



**Universidad de Chile
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Geografía**

Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo

**ASPECTOS GEODINÁMICOS DEL DESIERTO
COSTERO DE ATACAMA, SECTOR ALTO
PATACHE (OASIS DE NIEBLA) Y BAJO
PATACHE**

HÉCTOR HERNÁN ORELLANA CORTÉS

Profesor Guía: María Victoria Soto.

SANTIAGO, 2010

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Doctor en Geografía Física, Belisario Andrade, por haber ayudado y cooperado en temáticas geomorfológicas y además por haber sido el primer nexo con el Centro del Desierto de Atacama, del cual estoy gratamente agradecido. En dicha institución, obtuve mi primer acercamiento al apasionante mundo de la investigación, además de compartir y conocer gente, con bastante experiencia en geografía desértica, como los docentes Pilar Cereceda, Pablo Osses y Mauricio Calderón, este último, guía en el trabajo de terreno y en la redacción del informe de práctica. Por otra parte, un agradecimiento a la Sra. Ruth Hofmann, miembro activo del centro del desierto de Atacama. Y por que no mencionar a, Miriam Ibáñez alumna de Geografía de la Universidad Católica, quien me ayudo bastante en lo que a SIG se refiere.

Por otra parte, mis agradecimientos al candidato a Doctor en Geología en la Universidad de Chile, Fernando Sepúlveda y a la Doctora Paulina Vásquez, ambos personal del SERNAGEOMIN, quien desde un principio, estuvieron dispuestos a responder dudas en geología de la Región de Tarapacá, así como también estar conmigo en un día de salida de campo, en mi área de estudio.

Otra persona a quien debo dar mis consideraciones es al Dr. in Geology, Adrian Hartley, docente de la University of Arberdeen, de Inglaterra, quien siempre accedió a enviar los paper que le pedía en lo referente al estudio de la aridez del Desierto de Atacama, así como también en geología o geomorfología estructural.

Se agradece a los profesores de la comisión, de esta memoria de título, en especial a la docente y profesora guía Maria Victoria Soto, quien siempre estuvo dispuesta ayudar y responder dudas de la memoria, así como también, facilitar el material a su disposición.

Para terminar, el agradecimiento a la Universidad de Chile, por haberme dado la formación profesional y la posibilidad de cursar ramos adicionales en otras carreras, que junto con mi formación, desembocaron en mi amor por las geociencias o ciencias de la tierra.

ÍNDICE

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	Página
AGRADECIMIENTOS.....	2
RESUMEN.....	6
1.INTRODUCCIÓN.....	7
2.OBJETIVOS.....	8
3.HIPÓTESIS DE TRABAJO	8
4.PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	8
5.ESTADO DEL ASUNTO	11
5.1 GEOLOGÍA	10
5.1.1Marco Geológico Regional.....	10
5.1.2Geología de Alto Patache	15
5.2GEOMORFOLOGÍA DE AMBIENTES ÁRIDOS	17
5.2.1Ambientes Áridos	17
5.2.2Procesos de Meteorización en Zonas Áridas.....	17
5.2.3Causas de la Aridez	18
5.2.4Oasis de Niebla.....	19
5.2.5Desierto.....	19
5.2.6Rasgos Climáticos de los Desiertos.....	19
5.2.7Superficie del Desierto	20
5.2.8Desierto de Atacama.....	21
5.2.9Acumulaciones Eólicas	23
5.2.10Cordillera de la Costa (Gran Escarpe Costero ó Farellón Costero).....	24
5.2.11La Planicie Costera.....	26
5.2.12Terrazas Marinas	26
5.2.13Geomorfología de Alto Patache	27
6.PLANTEAMIENTO METODOLOGICO	28
7.RESULTADOS	36
7.1ÁREA DE ESTUDIO	36
7.2PAISAJE GEOLÓGICO	38
7.2.1Geología de Alto Patache-Bajo Patache.....	38
7.2.2Geología Estructural	44
7.3PAISAJE GEOMORFOLÓGICO Y DINÁMICO.....	46
7.4TIPOLOGÍA EN LA CARTA GEOMORFOLÓGICA	52
7.4.1Sistema Depositional	54
7.4.2Remanente de Erosión	61
7.4.1Sistema de Vertiente.....	66
7.5 ESTRUCTURAS Y SUPERFICIES SEDIMENTARIAS	67

8.DISCUSIÓN.....	70
9.CONCLUSIÓN.....	72
10.BIBLIOGRAFÍA.....	74
11.ANEXO CARTOGRAFÍA.....	85

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
1. CONTEXTO GEODINÁMICO DEL NORTE DE CHILE	11
2. CONTEXTO GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DEL NORTE DE CHILE	12
3. TECTÓNICA DEL CICLO ANDINO.....	13
4. ESTADO DE LA CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE TARAPACÁ	15
5. PROGRAMAS DE CARTAS GEOLÓGICAS.....	16
6. CURVA DE LAS FLUCTUACIONES GLOBALES DE NIVEL MARINO.....	27
7. CLASIFICACIÓN GEOMORFOLÓGICA	29
8. CLASIFICACIÓN DE LOS PROCESOS DE TRANSPORTE	33
9. CLASIFICACIÓN DE DUNAS SEGÚN LIVINGSTONE Y WARREN (1996).....	34
10. MAPA DEL ÁREA DE ESTUDIO	37
11. DIACLASAS EN AFLORAMIENTO ANDESITICO (FORMACIÓN OFICINA VIZ).....	40
12. CARTA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	43
13. SISTEMA DE FALLAS DE ATACAMA	45
14. SISTEMA DE FALLAS DE ATACAMA EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	46
15. MORFOESTRUTURAS EN EL ÁREA DE ESTUDIO	47
16. SUSTRATO DE LA PLANICIE LITORAL	48
17. ALVÉOLOS DE LA PLANICIE LITORAL.....	48
18. PERFIL TOPOGRÁFICO AA` - GRAN ESCARPE COSTERO.....	49
19. PERFIL TOPOGRÁFICO BB` - GRAN ESCARPE COSTERO.....	50
20. PERFIL TOPOGRÁFICO CC` - GRAN ESCARPE COSTERO	50
21. LOCALIZACIÓN DE LOS PERFILES TOPOGRÁFICOS	51
22. CARTA GEOMORFOLÓGICA	53
23. PALEOFLUJO DE DETRITOS EN EL SECTOR DE LA MESETA	54
24. SISTEMA DEPOSICIONAL DEL GRAN ESCARPE COSTERO	55
25. HISTOGRAMA DE LA MUESTRA DEL MANTO EÓLICO	56

26. CURVA ACUMULATIVA DE FRECUENCIA DE LAS MUESTRAS DE ARENAS.....	56
27. BARJAN DEL CAMPO DUNAR	58
28. BARJANOIDE DEL CAMPO DUNAR.....	58
29. HISTOGRAMA DE LA MUESTRA DE ARENA DE DUNA	59
30. LUGAR DE MUESTRA DE LAS ARENAS	60
31. PALEOTALWEG.....	61
32. PALEOTALWEG INCIDIDOS CON COBERTURA EÓLICA.....	62
33. ESCARPE DE LAS TERRAZAS MARINAS	62
34. TERRAZAS MARINAS EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA PLANICIE COSTERA...	64
35. PERFIL TOPOGRÁFICO DD` -TERRAZAS MARINAS.....	65
36. NIVELES DE TERRAZAS MARINAS VISIBLES (TM1-TM2).....	65
37. EVIDENCIA DE TRANSGRESIÓN AMRINA EN TM1.....	66
38. LADERA DE RECUBRIMIENTO (BIOCOSTRA Y CLASTO)	67
39. PAVIMENTO DESÉRTICO EN LA MESETA DE ALTO PATACHE.....	68
40. PROCESOS DE AGRIETAMIENTOS EN ALTO PATACHE	68
41. GRIETAS DE SECAMIENTO EN ALTO PATACHE	69
42. BIOCOSTRA EN EL SECTOR DE ALTO PATACHE	69

ÍNDICE DE TABLAS

1. DISTRIBUCIÓN TEXTURAL SEGÚN WENTWORTH (1922)	30
2. NOMENCLATURA PARA LA SELECCIÓN DEL TAMAÑO DE GRANO.....	32
3. NOMENCLATURA PARA LA ASIMETRÍA DEL TAMAÑO DE GRANO	32
4. NOMENCLATURA PARA LA CURTOSIS DEL TAMAÑO DE GRANO.....	33
5. RESULTADOS DEL ANÁLISIS ESTADÍSTICO DEL MANTO EÓLICO	56
6. RESULTADOS DEL ANÁLISIS ESTADÍSTICOS DE LA ARENA DE DUNA.....	59

RESUMEN

Se estudia la geodinámica del sector Oasis de Niebla de Alto Patache y Bajo Patache, localizado en la I Región de Tarapacá, con el propósito de identificar sus características geomorfológicas, las relaciones con su entorno, los diferentes estadios evolutivos y los procesos que operan hoy en día, teniendo en cuenta la hiperaridez del sector. Con objeto de poder generar una informe y cartografía final a escala 1:10.000, como profundización, al estudio del proyecto "Bases Geográficas para la Elaboración del Plan de Manejo para la Conservación de la Biodiversidad del área Protegida Oasis de Niebla de Alto Patache", administrado por el Centro del Desierto de Atacama de la Pontificia Universidad Católica de Chile, financiado por Comisión Nacional del Medio Ambiente, cuyo propósito es crear un área protegida, dado que este sector se localiza en uno de los pocos relictos de biodiversidad, derivado del oasis de niebla.

Palabras claves: geodinámica, oasis niebla, geomorfológicas, hiperaridez, relictos.

ABSTRACT

We study the geodynamics of Alto Patache at Fog Oasis and Bajo Patache, located in Tarapacá Region, to identify its morphological, relations with the environment, different evolutionary stages, and the processes that operate today in day, taking into account the hyper arid of sector. In order to generate a final report and maps at 1:10.000 scale, that is a completion part of the project "Geographical Basis for the Development of the Management Plan for Conservation of Biodiversity Protected Area Alto Patache at Fog Oasis ", management for Atacama Desert Center, of the Pontificia Universidad Católica de Chile, funded by Comsión Nacional del Medio Ambiente, which aims is to be a protected area, because this sector is located in one of few biodiversity relicts derived from the fog oasis .

Key words: geodynamic, fog oasis, geomorphological, hyper arid, relict.

1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático en la actualidad, es uno de los factores más importantes que está viviendo el mundo, y Chile no es la excepción, por lo cual, el comprender de mejor manera nuestro territorio y su geodinámica nos puede orientar a una mejor forma de tomar decisiones.

Para el norte de Chile, específicamente en el Desierto de Atacama, se hace fundamental el comprender los cambios evolutivos que ha tenido su geología y geomorfología, ya que constituye, el lugar más árido del mundo (Weischet, 1975). A pesar de estas condiciones actuales extremas, es posible en algunos sectores del desierto costero perteneciente al Desierto de Atacama hallar la formación de una neblina litoral denominada "camanchaca", que se presenta a lo largo de la Cordillera de la Costa (300 a 600 m de altitud), y que permite el desarrollo de un tipo de vegetación baja que ha sido descrita como "oasis de niebla" (Cereceda et. al., 1999;). Uno de los Oasis de Niebla, es el de Alto Patache, localizado a unos 65 Km. al sur de la ciudad de Iquique, en la Región de Tarapacá. En este sector, las comunidades vegetacionales que se desarrollan son extremadamente frágiles, pues representan islas separadas por un hábitat hiperárido desprovisto de vegetación (Rundel et al., 1991). Dada estas condiciones y que los estudios en el sector del Alto Patache y Bajo Patache, carecen a la fecha de un estudio geodinámico, salvo algunas aproximaciones, se propone analizar dichas características y generar una cartografía de detalle de la geomorfología del lugar.

2. OBJETIVOS

Objetivo General

Elaborar la carta geomorfológica que exprese las formas, procesos relictos y actuales que operan en el paisaje de Alto Patache (oasis de niebla) y Bajo Patache.

Objetivos Específicos

Describir, analizar las litologías y las formaciones geológicas del sector para la comprensión geomorfológica del lugar.

Identificar y describir las formas del relieve presentes en el sector, a escala 1:10.000.

Caracterizar las arenas de la cobertura dunar y del manto eólico en la vertiente sur del Gran Escarpe Costero, para una mayor comprensión de su comportamiento geodinámico.

Recopilar, identificar, describir aspectos morfoestructurales presentes, para la comprensión de su dinámica geomorfológica.

3. HIPÓTESIS DE TRABAJO

Dada las características de hiperáridez, presentes en el norte de Chile, y que la antigüedad máxima de la aridez es Oligocena (*Dunai, et., al, 2005*), se establece como hipótesis, que las formas relictuales, anteriores al Oligoceno, están siendo modificadas por los procesos eólicos.

4. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El interés e importancia del manejo sustentable y desarrollo de las zonas áridas es una temática cada vez más importante a nivel mundial (Tooth, 2009) y Chile no es la excepción, toda vez que existe un centro dedicado al estudio del Desierto de Atacama. El interés por comprender el comportamiento geográfico de dichas zonas se ha incrementado. Un claro ejemplo es el Desierto de Atacama, considerado el más árido del planeta, debido a la ausencia de lluvias y la extremada amplitud térmica (Weischet, 1975;

Middelton, 1997). Este ambiente, desde el punto de vista del dominio morfoclimático, es considerado como de hiperaridez, de acuerdo con la tipología de Tricart (1965). Tales condiciones morfoclimáticas estarían presentes desde el Mioceno-Oligoceno superior (Dunai *et al.*, 2005).

