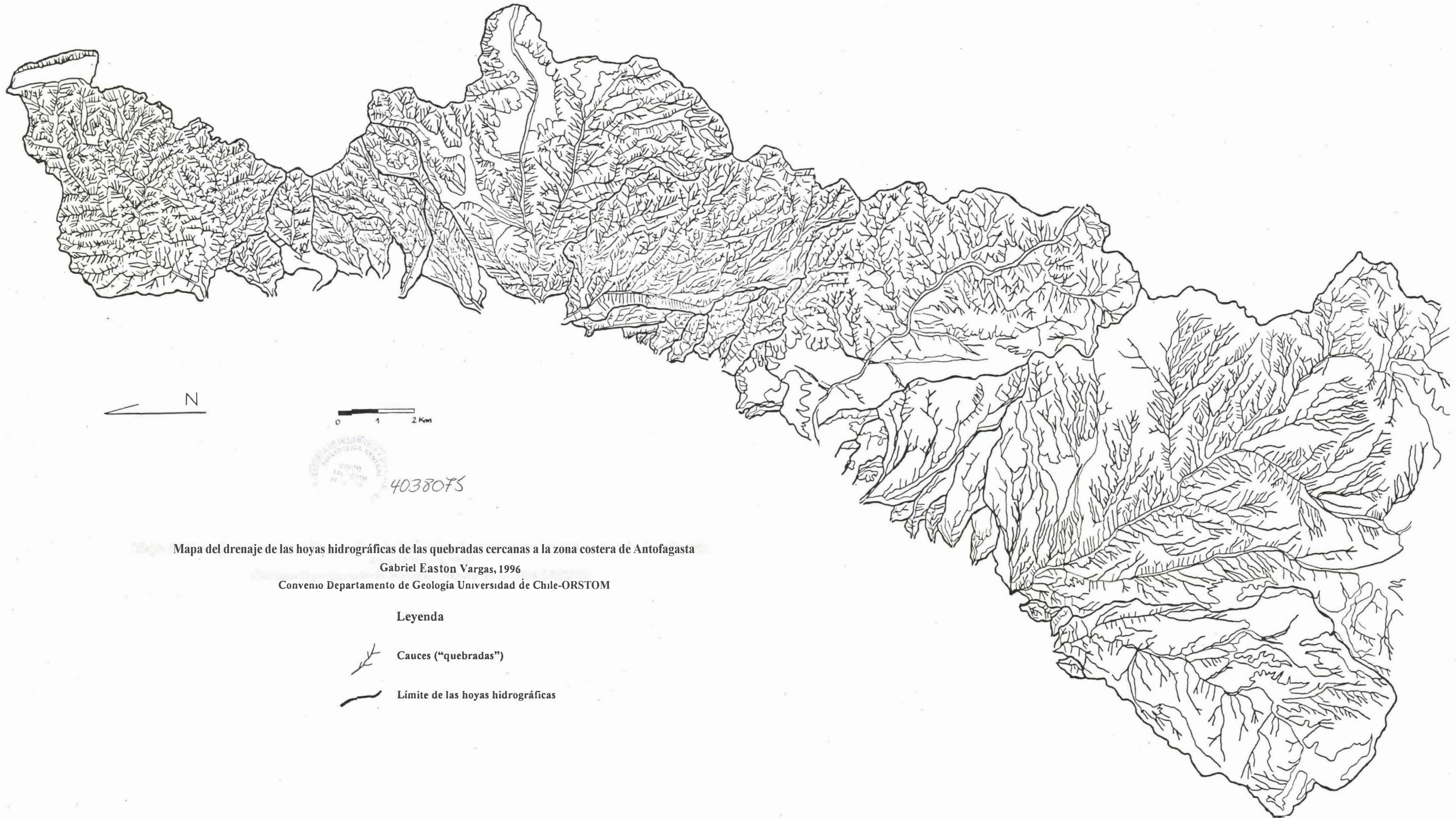
Ortlieb L., 1993: "Vertical motions inferred from Pleistocene shoreline elevations in Mejillones Peninsula, northern Chile: Some reassessments". II Intern. Sympos. on Andean Geodynamics (Oxford, 1993), ext. abstr. vol., 125-128.

- Ortlieb L., Ghaleb B., Hillaire-Marcel Cl., Richet P., 1993:** "Deformación de la línea de costa del último interglacial en la región de Antofagasta, norte de Chile". En: "El Cuaternario en Chile", C. Villagrán ed., Abstracts vol., 1993.
- Ortlieb L., Ghaleb B., Goy J.L., Zazo C., Thiele R., 1994:** "Terrazas Marinas Pleistocénicas del Area de Hornitos (II Región): Nuevos Estudios Morfoestratigráficos y Neotectónicos en el Norte Grande de Chile". Actas VII Congr. Geol. Chileno, vol. I, 356-360.
- Ortlieb L., Guzmán N., 1994:** "La malacofauna pleistocena de la región de Antofagasta: variaciones en la distribución biogeográfica y potencial paleoceanográfico" Actas VII Congr. Geol. Chileno (Concepción, 1994), vol. 1, 498-502. **Ortlieb L., 1994:** "Evolución de la aridez en el desierto de Atacama durante el Cuaternario: Nuevas perspectivas". Actas VII Congr. Geol. Chileno (Concepción, 1994), vol. 1, 351-355.
- Ortlieb L., Goy J.L., Zazo C., Hillaire-Marcel Cl., Vargas G., 1995:** "Late Quaternary coastal changes in northern Chile". IGCP 367 Annual Meeting. Antofagasta, Chile. Guidebook for a fieldtrip.
- Paskoff R., 1973:** "Radiocarbon dating of marine shells taken from the north and central coast of Chile". 9th Congr. INQUA (Christchurch, 1973), Abstr. vol., 281-282.
- Paskoff R., 1976:** "Sur l'origine du grand escarpement cotier du désert chilien". XXIII Intern. Geogr. Congr. (Moscow, 1976), Sect. Geomorphology and Paleogeography, vol. 1, 207-211.
- Paskoff R., 1978:** "Sur l'évolution géomorphologique du grand escarpement cotier du désert chilien". *Geogr. phys. Quat.*, vol. 32, No4, 351-360.
- Paskoff R., Naranjo J.A., 1979:** "Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud désert d'Atacama (Chili)". C.R. Acad. Sci. Paris, D, t.289, 1203-1206.
- Porter S.C., 1981:** "Pleistocene glaciation in the Southern Lake District of Chile". *Quaternary Research*, 16: 263-292.
- Radtko U., 1989:** "Marine Terrassen und Korallenriffe. Das Problem der Quartären Meeresspiegelschwankungen erläutert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados". Düsseldorf geographische Schriften, Heft 27, 245 p.
- Recabarren F., Obilinovic A., Panadés J., 1983:** "Coloso: una aventura histórica". Universidad de Antofagasta y Empresa Minera Escondida, editores.
- Reimers C.E., Suess E., 1983:** "Spatial and temporal patterns of organic matter accumulation on the Peru continental margin". In: Coastal upwelling, its sediment record, Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, J. Thiele and E. Suess (eds), Plenum Press, New York, 311-345.
- Rutland R.W.R., 1971:** "Andean orogeny and ocean floor spreading". *Nature*, 233: 254-255.
- Sancetta C., Imbrie J., Kipp N.G., 1973:** "Climatic record of past 130,000 years in North Atlantic deep sea core V23-82: correlation with terrestrial record". *Quat. Research*, 3(1), 110-116.
- Sáez A., Cabrera L., Chong G., Jensen A., Pueyo J., Wilke H., Bevacqua P., Grosjean M., 1995:** "Cenozoic and quaternary lacustrine systems in northern Chile (Central Andes, Arc and Fore-Arc

- zones)". Recent and ancient lacustrine systems in convergent margins. GLOPALS-IAS Meeting, 1995. *Excursion Guidebook*.
- Scheuber E., 1987:** "Geologie der nordchilenischen Küstenkordillere zwischen 24°30' und 25°S, unter besonderer Berücksichtigung duktiler Scherzonen im Bereich des Atacama Störungssystems". Doct. thesis, Geol. Inst. Frei, Univ. Berlin.
- Schubert C., 1988:** "Climatic changes during the last Glacial Maximun in Northern South America and the Caribbean: A Review". *Interciencia*, 13(3): 128-137.
- Schweigger E.H., 1964:** "El litoral peruano". Univ. Nac. Federico Villareal, Lima, 2nda ed., 414 p.
- Schwerdtfeger W., 1976:** "Climates of Central and South América". World Survey of Climatology, vol. 12.
- Servant M., Fontes J.C., 1978:** "Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviénes: Premières interpretations paléoclimatiques". Cahier ORSTOM. Séries Geologie, 10: 5-23.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D., 1973:** "Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale". *Quat. Research*, 3, 1: 39-55.
- Shackleton N.J., Backman J., Zimmerman H.B., Kent D.V., Hall M.A., Roberts D.G., Schnitker D., Baldauf J.G., Desprairies A., Homrighausen R., Huddlestun P., Keene J.B., Kaltenback A.J., Krumsiek K.A.O., Morton A.C., Murray J.W., Westberg-Smith J., 1984:** "Oxygen isotope calibration of the onset of icerafting and history of glaciation in the North Atlantic region". *Nature*, 307, 620-623.
- Shackleton N.J., Hall M.A., 1985:** "Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep-Sea drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history". *Int. Rep. Deep Sea Driling Project*, 81, 599-609.
- Shackleton N.J., Imbrie J., Pisias N., 1988:** "The evolution of oceanic oxygen isotope variability in the North Atlantic over the past three million years". *Phil. Trans. R. Soc. London*, B318, 679-688.
- Silva P.G., Harvey A.M., Zazo C., Goy J.L., 1992:** "Geomorphology, depositional style and morphometric relationships of quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, southeast Spain)". *Z. Geom. N. F.* 36, 3: 325-341.
- Strecker M.R., 1987:** "Late Cenozoic Landscape Development, the Santa María Valley, Northwest Argentina". PhD Dissertation, Cornell University, Ithaca, New York.
- St. Amand P, Allen C.R., 1960:** "Strike-slip faulting in Northern Chile. Geological Society of America, Bulletin (Abstract), Vol. 71, p 1965.
- Stuardo J., 1979:** "Sobre la clasificación, distribución y variación de *Concholepas concholepas* (Bruguiere, 1789): un estudio de taxonomía beta". *Biol. Pesquera Chile*, 12: 5-38.
- Tobar A., 1966:** "Estratigrafía del área Baquedano-Rencoret". Provincia de Antofagasta. Tesis de Grado, Universidad de Chile, 69 p.
- Uribe F., Niemeyer H., 1984:** "Franjas Miloníticas en la Cordillera de La Costa de Antofagasta (Cuadrángulo Cerro Cristales, 24°00'-24°15'S) y la distribución del Basamento precámbrico". *Rev. Geol. de Chile*, No 23, 87-91.