Esta característica aridez, se debe a la convergencia de múltiples factores, como su posición latitudinal, que lo ubica en el lugar de descenso de la celda convectiva de Hadley, generando altas presiones; la gran elevación de la Cordillera de los Andes, que actúa como una barrera orográfica ante la humedad proveniente de la advección tropical a subtropical del este; la influencia del Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, que impide el avance de humedad frontal proveniente del sur, y la presencia de la corriente fría de Humboldt, que fluye hacia el norte a través de la costa, que además genera surgencia la que favorece la inversión térmica que impide el ascenso del aire y la penetración de la humedad desde el Océano Pacífico, (Nishiizumi *et al.*, 1998).

Esta condición de aridez, es perfecta para el estudio de la geomorfología, dado que ha permitido la preservación del estado morfoestructural del relieve, tales como las terrazas marinas (Marquardt *et al.*, 2004). Otro rasgo fundamental del desierto de Atacama, es que hacia su sector costero, se localiza el Gran Escarpe Costero, que es un abrupto acantilado que supera 700 m.s.n.m, que recorre la costa por más de 1000 km de distancia (Paskoff, 1978-1979).

Estas particularidades del paisaje desértico costero, también se encuentran en el sector de Alto Patache y Bajo Patache, está localizado a unos 65 km al sur de la ciudad de Iquique, I región de Tarapacá, donde existe uno de los cinco o seis oasis de niebla de tipo relictual, conocidos en Chile, entre Pisagua y el río Loa (Larraín *et al.*, 2001). Consecuentemente surge la necesidad de comprender el funcionamiento y los mecanismos del medio ambiente regional y local, sustentado además por la “Estrategia y Plan de Acción para la Conservación de la Biodiversidad en la Región de Tarapacá”, de la Comisión Nacional del Medio Ambiente (2002), en donde la geomorfología juega un rol fundamental, en la dinámica del Desierto Costero del Norte de Chile y explican la presencia de oasis relictos.

En relación a los estudios del sector, se debe señalar que estos son escasos, salvo por algunos aproximaciones geomorfológicas, como los estudios de Paskoff (1978-1979), Velozo (1978), Araya (1976), este último referido a la tipología geomorfológica regional de costa. Con respecto a la geología, solamente existe, la Carta Geológica de Chile, del SERNAGEOMIN (2002), a escala 1:1.000.000 y los estudios de las áreas cercanas por Thomas (1970) y Skarmeta *et al.*, (2001). Actualmente está en ejecución el proyecto, del Centro del Desierto de Atacama, denominado; “Bases Geográficas para la Elaboración del Plan de Manejo para la Conservación de la Biodiversidad del área Protegida Oasis de Niebla de Alto Patache” y producto de ello se ha generado el trabajo de Orellana (2009), como una primera aproximación a la geomorfología del lugar.

En concordancia con lo anterior, cobra mayor relevancia, la necesidad de *generar información más acabada, sobre la evolución y dinámica geomorfológica, así como también, recopilar, analizar y describir las características geológicas de este tipo de paisajes, especiales y vulnerables.*

5. ESTADO DEL ASUNTO

5.1 GEOLOGÍA

5.1.1 *Marco Geológico Regional*

La geodinámica del Norte de Chile (18°S-22°S) se caracteriza por la convergencia oblicua de las márgenes de placa tectónica, por el arco volcánico de la Cordillera de los Andes y por su antearco en donde se localiza el Sistema de Fallas de Atacama, el cual es el principal rasgo tectónico de la Cordillera de la Costa, y consiste en una discontinua y recubierta de fallas striking subparalelas al margen continental, que pueden ser seguidas por mas de 1000 km desde Iquique (20°30'S) a La Serena (29°45'S).

(Riquelme et al., 2003). (Figura N°1).

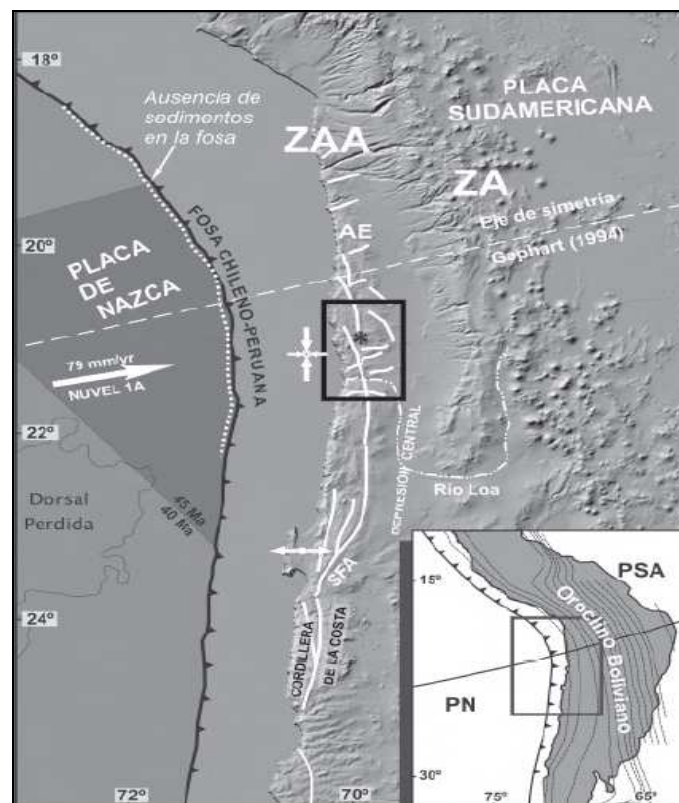


Figura N°1. Contexto Geodinámico de la Convergencia Oblicua del Norte de Chile.

ZA: Zona del Arco; ZAA: Zona del Antearco; AE; Antearco Externo. SFA: Sistema de Fallas de Atacama. La Línea segmentada blanca en la fosa indica la zona con ausencia de sedimentos según Schweller et al., 1981.

Fuente: Carrizo et al., 2008.

Por otra parte, a nivel regional el sector está caracterizado por la presencia de rocas volcanosedimentarias procedentes del Mesozoico, las que han sido identificadas principalmente por las formaciones La Negra, Oficina Viz y otras (Figura N°2).

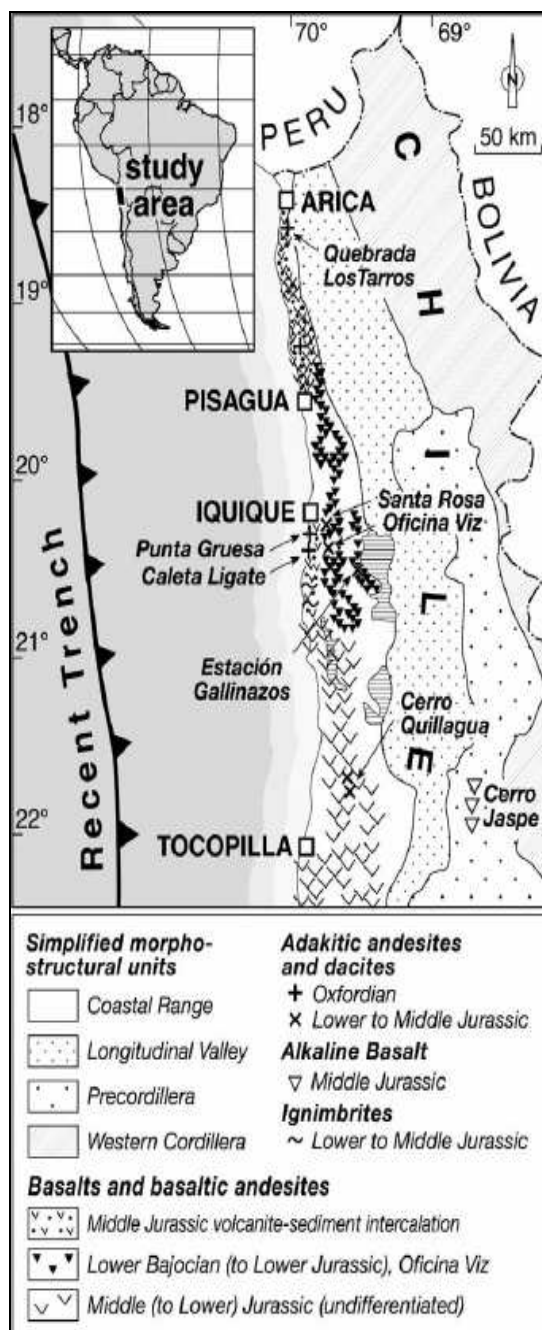


Figura N°2. Mapa Geológico Simplificado del Norte de Chile (18°30'S-22°S)
Fuente: Kramer et al., (2005)

En relación al escenario volcánico, que es fundamentalmente de edad jurásica, ha sido dividido por Hilldebrandt et al., (2000) en tres segmentos, basados en sus características litológicas. Esta clasificación es:

26°20'S-25°20'S, lavas básicas y piroclásticas con intercalaciones de sedimentos terrígenos volcanoclasticos, seguidas de ignimbritas y lavas ácidas a intermedia.

25°S-21°40'S, flujos de lavas intermedias con interestratificación epiclásticas de areniscas.

21S-18°30'S, Flujos de lavas intermedia con minerales de anfibola, seguido de rocas volcánicas explosivas bimodal y flujos de lavas de intermedia hasta ácida, ignimbritas, tobas y sedimentos volcanoclasticos.

En relación a estas rocas ígneas, desde el punto de vista de la tectónica del ciclo andino, ha sido clasificado y dividido en varios periodos y edades según el evento magmático ocurrido, de acuerdo con la clasificación de Coira et al., (1982) y a la modificación de Charrier et al., (2007) (Figura N°3).

ANDEAN TECTONIC CYCLE			
PERIODS*	STAGES**	SUBSTAGES**	AGE
Late Period	Third Stage		Late Paleogene to Present
	Second Stage	Second Substage	Early Paleogene (Paleocene-Early Eocene)
First Substage		late Early Cretaceous to Late Cretaceous	
Early Period	First Stage	Second Substage	Kimmeridgian-Tithonian to Albian
		First Substage	late Early Jurassic to Kimmeridgian

* Subdivision according to Coira et al. (1982)
 ** Subdivision according to this work

Figura N°3. Tectónica del Ciclo Andino.

Fuente: Charrier et al., 2007. In: Moreno et Al., (eds) The Geology of Chile. The Geological Society, London.

Este ciclo andino, comenzó en el tiempo Jurásico Temprano, una vez que el periodo de tranquilidad (reposo) del movimiento de placas llegó a su fin y se renovó la actividad de la subducción. Este ciclo tectónico se refleja en la evolución del activo margen continental en el oeste de Gondwana y Sur América, durante la separación continental y la deriva continental.

La renovación de la actividad de subducción ha creado un Arco Andino Magmático que ha continuado casi ininterrumpido hasta el presente día. Estos cambios paleogeográficos, han sido subdivididos en etapas, subetapas y edades, como consecuencias de pequeñas modificaciones a lo anterior, y producto de la modificación de los modelos regionales de convergencia y subducción. Es así como a nivel regional, en la primera edad (Jurásico Temprano Tardío- Cretácico Temprano-Tardío), se caracterizó por el desarrollo de un arco magmático orientado N-S a lo largo de la actual Cordillera de la Costa y por la generación de una cuenca de antearco al este del arco volcánico. La que en la actualidad, solo la porción este de dicho Arco Jurásico, están preservado, en lo más al norte de Chile.

Esta primera subetapa (Jurásico Temprano-Tardío al Kimmeridgiano), está caracterizada por una intensa actividad en el Arco y el desarrollo de un ciclo marino de transgresión – regresión en la cuenca del antearco. La segunda subetapa (Kimmeridgiano al Aptiano-Albiano), que está caracterizada, aparentemente por la falta de actividad en el arco, en algunas regiones, y por un segundo ciclo marino de transgresión-regresión en la cuenca de antearco, excepto en las regiones de Iquique y Antofagasta, donde las condiciones continentales fueron mantenidas en el antearco.

Por otra parte, este arco volcánico que encuentra asociadas a la Cordillera de la Costa, en el Norte de Chile, y que se desarrollaron en el Jurásico temprano andino, y que están asociados a las andesitas de la Formación La Negra y Oficina Viz, en el presente, su interpretación geológica es muy controversial. Los primeros trabajos interpretados de rocas volcánicas jurásicas dicen que son parte de un arco volcánico en un margen activo continental (Davison et al., 1976; Coira et al., 1982) o parte de una isla de arco (Palacios, 1978). De acuerdo con Rogers y Hawkesworth (1989), las rocas volcánicas de la formación La Negra principalmente fueron formadas en una cuenca de antearco ensialico. Basados en datos de elementos trazas, Bulchet y Tellez (1988) argumentaron que las

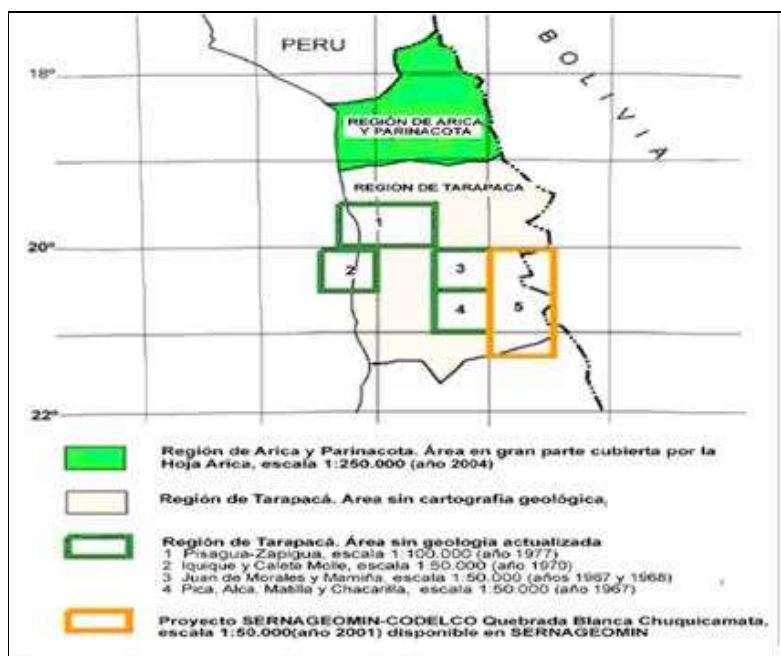
rocas de la Formación La Negra fueron formadas en un antearco y muestran afinidad con placas basálticas. Lucassen et al., (1996) explica que la generación de La Negra es producto del derretimiento por la descompresión del manto litosférico. Por otra parte Scheuber y Reutter (1992) y Pichowiak (1994), propusieron que el volcanismo Jurásico estuvo controlado por estructuras de *pull-apart* (el borde de desplazamiento de una placa tectónica) causadas por la subducción oblicua hacia 190 millones de años.

Para otros autores como Dallmeyer et al., (1996), serían un arco magmático desarrollado en marco extensional y transtensional. Pero los últimos estudios, basados en análisis geoquímicas se a obtenido que derivan del manto (Kramer et al., 2005).

5.1.2 Geología de Alto Patache

En relación a geología de Alto Patache, sólo existe la cartografía e información del SERNAGEOMIN, correspondiente a la Carta Geológica de Chile 1:1.000.000, que las nombra como rocas Jurásicas volcánicas.

El estado de las cartas geológicas existen en la región son las siguientes (Figura N°4):



**Figura N°4 Estado de la Cartografía Geológica Oficial en la Región de Tarapacá.
Fuente: Cornejo et al., (2007).**

Por lo cual, el sector de Patache, queda absolutamente desprovista de carta geológica a la fecha.

No obstante lo anterior, existe la instancia de elaboración de cartas geológicas.

Las Cartas Geológicas a realizarse son las que se presentan en la Figura N°5:

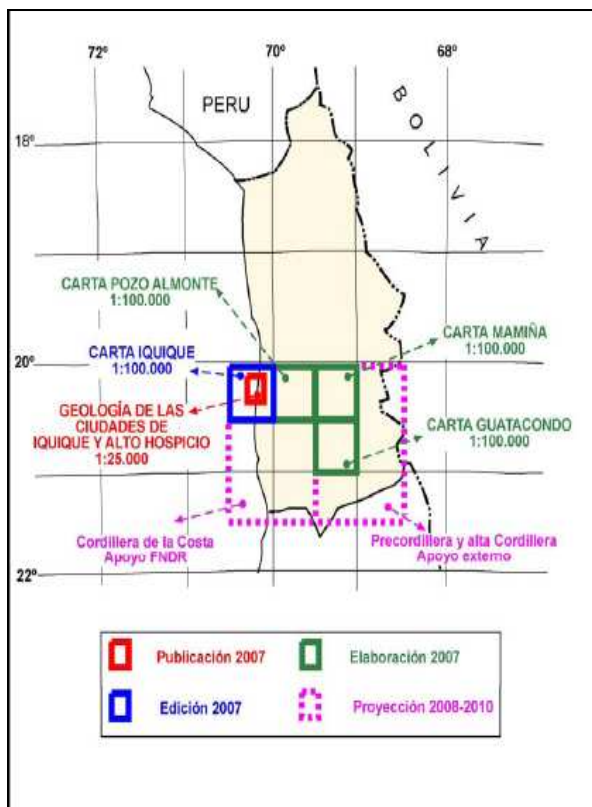


Figura N°5. Programas de Cartas Geológica para el Fondo Nacional de Desarrollo Regional.
Fuente: Cornejo et al., (2007).

El área de estudio, se enmarca en la carta denominada Cordillera de la Costa, que estará lista probablemente para fines del 2010, según Fernando Sepúlveda, personal del SERNAGEOMIN (Comunicación personal, 2009), esta carta es para el Gobierno Regional, como parte del proyecto “Levantamiento Geológico para el Fomento de la Exploración de Recursos Minerales e Hídricos en la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá”. El cual esta financiado por el Fondo Nacional de Desarrollo Regional (Figura N°5).

5.2 GEOMORFOLOGÍA DE AMBIENTES ÁRIDOS

5.2.1 Ambientes Áridos

Son áreas de escasa precipitación y como consecuencia la cobertura vegetal es nula o casi inexistente. Presentan una variable distribución, ya que se localiza en áreas de bajas y altas latitudes, en el interior de los continentes y las orlas litorales, y también se ubican en zonas de elevada altura (Gutiérrez, 2001).

5.2.2 Procesos de Meteorización en Zonas Áridas

- Termoclastía: Que se genera por las variaciones de temperatura que experimenta una roca dando lugar a dilataciones y contracciones que pueden llevar a la rotura de la misma. El calor puede provenir de la radiación solar (meteorización por insolación) (Ollier y Ash, 1983). La mayoría de las rocas están formadas por diferentes minerales y éstos presentan dilataciones térmicas distintas según su color y estructura. Estas dilataciones producen esfuerzos tensionales en el interior de la roca y las contracciones esfuerzos compresivos. Como resultado de las diferentes expansiones y retracciones pueden producirse microfisuras y disgregación granular (Biro, 1968).
- Hidroclastía: Es cuando las rocas en los ambientes desérticos están sometidas a numerosos ciclos de humedecimiento y secado, que producen efectos disruptivos, inducido por el agua. Por lo tanto es más importante cuantos más ciclos de humedecimientos y secado afecten a la roca (Gutiérrez, 2001).
- Haloclastía: En los desiertos es bien conocido la presencia de sales de elevada solubilidad en extensas acumulaciones ligadas a depresiones lacustres o como recubrimientos superficiales en rocas y sedimentos, indicados por la eflorescencia de tonalidades fundamentalmente de tonos blancos (Mabbutt, 1977).
- Actividad Biológica: Las bacterias, algas y líquenes son abundantes en los ambientes desérticos, debido en parte a la acción redistribuidora del viento. Estos

microorganismos, cuyo número de especies es muy elevado, producen meteorización en las rocas y suelos. Las condiciones ambientales, junto con la caracterización de la roca o suelo, determinan el tipo de comunidad existente en la superficie y, por consiguiente, las características de la meteorización biológica (Viles, 1995).

Estos microorganismos pueden crecer bajo la superficie desarrollando biocostras, constituidas con frecuencia por bandas de diferentes coloraciones, llegando a alcanzar hasta 4 cm de espesor (Thomas, 1988). Algunos microorganismos colonizan las grietas existentes y otros se adhieren firmemente a la superficie.

5.2.3 Causas de la Aridez

La aridez está controlada por un conjunto de factores climáticos, orográficos y oceanográficos. En algunas zonas el origen de la escasa disponibilidad hídrica se debe básicamente a una causa concreta, mientras que en otras la aridez resulta de la superposición de varios factores (Thomas, 1997).

El *factor zonal* está en relación con la situación de los desiertos tropicales y subtropicales en la trayectoria de células anticiclónicas. El ejemplo más representativo es el Desierto del Sahara.

Otro factor es la *continentalidad*, que hace referencia a la distancia a la que se encuentran del océano estos desiertos. Un claro ejemplo son las latitudes medias, donde los frentes productores de lluvia van perdiendo paulatinamente su humedad a lo largo de su recorrido hacia el interior de los continentes. Los desiertos de latitudes medias de Asia Central responden a estas características.

El *efecto orográfico* se manifiesta por la presencia de zonas de sombra de lluvia situada a sotavento de cadenas montañosas, en regiones con vientos dominantes, como son los vientos del Oeste o los Alisios. Las masas de aire al descender por la vertiente de la cordillera se calientan y secan adiabáticamente. Este efecto orográfico puede enfatizarse por la situación zonal y la continentalidad.

Las *corrientes oceánicas frías*, como la de Humboldt en el desierto costero de Perú-Chile. La evaporación de la superficie del mar es pequeña, y las precipitaciones, fundamentalmente por niebla y rocío, son bajas o casi inexistentes. Las masas de aire condensan vapor de agua sobre la corriente fría formando niebla y brumas costeras, que se calientan al llegar a la costa, alejándose del punto de saturación.

También hay que considerar el *efecto albedo* o reflectividad de las superficies de los desiertos.

5.2.4 Oasis de Niebla

La niebla que se forman en los desiertos litorales, pueden ser de tipo advectivo y orográfico (Cereceda et al., 2004). La orográfica son las formadas al ascender de forma adiabática el aire por la ladera de barlovento de una montaña. La advectiva por el contrario se trata de una masa de aire húmedo relativamente más cálido que la superficie sobre la cual se desplaza. En el caso de la costa Norte y Central de Chile, se intensifica por la presencia de la Corriente de Humboldt. (Weischet, 1974).

Por otro lado, la distancia que puede penetrar la niebla, depende de las características de la atmósfera: temperatura, humedad y velocidad del viento. (Cereceda et al., 2002). Esta niebla se enfrenta a los acantilados y se concentra, haciendo posibles el desarrollo de un tipo de vegetación conocido como “Oasis de Niebla” en Chile ó “Lomas” en Perú.

5.2.5 Desierto

Los desiertos se forman en regiones en las que la tasa de pérdida de agua por evaporación es mayor que la de la ganancia por precipitación (Duque, 2003).

5.2.6 Rasgos Climáticos de los Desiertos

Existen diferencias muy marcadas entre los desiertos fríos y cálidos. Según Meigs (1953), el límite entre ambos viene dado por la temperatura media del mes más frío, que es cuando es menor de 0°C corresponde con los desiertos fríos.

Los desiertos cálidos se localizan en las zonas tropicales y subtropicales. En ellos las temperaturas son altas, las precipitaciones muy variables, la evaporación elevada y la acción del viento puede ser muy importante. En los desiertos litorales las temperaturas son menos contrastadas con bajos intervalos diarios y estacionales, a diferencia de los desiertos de tierra adentro, en los que las oscilaciones son muy marcadas. En los desiertos litorales afectados por corrientes oceánicas frías las variaciones diarias son de 11°C, la mitad de las que experimentan los desiertos interiores, y las oscilaciones anuales de unos 18°C (Goudie y Wilkinson, 1977).

En los desiertos litorales, por su proximidad al mar, el aire es relativamente húmedo y las precipitaciones suelen ser inferiores a 50 mm. Las nieblas son muy frecuentes y persisten durante más de medio año. Penetran decenas de kilómetros Tierra adentro, proporcionando humedad para el desarrollo de la vegetación. La descarga de las nieblas constituye una parte importante del total de la precipitación (Demangeot, 1981).

Por otro lado, los procesos dominantes se encuentran el dominio eólico y el fluvial, el primero en que reinan las actividades erosivas y de sedimentación del viento, el segundo resulta de la actividad erosiva y acumulativa de las aguas de escorrentía (Coque, 1987).

5.2.7 Superficie del Desierto

Los materiales de la superficie de las zonas áridas y los existentes a poca profundidad están sometidos a numerosos procesos que actúan conjuntamente o por separado, dependiendo de la litología, clima, situación geomórfica, etc. El resultado de esta actividad trae consigo la generación de pavimentos desérticos, barnices, costras, grietas de secamiento.

- Pavimento Desértico: Están formados por fragmentos rocosos, angulosos o redondeados, englobados en una matriz de material más fino de tamaño arena, limo, arcilla (Mabbutt, 1965). Se desarrollan no sólo en superficies de bajo relieve, como abanicos aluviales, terrazas y pedimentos o glaciares, sino también sobre laderas. Pueden encontrarse en otros medios morfoclimáticos, aunque en las

zonas áridas en donde alcanzan su mayor expresión, llegando a ocupar importantes extensiones.

Los procesos que intervienen en su formación, pueden originarse por uno o varios procesos, siendo el más universalmente aplicado para la génesis la deflación, en el que partículas finas son exportadas por el viento, quedando el material grueso como un residuo, que llega a constituir el pavimento.

- Barniz Desértico: En las regiones áridas se reconoce, con relativa frecuencia, la existencia de una fina película de tonos oscuros sobre los materiales aflorantes, denominado barniz desértico.
- Costras: Una de las características de las zonas áridas es la presencia de costras superficiales y subsuperficiales de composición química diferente, que corresponden a costras calcáreas, silíceas y yesíferas (Gutiérrez, 2001).
- Grieta de Secamiento: Al secarse los sedimentos de grano fino humedecidos llegan a alcanzar el límite de contracción, produciéndose la rotura superficial de los mismos. Este agrietamiento al agruparse puede formar sistemas poligonales. Las formas que adquieren estos polígonos depende de las características físicas, químicas y mineralógicas del material y también de las circunstancias ambientales, expresadas por su temperatura y porcentaje de humedad.

5.2.8 Desierto de Atacama

En Chile se localiza el Desierto de Atacama, que se caracteriza por ser el más árido del mundo. Esta característica se debe a la convergencia de múltiples factores, como su posición latitudinal, que lo ubica en el lugar de descenso de la celda convectiva de Hadley, generando altas presiones; la gran elevación de Los Andes, que actúa como una barrera ante la humedad proveniente de la advección tropical a subtropical del este; la influencia del Anticiclón semipermanente del Pacífico Sur, que impide el avance de humedad frontal proveniente del sur y la presencia de la corriente fría de Humboldt, que fluye hacia el norte a través de la costa, y es responsable de la inversión térmica que

impide el ascenso del aire y la penetración de la humedad desde el Océano Pacífico. Esto incluye los bajos ritmos de erosión (Nishiizumi et al., 1998), la acumulación inusual de sales, incluyendo percloratos, yodatos, nitratos en los suelos, entre los más comunes halita, yeso y anhidrita. (Bohlke et al., 1997).

La antigüedad y la historia del contexto climático de esta región, ha sido estudiada y debatida por diversos autores (e.g. Alpers y Brimhall, 1988; Hartley y Chong, 2002; Dunai et al., 2005; Clarke, 2006). Ellos han investigado el registro paleoclimático siguiendo tres líneas principales: el desarrollo de procesos de enriquecimiento supérgeno de cuerpos mineralizados, la acumulación de depósitos sedimentarios que culminan con el desarrollo de niveles evaporíticos y la preservación de rasgos geomorfológicos, particularmente superficies planas que no han estado sujeta a procesos importantes de erosión.