- Villagrán C., 1993:** "Una interpretación climática del registro palinológico del último ciclo glacial-postglacial en Sudamérica". *Bull. Inst. fr. études andines*, 22 (1): 243-258.
- Veit H., 1991:** "Jungquartäre Relief-und Bodenentwicklung in der Honchkordillere im Einzugsgebiet des Río elqui (NordChile, 30°S)". *Bamberger Geographische Schriften*, 11: 81-97.
- Veit H., 1993:** "Upper Quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (Northern Chile): an overview". *Mountain Research and Development*, vol., 13, 2: 139-144.
- Veit H., 1994:** "Estratigrafía de capas sedimentarias y suelos correspondientes en el centro-sur de Chile". *Revista Chilena de Historia Natural*, 67: 395-403.
- Veit H., 1996a:** "Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 107-119.
- Veit H., 1996b:** "Holocene landscape and climate evolution of the Central Andes". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 7/8: 887-895.
- Veit H., 1996c:** "Holocene climatic changes and atmospheric paleocirculation in the northwestern part of the « Arid Diagonal » of South America". *Bamberger Geographische Schriften Bd.*, 15: 344-358.
- Wefer G., Dunbar R.B., Suess E., 1983:** "Stable isotopes of foraminifers off Peru recording high fertility and changes in upwelling history". In: Coastal upwelling, its sediment record, Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling, J. Thiele and E. Suess (eds), Plenum Press, New York, 295-307.
- Wirrmann D., De Oliveira L.F., 1987:** "Low Holocene level (7700 to 3650 years ago) of lake Titicaca (Bolivia)". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59: 315-323.
- Wirrmann D., Mourguiart P., 1987:** "Oscillations et paléosalinités des lacs du Quaternaire récent en Bolivie". *Géodynamique*, 2 (2): 98-101.
- Wright H.E., 1983:** "Late-Pleistocene glaciation and climate around the Junín Plain, central Peruvian highlands". *Geografiska Annaler*, 65A: 35-43.
- Wright H.E., 1984:** "Late Glacial and Late Holocene moraines in the Cerros Cuchpanga, Central Perú". *Quaternary Research*, 21: 275-285.







Mapa del drenaje de las hoyas hidrográficas de las quebradas cercanas a la zona costera de Antofagasta