Siguiendo la primera línea de investigación, mediante la cuantificación de tasas de erosión y asumiendo un mínimo de humedad necesaria para el desarrollo del enriquecimiento supérgeno, se ha determinado que la condición de aridez a semiaridez prevalecía en la región al menos desde principios del Mioceno, cambiando a condiciones de hiperaridez desde el Mioceno Medio (Alpers y Brimhall, 1988), lo que es atribuido a una disminución de la temperatura del océano producto de la aparición de la corriente fría de Humboldt ante el avance de los hielos antárticos.

La segunda línea de investigación, ha llevado a interpretar la prevaencia de un clima semiárido incluso durante el Plioceno, hasta hace 3 Ma, dando lugar a un pulso de incremento en la aridez hace 6 millones de años (Hartley y Chong, 2002). Esta interpretación sugiere que la barrera orográfica levantada durante el Cenozoico Superior no constituyó una variable de primer orden en el cambio climático, además de restarle importancia al desarrollo de la corriente de Humboldt como gatillante del cambio climático del Desierto de Atacama a su condición actual de hiperaridez. Estos autores sugirieron que el origen de la extrema sequedad sería una consecuencia del cambio climático global.

Siguiendo la otra línea de investigación, Dunai et al., (2005) estudiaron la edad de exposición de clastos recolectados en superficies planas de la Cordillera de la Costa, las cuales se encuentran protegidas de descargas provenientes de la Precordillera. Estos

autores asumen que las trazas de transporte fluvial y erosión presentes en estas superficies registran episodios pluviales en el desierto costero. Las edades de exposición más repetidas obtenidas en ese estudio, corresponden a 25, 20 y 14 Ma, mientras que valores individuales muestran 37 y 9 Ma. Estos resultados llevaron a los autores a plantear una edad Oligocena a Miocena para el inicio de la condición climática de aridez del Desierto de Atacama.

Por otra parte, cabe destacar que la intensidad de la aridez que existe, no ha sido igualmente intensa durante todo el Cuaternario. Estudios como el de Flint et al., (1991); Vargas y Ortlieb (1998). Estos últimos interpretaron, que en la franja costera de Antofagasta, durante el Pleistoceno Tardío, hubo un periodo de aridez similar a la actual, seguido de una fase de mayor pluviosidad, para finalmente, durante el Holoceno temprano, instalarse el clima de aridez que caracteriza actualmente a esta área.

Esta aridez, específicamente en la parte costera del Desierto de Atacama, presenta un clima árido subtropical, del tipo desértico costero con nublados abundantes (según la clasificación de Koppen, 1918). Esta se caracteriza por elevada humedad relativa del aire, alta frecuencia de días nublados, escasas precipitaciones y un ritmo térmico homogéneo.

5.2.9 Acumulaciones Eólicas

Las acumulaciones eólicas resultan de la sedimentación de partículas transportadas por el viento, que dan origen a depósitos de arenas y limo. Las dunas son sin duda las formas más llamativas dentro de los desiertos. Su investigación ha sufrido de un fuerte empuje, en estas dos últimas décadas, a partir del estudio de imágenes de satélites. Las arenas eólicas cubren aproximadamente el 5% de las superficies terrestre (Thomas, 1997) y un 20% de las zonas áridas del mundo están constituidas por estas acumulaciones arenosas.

Las Dunas: Son depósitos de arena móviles que al emigrar sepultan objetos, y cuya altura varía entre los 30 y 200 metros, mientras su base es 5 veces mayor. Su avance en el sentido de la dirección del viento (Gutiérrez, 2001).

El comienzo de la formación de una duna es un proceso escasamente conocido. La iniciación de una duna implica una sedimentación local que se produce por un descenso de la velocidad de transporte. (Kocurek et al., 1992).

En relación a la clasificación de dunas, existen numerosos nombres para denominar a las mismas formas (Breed y Grow, 1979), lo que produce una cierta confusión a la hora de clasificar las dunas y comparar estas agrupaciones. Por otro lado, Lancaster (1995), las clasifica en dos grupos. El primero de ellos basado en la morfodinámica, que relacionan el tipo de duna con los vientos que la generan o con el suministro de sedimentos. La segunda diferenciación es la clasificación morfológica, que sólo tiene en cuenta la forma externa de la duna.

Otra clasificación muy usada es la de Livingstone y Warren (1996), que resulta de una modificación de la de Cooke et al. (1993), y que se basa en la forma, libertad de movimiento de la duna e inmovilización por la vegetación o algún obstáculo topográfico

Finalmente en el caso de Chile, Araya- Vergara (comunicación personal, 2009) explica la existencia de distintas categorías de dunas que se basan principalmente en los cambios de forma por redistribución de masa y que pertenecen a *continuum dunares*.

5.2.10 Cordillera de la Costa (Gran Escarpe Costero ó Farellón Costero)

La Cordillera de la Costa es un cordón de orientación NS que tiene 50 km de ancho. Su topografía es esencialmente plana, caracterizada por la presencia de antiguos depocentros aluviales (punto donde se alza el mayor espesor de sedimentos) limitados por serranías aisladas, levemente incididos por quebradas inactivas, lo que muestra que esta unidad morfológica corresponde a un relieve maduro, pero intensamente fragmentado por estructura de actividad posterior a un extenso proceso de peneplanación. (Marquardt et al, 2008). En el norte de Chile, es la porción emergida del antearco externo de los Andes Centrales que se ubica sobre la zona de acoplamiento entre las Placas de Nazca y Sudamericana (Allmendinger et al., 2005).

Por otro lado, su límite occidental lo constituye el Gran Escarpe Costero, que es un abrupto acantilado que supera 800 msnm y que recorre a lo largo de la costa por más de 1000 km y que tiende a desaparecer en Arica; y hacia el límite con Perú, cambiando de orientación N-S a NW-SE. Entre Arica (18°S) y Iquique (20°S), el Escarpe Costero es muy escarpado, con medidas mayores a 1000 metros (y localmente sobre 2000 m) y desciende directamente hacia mar; y no hay terrazas marinas preservadas a lo largo de este sector costero (Paskoff, 1978 -1979).

Desde Iquique hacia al sur, se desarrolla la planicie litoral a los pies del gran escarpe; esta franja costera está intruido por un basamento de la Cordillera de la Costa (principalmente por espesores volcánicos jurásicos), además exhibe remanentes de depósitos marinos Pleistocenos (Radke, 1989). Este escarpe tendría su origen en un rápido alzamiento de la costa, producto de la actividad de estructuras de orientación norte-sur, seguido por una intensa acción abrasiva de las olas del mar en la línea de costa, lo cual habría producido el retroceso del escarpe y explicaría la ausencia de estructuras mayores en su base (Paskoff, 1978- 1979). Para Brügger (1950), el litoral o las planicies que se hallan entre la Cordillera de la Costa y el mar, constituirían un gran escalón tectónico, mientras que el escarpe costero, sería un gran espejo de falla fruto del solevantamiento de la Cordillera de la Costa durante el terciario. Para Mortimer (1972), sería una gran plataforma de abrasión marina creada por la intensa acción erosiva del mar. Armijo y Thiele (1990) argumentan que el Acantilado Costero, es una expresión de una mayor falla normal inclinadas hacia el oeste. Mientras, subsecuentes trabajos muestran que el Acantilado Costero es el resultado del acto de la erosión marina en un activamiento del solevantamiento de la línea de costa desde el Pleistoceno (Hartley y Jolley, 1995; Niemeyer et al., 1996).

Por otra parte, está compuesta por remanentes de un arco Jurásico (granodiorita y andesita) que actualmente cortan una serie de fallas activas extensionales de orientación N-S A NE-SW. (Mortimer y Saric, 1975; Hartley y Jolley, 1995).

5.2.11 La Planicie Costera

Son franjas del relieve que se sitúan entre la Cordillera de la Costa y el Océano Pacífico a lo largo de todo el litoral (Borgel, 1983). En el Norte de Chile, su origen es fundamentalmente por el retroceso del gran acantilado durante la importante transgresión del Plioceno Medio a Superior (Paskoff, 1978-1979).

5.2.12 Terrazas Marinas

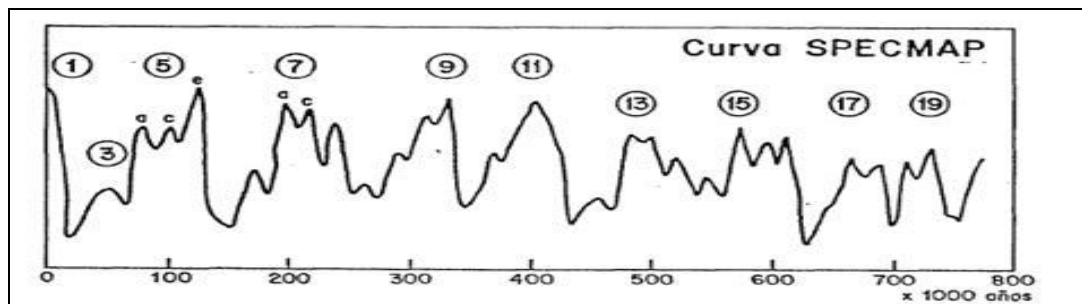
Las terrazas marinas emergidas han sido formadas durante episodios de alto nivel marino coetáneos de los máximos interglaciares (Ortlieb y Machare, 1990). La sucesión de fases de altos y bajos niveles del mar, correlacionados con interglaciares y glaciales, ha sido establecida de manera indirecta a partir del estudio de núcleos oceánicos profundos (Imbrie et al., 1984). A raíz de esta estrecha correspondencia, los episodios de alto nivel marino del Pleistoceno se identifican por los números impares de los estadios isotópicos (e.g 1, 5, 7, 9, etc.) tales como fueron definidos en la cronoestratigrafía paleoclimática elaborada en el curso de los últimos 30 años (Schackleton y Opdyke, 1973) (Figura N°6).

Para el último ciclo climático, el marco cronológico de las variaciones del nivel marino está bien definido y descansa sobre dataciones radiométricas (radiocarbono y uranio-torio) de conchas litorales y arrecifes coralinos de diversas regiones del orbe (Edwards et al., 1987). Así se ha establecido que el máximo del último ciclo interglacial ocurrió hace 125.000 años durante el subestadio 5e de la cronología isotópica (figura. N°6). El siguiente episodio de alto nivel marino ha estado ocurriendo en el interglacial holoceno, que empezó hace 10.000 años.

En el caso de Chile, específicamente la zona del Norte Chico de Chile, las terrazas marinas, presentan dos grandes ventajas:

En márgenes activos de subducción, el estudio del Cuaternario de terrazas marinas, ha sido indispensable para el cálculo de ritmo solevantamiento, y la determinación de actividad de fallas. (e.g, Hanson et al., 1994).

La condición climática de hiperaridez del norte de Chile, permite la preservación del estado morfoestratigráfico y morfoestructural de las terrazas marinas (Marquardt et al., 2004).



**Figura N°6. Curva de las Fluctuaciones Globales de Nivel Marino.
Fuente: Schackleton y Opdyke, (1973).**

5.2.13 Geomorfología de Alto Patache

Lo que respecta a la geomorfología del lugar existe algunos datos aislados, realizados para diversos estudios en la mayoría con fines biogeográficos, por parte del Centro del Desierto de Atacama. Entre ellos se cuentan los siguientes:

El estudio de Hernández, (1999), quien asegura que la composición sedimentológica de Alto Patache corresponde predominantemente a sedimentos fluviales, lacustres, glaciales, eólicos, aluviales, coluviales y laháricos. Por otro lado, Muñoz et al., (2001), propone que su sustrato es predominantemente rocoso, con la excepción de la ladera sur del oasis, cuyo sustrato es arenoso.

Por otra parte, Velozo (1978) y Pinto et al. (2001), señalan que en el área de estudio pueden diferenciarse principalmente tres sectores: 1) una amplia planicie litoral caracterizada por presentar una prominente punta en la línea de la costa (Punta Patache), 2) un abrupto acantilado o farellón costero cuyo borde superior oscila entre 650 y 800 m de altitud y el cual se puede subdividir en dos macrozonas, una con una exposición W y la otra con exposición S, y N) una pequeña meseta interior enmarcada por una línea de falla que la divide de un sector de lomajes interiores.

El estudio de Orellana, (2009), estudia directamente la zona, y analiza los procesos geomorfológicos, los sistemas deposicionales, los sistemas de vertientes y formas acumulativas. Describe también las estructuras y superficies sedimentarias, aparte del análisis textural de las arenas en el Gran Escarpe Costero. Presenta una cartografía geomorfológica 1:10.000.

6. PLANTEAMIENTO METODOLOGICO

Para el análisis del presente estudio se consideró, la Carta Regular IGM de Patillos, a escala 1:50.000, del año 1996, para definir la toponimia y las alturas del sector. Para la determinación del área de estudio, se utilizó la proyección hacia la costa, del área prioritaria de Alto Patache, más la extensión de todo el sector, alto de Patache.

Para la comprensión de las formas presentes, se aplicó fotointerpretación a través de imágenes satelitales Quick Bird II y Spotmap, a través de las bandas del espectro visible; estas poseen una resolución espacial inferior de 2.5 metros para el Spot y de 1 metro para el Quick Bird II.

Adicionalmente, se realizó dos salidas a terreno, la primera por 6 días y la segunda, de tres días. En estas campañas, se reconocieron las formas del relieve. Se hizo, un muestreo sedimentario de arenas, en la ladera sur del Gran Escarpe Costero, situado en el sector de Alto Patache, dada la confluencia del manto eólico y de dunas barjanas y barjanoides, y por la falta de estudio en ese sector.

En relación a la descripción de la geología y la generación de la carta geológica, que cumplen el fin de apoyar y comprender mejor el estudio geomorfológico, esta se clasifica de acuerdo a las fuentes existentes (SERNAGEOMIN) y para escala geológica de tiempo se utiliza la de Grandstein et al., (2004).

Se analizaron perfiles topográficos, y los criterios de elección de dichos perfiles y de los de las terrazas marinas, se sustentan, en el objetivo de abarcar distintos lugares representativos, entre el gran escarpe y planicie costera, tomando como punto inicial la

cota más cercana al límite entre la base de la planicie litoral y el gran escarpe costero. En relación a las formas del relieve (geomorfología), se clasificarán, de acuerdo con el enfoque de Castro et al., (2009), para el desierto marginal de Chile (Copiapó), que comprende los grupos de formas y los procesos dinámicos actuales y con algunas modificaciones del autor, con la cual se genera la creación de la carta Geomorfológico del área de estudio. Esta clasificación consiste en:

GRUPO DE FORMAS	EXPLICACIÓN
<i>Sistema Depositional</i>	Se asocia a las formas derivadas de procesos de acumulación de material sedimentario, específicamente eólico y de vertiente.
Cono de Gravedad	
Manto Eólico	
Material coluvial	
Paleoflujo de Detritos	
Cobertura Dunar	
<i>Remanente de Erosión</i>	Formas heredadas de procesos y agentes que actualmente no están operando. Así como también los provenientes de altos episodios marinos.
Paleotalweg	
Paleotalweg Incididos con Cobertura Eólica	
Escarpe de Terrazas Marinas	
Escarpe de Terrazas Marinas Inferidos	
Terrazas Marinas	
<i>Sistema de Vertientes</i>	Se asocia, como una unidad homogénea, presentes en las laderas de la Cordillera de la Costa.
Ladera de Recubrimiento (Clastos)	
Ladera de Recubrimiento (Biocostras-Clastos)	

**Figura N°7. Clasificación Geomorfológica.
Fuente: Modificación de Castro et al., (2009)**

Análisis Sedimentológico

Con respecto el estudio sedimentológico de las arenas, las muestras fueron tomadas en terreno, y se aplicó 100 gr de cada muestra, a los siguientes tamices:

0.84 mm; 0.59 mm; 0.5 mm; 0.42 mm; 0.297 mm; 0.25 mm; 0.149 mm; 0.125 mm; 0.105 mm.

Para la distribución textural de las arenas, se utilizó la escala de Wentworth (1922) y la escala Phi de Krumbein (1938). (Tabla N°1)

Tabla N°1. Distribución Textural según la escala de Wentworth, (1922); Krumbein, (1938).

Tamaño de Grano (mm)	Phi (ϕ)	Tipo de Sedimento Según Udden-Wentworth
256	-8	Pedreón
64	-6	Guijarro
4	-2	Guija
2	-1	Gránulo
1	0	Arena muy gruesa
0.5	1	Arena gruesa
0.25	2	Arena mediana
0.125	3	Arena fina
0.0625	4	Arena muy fina
0.0039	8	Limo
0.0039		Arcilla

El análisis estadístico, consistió en el cálculo de medidas de tendencia central y de desviación empleando los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (1957):

Media: Es el parámetro que más se aproxima al promedio granulométrico de una distribución dada.

Media= $(\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$ (Ecuación N°1).

Donde:

ϕ_{16} : Es el diámetro correspondiente al 16% de la distribución de las partículas.

ϕ_{50} : Es el diámetro correspondiente al 50% de la distribución de las partículas.

ϕ_{84} : Es el diámetro correspondiente al 84% de la distribución de las partículas.

Todas ellas obtenidas directamente de la curva acumulativa, encontrando la intersección percentil de los números anteriores con la curva acumulativa.

3: Siendo la división de la 3 percentiles anteriores.

Mediana: Es el diámetro correspondiente al 50% de la distribución de las partículas, con lo cual, la mitad de los granos (por peso) son más gruesos y la otra mitad más finos que este valor. Se lee directamente de la curva acumulativa, encontrando la intersección del percentil 50 con la curva acumulativa (ϕ_{50}).

Mediana= (ϕ_{50}) (Ecuación N°2).

Selección ($\sigma\phi$): Indica la forma en que se distribuye los individuos de una población alrededor del valor central.

Selección = $[(\phi_{84}-\phi_{16})/4]+[(\phi_{95}-\phi_5)/6.6]$ (Ecuación N°3).

Donde:

4: Constante.

ϕ_{95} : Es el diámetro correspondiente al 95% de la distribución de las partículas.

ϕ_5 : Es el diámetro correspondiente al 5% de la distribución de las partículas.

6.6: Constante.

Tabla N2. Nomenclatura para la Selección del Tamaño de Grano, según Folk & Ward, (1957).

Calificación (Unidad Adimensional)	Tipo de Selección
<0.35	Muy buena
0.35 a 0.50	Buena
0.50 a 0.71	Moderada
0.71 a 1.00	Mediana
1.00 a 2.00	Mala
2.00 a 4.00	Muy mala
>4.00	Extremadamente mala

Asimetría (Sk ϕ): Es una medida independiente de la selección e indica predominio de una población respecto a otra. Relaciona el grado de simetría que guarda la granulometría promedio respecto a las colas de una determinada distribución.

$$\text{Asimetría} = [\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}] / [2(\phi_{84} - \phi_{16})] + [\phi_{5} + \phi_{95} - 2\phi_{50}] / [2(\phi_{95} - \phi_{5})] \text{ (Ecuación N}^\circ\text{4)}$$

Tabla N3. Nomenclatura para la Asimetría del Tamaño de Grano, según Folk & Ward, (1957).

Calificación (Unidad Adimensional)	Tipo de Asimetría
-1.0 a -0.3	Muy negativa
-0.3 a -0.1	Negativa
-0.1 a +0.1	Simétrica
+0.1 a +0.3	Positiva
+0.3 a +1.0	Muy positiva

Curtosis (K ϕ): Es una comparación entre la dispersión de la parte central y la dispersión de los extremos de la curva de frecuencia.

$$\text{Curtosis} = (95\phi - 5\phi) / [2.44(\phi_{75} - \phi_{25})]$$

Donde:

ϕ_{75} : Es el diámetro correspondiente al 75% de la distribución de las partículas.

2.44: Constante.

Tabla N°4. Nomenclatura para la Curtosis del Tamaño de Grano, según Folk & Ward, (1957).

Calificación (Unidad Adimensional)	Tipo de Curtosis
<0.67	Muy platicurto
0.67 a 0.90	Platicurto
0.90 a 1.11	Mesocurto
1.11 a 1.50	Leptocurto
1.50 a 3.00	Muy leptocurto
>3.00	Extremadamente leptocurto

Finalmente, para la clasificación de los procesos de transporte asociado, se clasificaran de acuerdo con Moss (1963), la cual relaciona el porcentaje acumulativo y la escala phi en una curva semilogarítmica, de la campana de Gauss, de la siguiente manera:

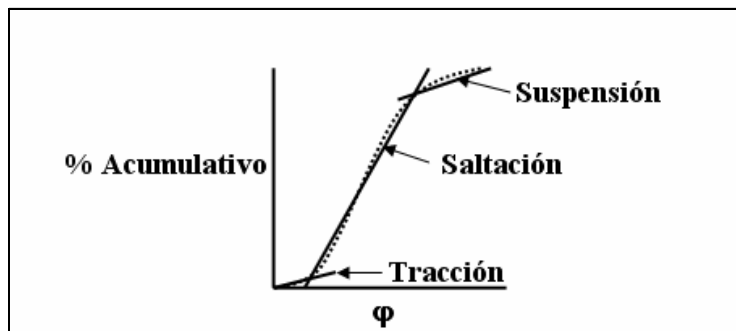


Figura N°8. Clasificación de los procesos de transporte en relación a la curva semilogarítmica, según Moss (1963). Fuente: Le Roux, J., (2008).

Formas Dunarias

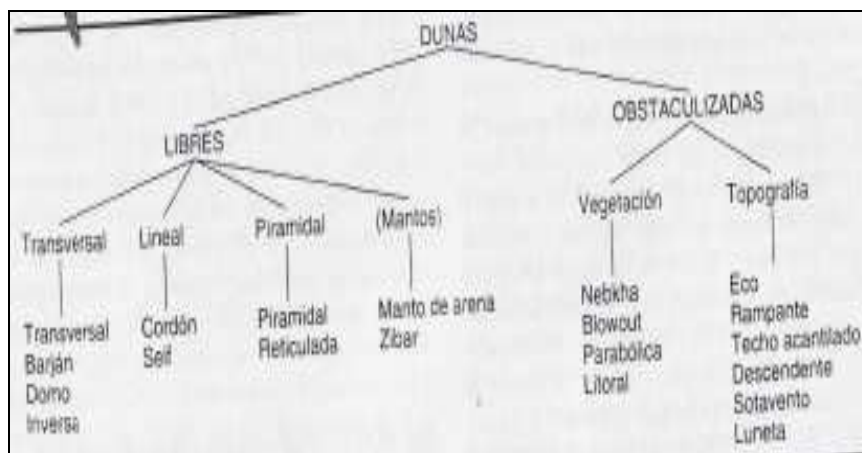
Para la taxonomía de tipos de dunas, se utilizó la clasificación de Livingstone y Warren (1996), y la de continuumm dunar de Araya-Vergara (Comunicación personal, 2009):

De acuerdo con Livingstone y Warren, la clasificación, se divide entre las libres y las obstaculizadas, las primeras, en aquellas dunas que poseen libertad de movimiento, mientras las obstaculizadas no ya sea, por vegetación o algún rasgo topográfico (Figura N°9).

Dentro de las dunas libres existe:

Dunas Transversales: En la cual la dirección principal del flujo de arena es perpendicular a la cresta, a lo largo de todo el año aproximadamente. Estas dunas crecen y mantienen un equilibrio en su forma y tamaño. Son más largas en dirección perpendicular a la del viento dominante y las laderas de barlovento son de menor pendiente que las de sotavento (Livingstone y Warren, 1996).

La más común dentro de estas son los barjanes. Por lo general, son de tamaño pequeño y su altura suele ser la décima parte de la anchura. Los más pequeños se movilizan rápidamente, mientras que cuando alcanzan decenas de metros de altura emigran muy lentamente. La ladera de barlovento es claramente convexa con un ángulo medio de 12°, mientras que la inclinación de la de sotavento es de 33-34° (Pye y Tsoar, 1990). Los cuernos apuntan en el sentido de la dirección del viento. La velocidad de avance del barján está directamente relacionada con la velocidad de transporte de arena sobre la cresta y está en relación inversa con la altura de la cresta (Bagnold, 1941).



**Figura N°9. Clasificación de Dunas según Livingstone y Warren, (1996).
Fuente: Livingstone y Warren, (1996).**

Por otra parte, Araya-Vergara (comunicación personal, 2009), las divide, en las de origen de anteduna y barjánico. Esta última, se generan desde manchas de arena seca sin obstáculos, y se clasifican en:

Barján: Es aquella duna que presenta una forma de medialuna con sus alas hacia sotavento. Posee la particularidad de que la vertiente de barlovento o de ascenso presenta un pendiente menor que la vertiente de precipitación.

Barján Coalescente: Es una unidad conformada por barjanas que mantienen contacto unos con otros, pero que conservan sus formas individuales.

Barjanoide: Es la forma de acumulación que resulta de la coalescencia y unión de varios barjanas que pierden su forma individual, modelando finalmente una masa dunar de gran dimensión que conserva algunos rasgos barjánicos.

Finalmente, se procesó la información obtenida en terreno, generándose la cartográfica final de la geomorfología, a través de un Sistema de Información Geográfica (SIG) en plataforma ArcGis versión 9.2.

7. RESULTADOS

7.1 ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza desde la orilla de playa (Playa Chauca), en el sector denominado Bajo Patache, hasta el Oasis de Niebla de Alto Patache, los que se encuentran ubicados en la Comuna de Iquique, Provincia de Iquique, I Región de Tarapacá (Figura N°10).

Se emplazan a unos 65 km al sur de la ciudad de Iquique, se encuentran en el sector de la planicie Costera y el Gran Escarpe Costero (Farellón) del Norte Grande, que bordea los 740 y 760 msnm en el área de estudio, y se localiza aproximadamente en las coordenadas: 20°49'S y 70°09'W.

Cabe destacar, que este sector denominado Oasis Niebla de Alto Patache, ha sido considerado por la Comisión Nacional del Medio Ambiente, como futura Área de Protección para la Conservación de la Biodiversidad.

Este sector es una concesión perteneciente a la Pontificia Universidad Católica de Chile, por parte del Ministerio de Bienes Nacionales, por un periodo de 25 años a partir del 2007, correspondiente a 1114 ha. (Osse, Conversación Personal, 2009).

7.2 PAISAJE GEOLÓGICO

7.2.1 Geología de Alto Patache-Bajo Patache

De acuerdo a estudios circundantes al área de estudio y el preliminar (Thomas, 1970; Orellana, 2009), y a sugerencias de los geólogos Fernando Sepúlveda y Paulina Vásquez (comunicación personal, 2010, profesionales del SERNAGEOMIN), las unidades litológicas principales de la zona estudios corresponden al Jurásico y al Neógeno, las cuales se describen a continuación:

JURASICO (145.5-199.6 Ma)

El Jurásico en el Norte de Chile, se caracterizó en su época Temprana (175.6-199.6 Ma), por poseer un régimen tectónico dominante, que fue caracterizado por la subducción de una placa oceánica, bajo una corteza continental delgada, generándose un importante arco magmático en la actual Cordillera de la Costa. Los productos principales de este arco, fueron lavas andesítico-basálticas y escasos productos volcánicos ácidos (domos e ignimbritas) agrupados regionalmente bajo la Formación Oficina Viz, unidad de amplia distribución en la Cordillera de la Costa del Norte Grande de Chile y que representa la posición del arco magmático y volcánico del Jurásico Inferior en esta porción del margen de Sudamérica. (Sepúlveda et al., 2009).