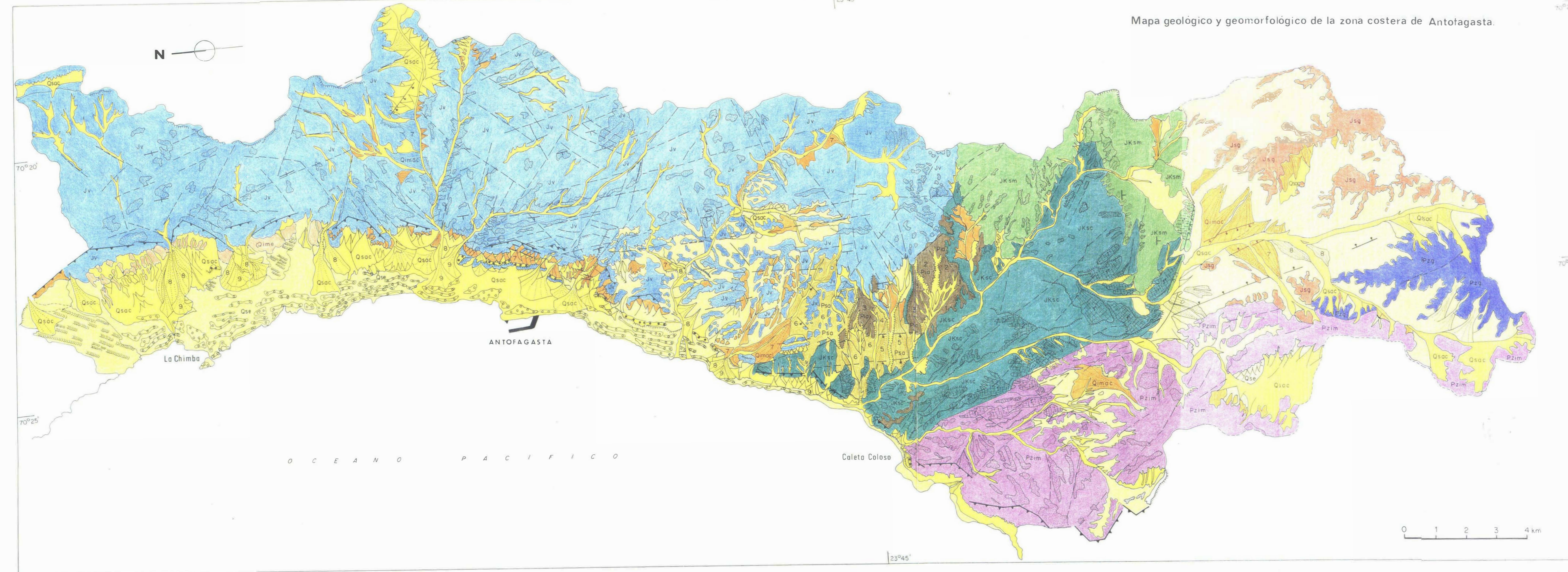
Gabriel Easton Vargas, 1996

Convenio Departamento de Geología Universidad de Chile-ORSTOM

Leyenda

-  Cauces ("quebradas")
-  Limite de las hoyas hidrográficas

Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta.



Mapa geológico y geomorfológico de la zona costera de Antofagasta.

LEYENDA

- | | |
|---|--|
| <p>SEDIMENTOS PLOCIENOS Y CUATERNARIOS</p> <ul style="list-style-type: none"> Qsac
Pleistoceno tardío - Holoceno gravas y arenas de conos aluviales y laderas. Jv
a) sin cobertura de manto de arenas eólicas
b) con cobertura de manto de arenas eólicas. Qime
Pleistoceno temprano - medio arenas eólicas dispuestas en dunas y mantos. Qimac
Pleistoceno temprano - medio gravas y arenas de conos aluviales y laderas. Psa
a) Plioceno temprano (a), Plioceno tardío (b) gravas y arenas de abanicos aluviales. <p>ROCA FUNDAMENTAL</p> <ul style="list-style-type: none"> JKsm
Cretácico - Formación El Way (calizas y margas fosilíferas marinas) JKsc
Cretácico - Formación Caleta Coloso (conglomerados y areniscas rojas continentales) Jsg
Jurásico - granitos, granodioritas y dioritas. Jv
Jurásico - Formación La Negra (andesitas y rocas volcanoclásticas) Pzim
Paleozoico ó Jurásico - Formación Jorgino-Balfin (gneises, anfibolitas y esquistos) Pzg
Paleozoico - granitoides | <p>SIMBOLOS GEOMORFOLOGICOS</p> <ul style="list-style-type: none"> Paleosuelos y regolitos en la superficie de las rocas del substrato Terraza de abrasión marina de edad pliocena tardío - pleistoceno temprano (Terr. Antofagasta) Labrada en rocas del substrato Terrazas de abrasión marina pleistocenas, labradas en las rocas del substrato, y cubiertas por sedimentos pleistocenos (a), con manto de arenas eólicas superficiales (b) Superficies de erosión (1 a 2' cronología relativa) Abanicos y conos aluviales (1 a 9' cronología relativa) Dunas eólicas Escarpe Costero Escarpes <p>ESTRUCTURAS</p> <ul style="list-style-type: none"> Estratos verticales Rumbo y manto de estratos Lineamientos Falla afectando sedimentos pliocenos o cuaternarios Facetas triangulares de escarpe de falla |
|---|--|

Elaborado por Gabriel Easton Vargas, 1996 (Roca fundamental modificada de Ferraz y Di Biase, 1978)
 Convenio Departamento de Geología, Universidad de Chile - ORSTOM