Formación Oficina Viz (Jov)

Definición, distribución: Fue definida por Thomas (1970) como una secuencia masiva y monótona de basaltos porfídicos y lavas andesítico-basálticas. Su localidad tipo se encuentra en el Cerro Oyarbide a aproximadamente 4 km al SW del Salar del Loco Feliz. Sus afloramientos se ubican en el Gran Escape Costero en el área de estudio.

Litología: Está compuesta mayoritariamente lavas andesíticas, de color verde oscuro a negro, que alternan con flujos de brechas y aglomerados volcánicos de color verde. Las coladas de lavas individuales suelen tener hasta 30 m de espesor (Kossler, 1998). Las lavas consisten en basaltos afaníticos y andesitas porfiríticas gruesas a veces

amigdaloidales (Thomas, 1970). Las amígdalas son un rasgo característico de esta formación, se presentan en tamaños variables de milímetros a centímetros, y se componen primordialmente de sílice, epidota y calcita, encontrándose muchas veces óxidos de cobre y localmente conforman geodas con cuarzo cristalino (Thomas, 1970). También se aprecian areniscas finas grises y tobas subordinadas, las que se incrementan hacia la base de la suprayacente Formación Caleta Lígate (Kossler, 1998). Las andesitas presentan fenocristales de plagioclasa y augita en una masa fundamental de grano fino con plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita. Se encuentran muy meteorizadas y alteradas, las plagioclasas están reemplazadas parcialmente por calcita, los ferromagnesianos a clorita y la masa fundamental con clorita, calcita secundaria, limonita y epidota.

En las cercanías de los plutones del Complejo Intrusivo Oyarbide (Jso) las andesitas están afectadas por metamorfismo de contacto que se manifiesta en el reemplazo de cristales y masa fundamental por actinolita y biotita.

Edad y correlaciones: Las relaciones de contacto con la suprayacente Formación Caleta Lígate permiten estimar una edad mínima bajociana para esta formación. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa entregan edades entre ca. 176 y 170 Ma (Oliveros *et al.*, 2006). Estas edades indican un rango Aaleninano-Bajociano para esta formación y corroboran la edad mínima Bajociana indicada por el contenido faunístico de la Formación Caleta Lígate que la sobreyace.

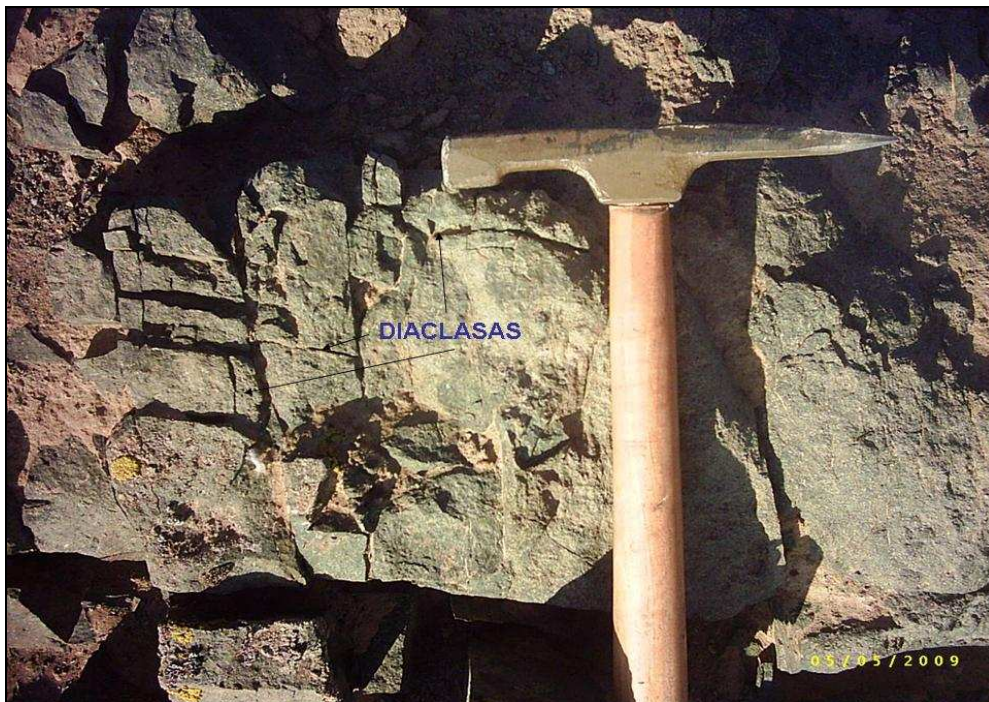
Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de $144,3 \pm 1,1$ Ma han sido interpretadas como edades de metamorfismo de contacto en respuesta al evento termal generado por los plutones del Complejo Intrusivo Oyarbide (Jso) que afloran en las cercanías (Oliveros *et al.*, 2006). Una nueva edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en actinolita, de $144,0 \pm 1,1$ Ma, obtenida en lavas andesíticas cornificadas cercanas al contacto con Complejo Intrusivo Oyarbide (Jso) se interpreta de forma similar.

Su edad y litología permiten correlacionar la Formación Oficina Viz con la Formación La Negra (Cecioni y García, 1960; Thomas, 1970; Skármeta y Marinovic, 1981). La Formación La Negra, denominada así por García (1967), esta formación corresponde a extensas secuencias de lavas andesíticas con intercalaciones clásticas y carbonatadas

del Jurásico Medio a Superior. Esta constituida por basaltos y andesitas y una proporción menor de dacitas.

Interpretaciones: Los basaltos y andesitas basálticas de la Formación Oficina Viz presentan una composición con afinidades toleíticas transicionales a calcoalcalina (Kramer et al., 2005). Ellas fueron depositadas en coladas masivas con actividad piroclástica subordinada. La ausencia de intercalaciones de litofacies marinas así como la carencia de estructuras de depositación marina típicas sugiere un posible ambiente de depositación subaéreo.

A continuación, se muestra el afloramiento andesítico de la Formación Oficina Viz en el área de estudio (Figura N°11):



**Figura N° 11. Diaclasas (Fracturas de Extensión) en Afloramiento Andesítico.
(Formación Oficina Viz)
(Orientación foto NW)**

NEÓGENO (23.03 Ma, a la actualidad)

Están representados por afloramientos de unidades sedimentarias continentales en la Cordillera de la Costa y marino litorales a lo largo de la franja costera, depositadas después de un hiatus en el registro sedimentario de aproximadamente 110 millones de años (post-Formación Punta Barranco).

Durante este período predominó un régimen tectónico compresivo, con procesos de acortamiento cortical, que derivaron en la reactivación inversa de los sistemas de fallas E-W y N-S. Por otra parte, la acentuación de la extrema aridez del Desierto de Atacama durante este período, permitió la preservación de formas de relieve. Los procesos sedimentarios ocurridos fueron predominantemente aluviales, agregando la formación de terrazas marinas durante el pleistoceno; aluviales y de playa, en el Holoceno (Sepúlveda et al., 2009).

La litología del sector, se puede identificar las siguientes formaciones (Figura N°12):

Gravas de Alto Patache (Ngap): Denominada así por el autor, dado que están localizadas, en el Sector Alto de Patache. Corresponde a una secuencia de gravas matriz soportadas, con matriz de arena y en algunas ocasiones con material evaporítico, específicamente yeso. Los clastos presentes, son en general subangulosos a angulosos y polimodales bien consolidadas y areniscas de origen aluvial. La antigüedad no ha sido definida aún, pero dada las características que posee, y a sugerencia de los geólogos Fernando Sepúlveda y Paulina Vásquez, serían correlacionables con las Gravas de Alto Hospicio, por lo cual, tendrían una edad anterior al holoceno, es decir Mioceno-Plioceno, o mayor aún.

Depósitos Aluviales (Qal): Son depósitos de gravas matriz soportadas, con matriz de arena y con aporte de material coluvial, proveniente de las laderas de la Cordillera de la Costa, específicamente andesita de la formación Oficina Viz. En algunas ocasiones hay intercalación de cenizas volcánica.

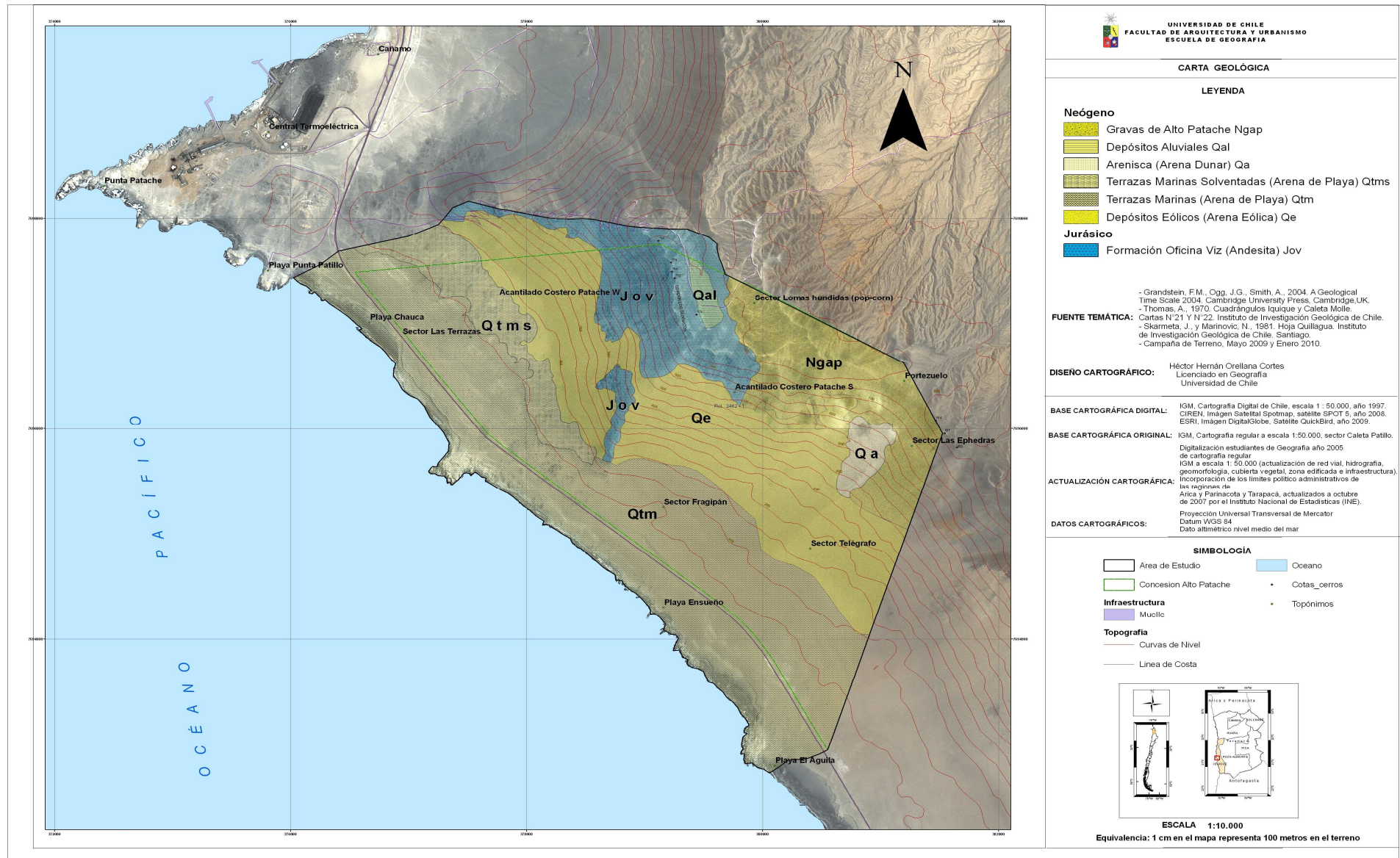
Depósito Eólico (Qe): Son depósitos Cuaternarios, consistentes en mantos de arenas depositados por el viento. Están constituidos por granos de cuarzo principalmente.

Terrazas Marinas (Qtm): Corresponden a evidencia de por lo menos 2 niveles de terrazas marinas reconocibles (cuaternario).

Terrazas Marinas Solevadas (Qtms): Corresponde a niveles de terrazas marinas indiferenciadas (cuaternario), con grandes diferencias en lo que respecta a su gradiente altitudinal, lo que presumiblemente indica solewantamientos.

Depósito de Arenisca (Qa): Consistente en arenisca formada in situ, por la compactación de las arenas eólicas y por afloramientos aladaños de areniscas, presumiblemente provenientes de antiguas dunas (Cuaternario).

Figura N°12. Carta Geológica del Área de Estudio.



7.2.2 Geología Estructural

La geología del sector se ve afectada por el Sistema de Fallas de Atacama, que no sólo representa el principal rasgo estructural de la Cordillera de La Costa, sino que también corresponde, a una disrupción geomorfológica orientada N-S a lo largo de una escala topográfica (geomorfológica) (Riquelme et al., 2003).

Este sistema de fallas, sitúan su origen, en el Jurásico-Cretácico Inferior, mostrando zona de cizalle dúctil sinistral (Naranjo et al, 1984; Scheuber y Andriessen, 1990). Por otro lado, la existencia de una región en transtensión, sinistral dúctil a frágil, se debería a la alta oblicuidad de la convergencia entre las Placas de Phoenix, America del Sur y la Zona de Fallas de Atacama (Scheuber y Reuter, 1992).

El área de estudio, se encuentra afectada de manera regional por la Falla del Salar Grande, perteneciente al Sistema de Fallas de Atacama. Esta falla, tendría un sentido de movimiento dextral-inverso. Esta falla, es de más de 40 km de largo, con una dirección NW-SE. (Figura N°13 y N°14) (Gonzalez et al., 1997).

Por otro lado, hacia la divisoria del gran escarpe costero, en el lado norte del área de estudio, esta divisoria, cuya prolongación es hacia la Punta Patache, tendría una estructura orientada EW, que probablemente es una falla, dado que hacia las dos laderas, separadas por la divisoria, los estratos de la misma roca, estarían orientados y manteando a diferentes lugares, lo que genera una discordancia angular en una misma unidad.

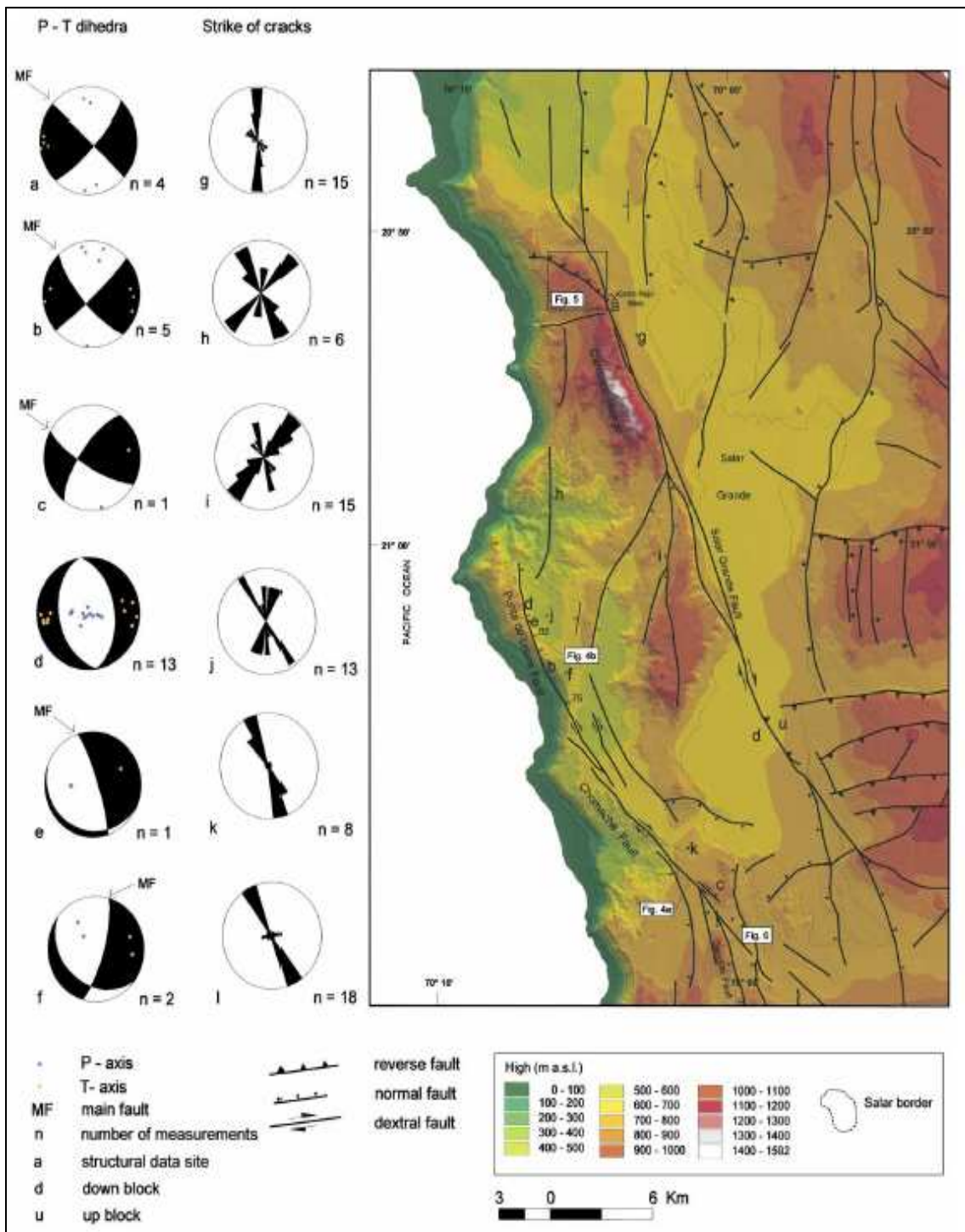


Figura N°13. Sistema de fallas de Atacama.
Fuente: González et al., 2003.



Figura N°14. Sistema de Fallas de Atacama en el área de estudio.
Fuente: Elaboración basada en Gonzalez et al., (2003).

7.3 PAISAJE GEOMORFOLÓGICO Y DINÁMICO

Desde el punto de vista del dominio morfoclimático, el lugar se encuentra considerado como de hiperaridez, de acuerdo con la tipología de Tricart (1965) (Anexo N°1), que es caracterizado por la presencia de dos macrounidades morfoestructurales, la planicie costera o litoral y la Cordillera de la Costa en su límite occidental (Gran Escarpe Costero ó Farellón Costero) (Figura N°15).

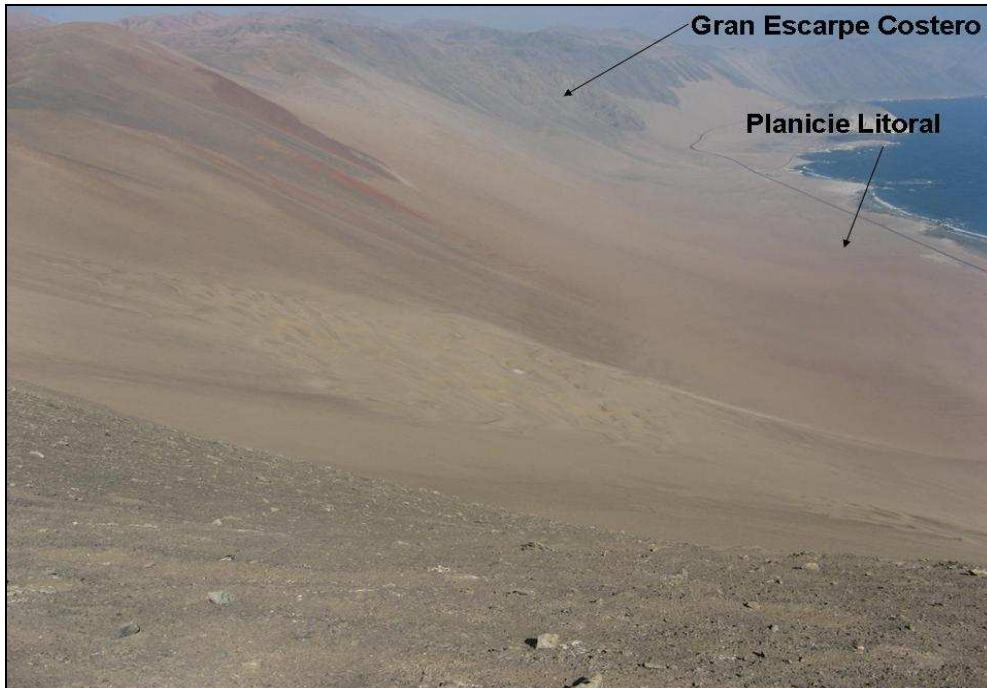


Figura N°15. Morfoestructuras en el área de Estudio.
Fuente: Gentileza del Profesor Mauricio Calderón, 2009. (Orientación foto SW)

La Planicie Costera o Litoral: En relación al sector de estudio se caracteriza por poseer un sustrato arenoso (arena de playa), con intercalaciones de clastos de variados tamaños, principalmente centimétricos, y por la presencia de fragmentos de conchas marinas. (Figura N°16). Se añade la existencia de terrazas marinas, que en sus niveles más altos, estarían probablemente solevantadas. Por otra parte, posee longitudes que varían desde la centena de metros hasta un poco más de un kilómetro y tiene altitudes que van desde el nivel del mar, hasta los 100 msnm aproximadamente. Su origen es fundamentalmente por el retroceso del gran acantilado durante la importante transgresión del Plioceno Medio a Superior (Paskoff, 1978-1979).

Por otro lado, se encuentran alvéolos, en vez de taffonis, como se puede ver en la siguiente foto (Figura N°17), como es sugerido para la planicie costera del Norte de Chile por Mortensen, (1927).



Figura N°16. Sustrato de la Planicie Litoral. (Orientación foto NE)



Figura N°17. Alvéolos de la Planicie Litoral. (Orientación foto NE)

Cordillera de la Costa (Gran Escarpe Costero ó Farellón Costero): La Cordillera de La Costa en el Norte de Chile es de 1 a 2 km alto, 25-45 km de ancho, es el rasgo morfológico del antearco y corre paralela a la fosa (Gonzalez et al., 2003)

En el área de estudio, abarcan altitudes máximas que bordean los 810 metros, que corresponde al los lomajes que bordean límite occidental de la Cordillera de la Costa (Gran Escarpe Costero).

En relación al Gran Escarpe Costero, se puede mencionar, que su escarpamiento es largamente inactivo, pero la exposición de terrazas marinas del Pleistoceno a los pies del acantilado, testifican una intensa degradación marina del perfil del Acantilado Costero (Ortlieb et al., 1996). En el sector de Alto Patache, el Gran Escarpe Costero sobrepasa los 700 msnm y está caracterizado por pendientes mayores a 36,4%, a pesar de ello no hay evidencia de debris flow, como en otros sectores del norte de Chile. Tiene un basamento ígneo andesítico de edad Jurásica y un manto eólico, que cubre gran parte de sus vertientes. Presenta un aspecto de un acantilado muerto, puesto que no llega directamente al mar (planicie litoral), en la cual se extienden terrazas marinas.

A continuación se muestran los perfiles de distintas secciones del Gran Escarpe Costero, para constatar las diferencias topográficas y altitudinales (Figura N° 18, 19, 20, 21):

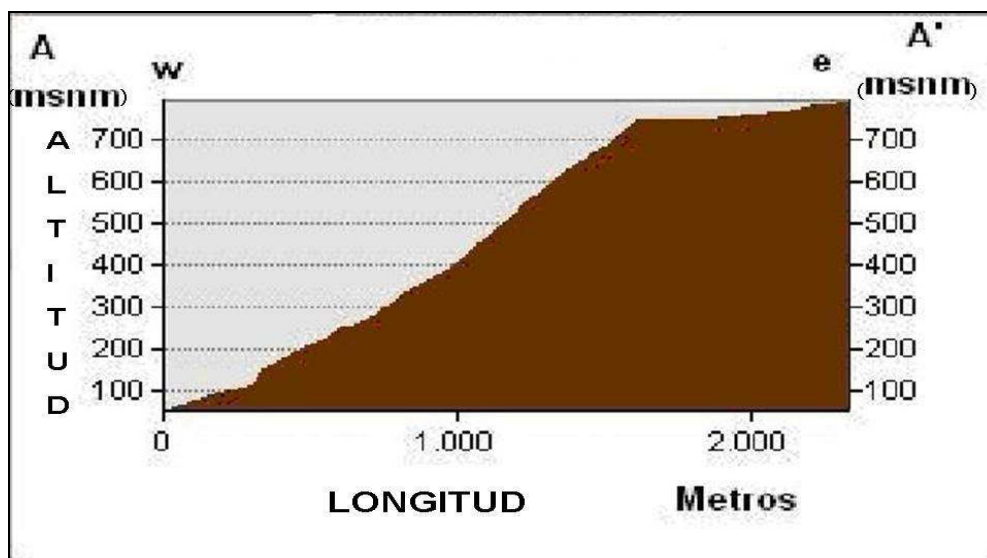


Figura N°18. Perfil Topográfico AA', en el Sector del Escarpe Costero, Alto Patache.

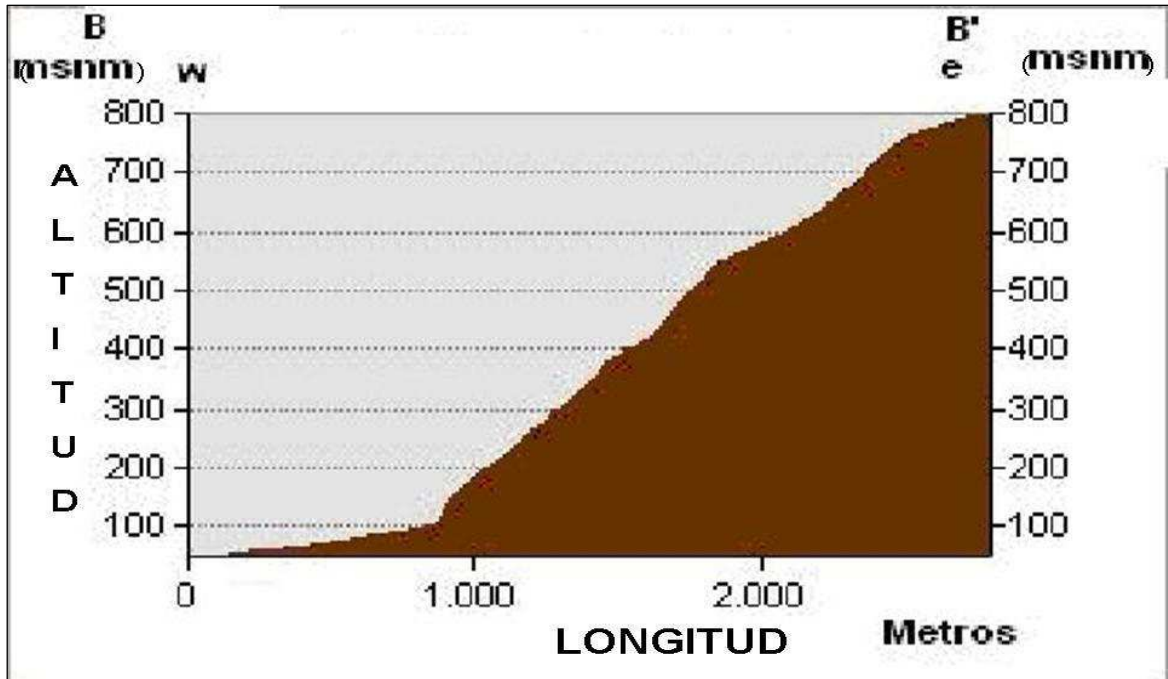


Figura N°19. Perfil Topográfico BB', en el Sector del Escarpe Costero, Alto Patache.

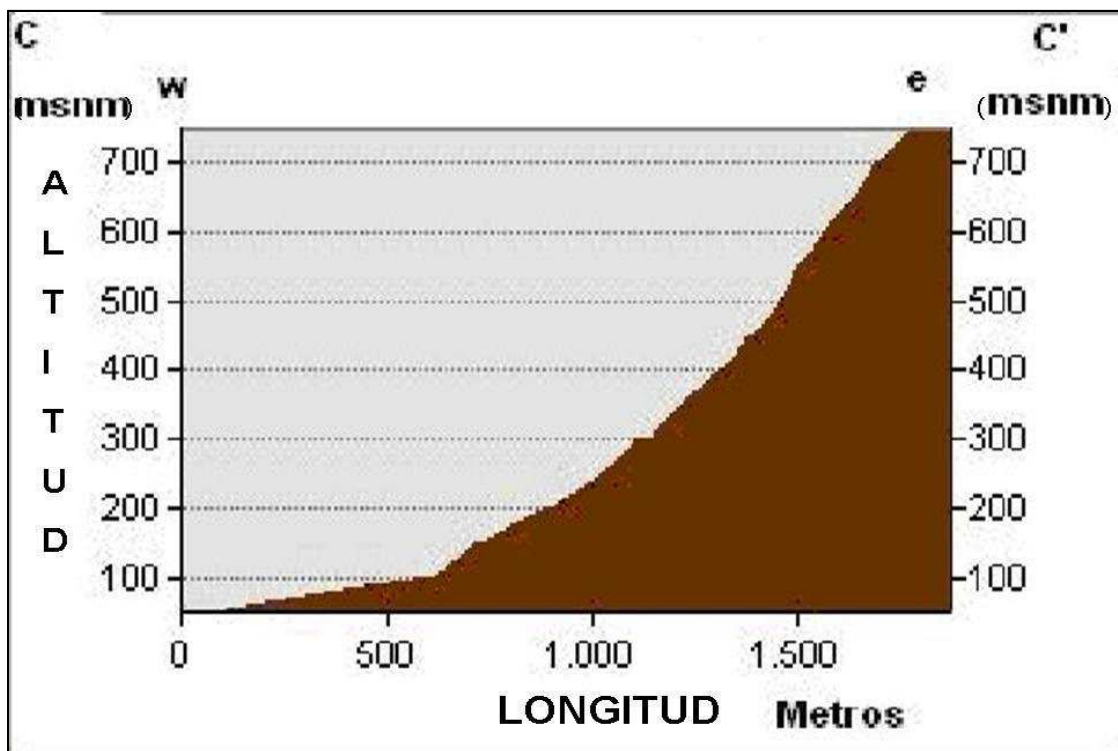
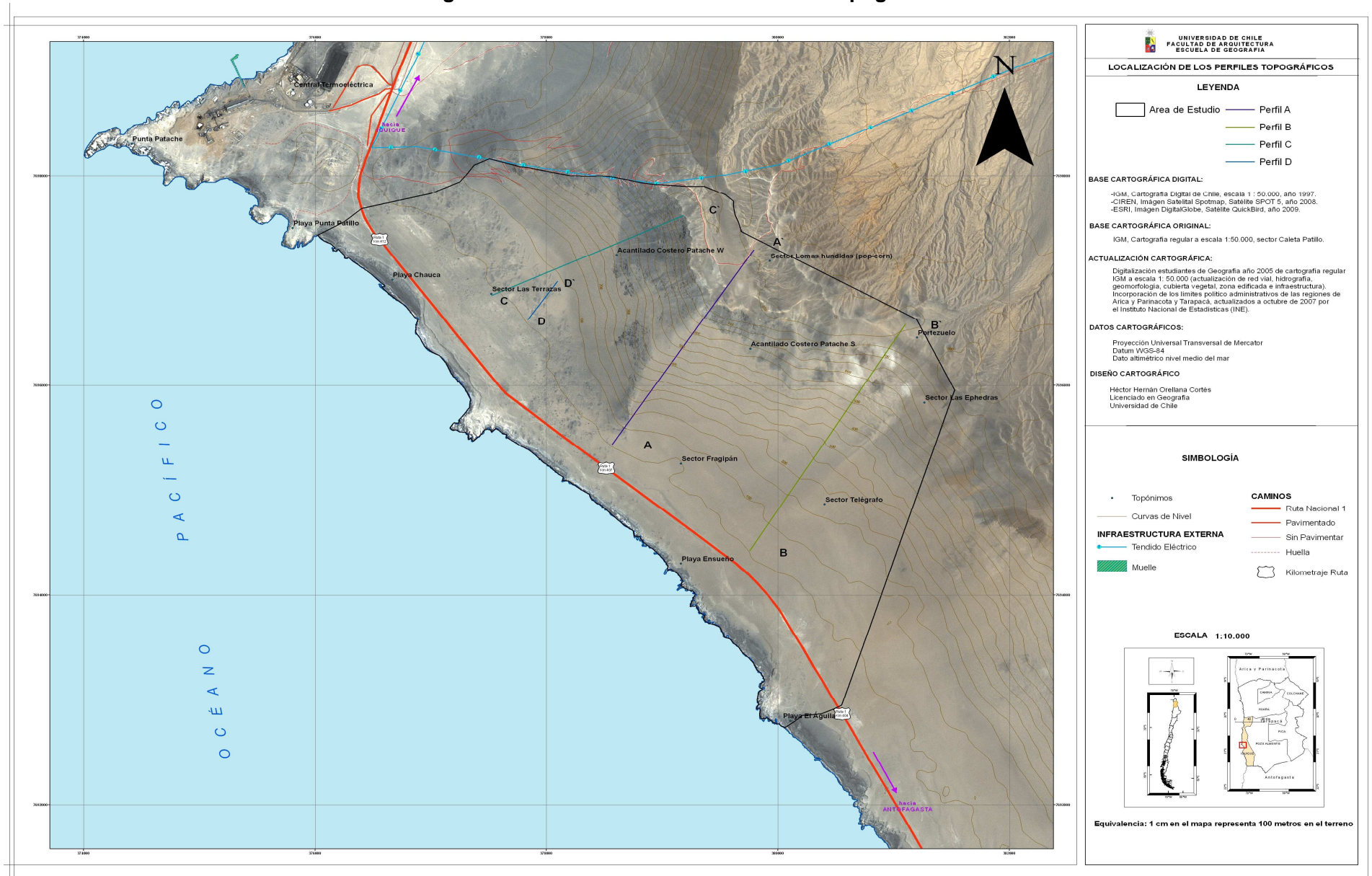


Figura 20. Perfil Topográfico CC', en el Sector del Escarpe Costero, Alto Patache.

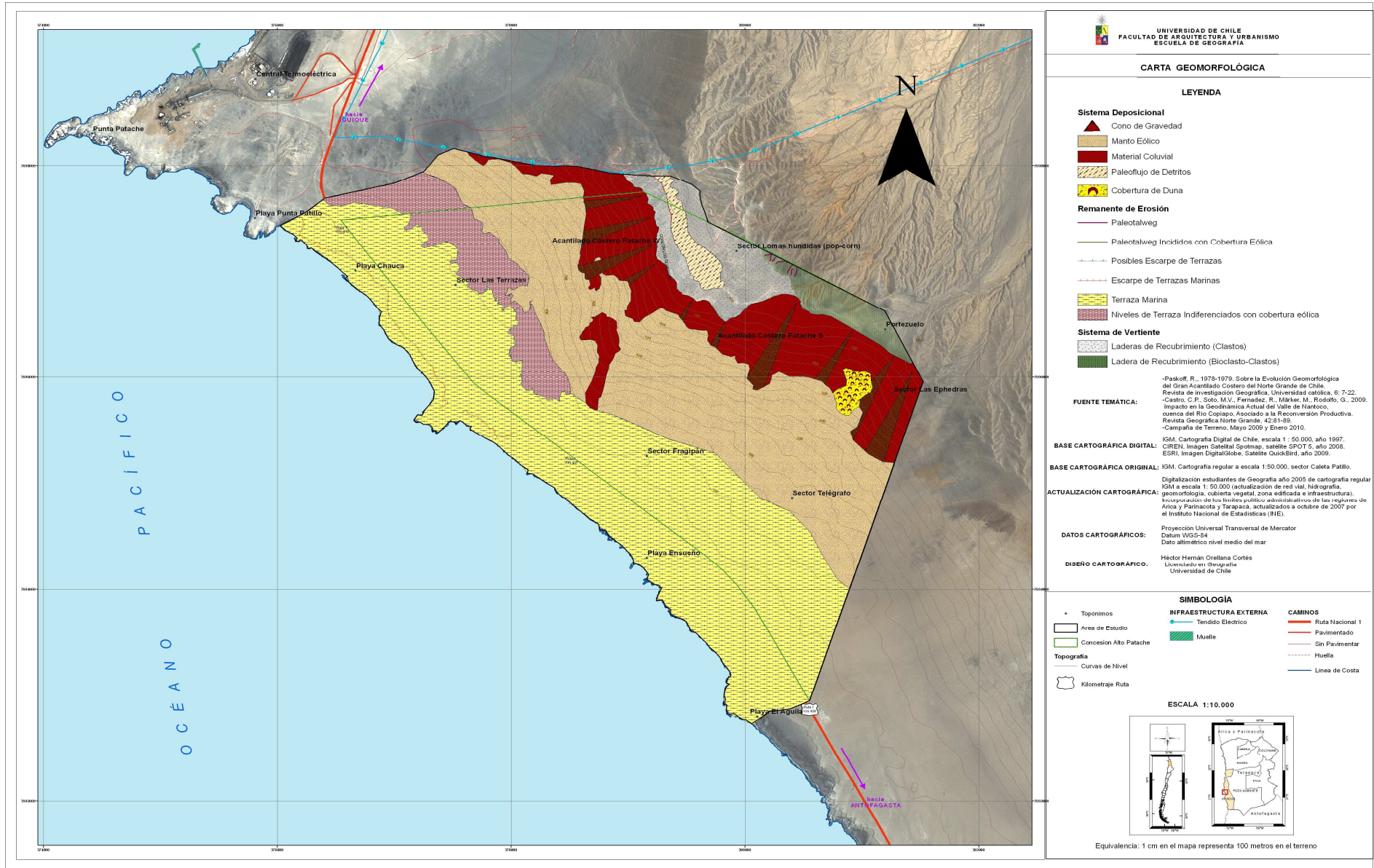
Figura N°21. Localización de los Perfiles Topográficos.



7.4 LA CARTA GEOMORFOLÓGICA

A continuación se presentan la carta geomorfológica y su explicación (Figura N°22).

Figura N°22. Carta Geomorfológica



7.4.1 Sistema Deposicional

Se encontraron los siguientes sistemas deposicionales:

Paleoflujo de Detritos: Esta área corresponde al sector identificado anteriormente por otros investigadores como una meseta, dado su aplanamiento y que está cercado por suaves lomajes. Este sector fue claramente formado por tectónica local, lo que explica sus diferencias en relación al gradiente altitudinal y a la pendiente. Su origen está centrado en la formación de la Cordillera de La Costa, la que le provee de material coluvial, con adiciones de aporte de material eólico, el que se fue compactando, erosionando y aplanando en el área. Por otro lado, este se caracteriza por haber tenido un flujo de detritos proveniente de las zonas más elevadas, lo que explica la presencia de algunos clastos de diferentes granulometrías (Figura N°23).



**Figura N°23. Paleoflujo de Detritos en el Sector de la Meseta.
(Orientación foto NW)**

Cono de Gravedad: Se forma por el aporte de material coluvial proveniente principalmente de la erosión del afloramiento andesítico presente en el Gran Escarpe Costero. Actualmente se encuentra en gran parte cubierto por el manto eólico, lo que presupone una mayor antigüedad que el manto eólico (Figura N°24).

Material Coluvial: Consiste en material proveniente de la disgregación y meteorización del afloramiento andesítico del Farellón Costero, con una tendencia a una distribución granodecreciente (Figura N°24).

Manto Eólico: Se caracteriza por ser arena fina que es transportada por el viento. Este tipo de arena cubren aproximadamente el 5% de la superficie terrestre (Thomas, 1997). En el caso de Alto Patache estas cubren el Farellón Costero, en más de un 80%.

(Figura N°24).



Figura N°24. Sistema Deposicional en la vertiente No rte del Gran Escarpe Costero.

Fuente: Fotografía Tomada por el autor, 2009. (Orientación Foto NE)

Aspectos Sedimentológicos de las Formas Analizadas

Muestra 1 (Manto Eólico): Se caracteriza por ser una arena unimodal, en la que priman las arenas medianas y con un peak sobre el 40% para phi de 2.75; tienen una selección buena, son mesocurtas y de asimetría positiva. Estos resultados, se pueden deber, a que a que el viento transporta los sedimentos finos, pero cercena rudamente los gruesos (Tabla N°5 y Figura N°25).

Además la curva acumulativa de frecuencia, indica que hay tracción de arenas gruesas, saltación de arenas medias y suspensión en arenas medias a finas (Figura N°26).

Tabla N°5. Resultados Estadísticos del Análisis de la Muestra del Manto Eólico.

Muestra	Origen Muestral	Media (phi)	Mediana	Selección	Curtosis	Asimetría
1	Manto eólico	2 Mediana	1,92	0,42 Buena	1,01 Mesocurto	0,20 Positiva

Figura N°25. Histograma de la muestra del Manto Eólico.

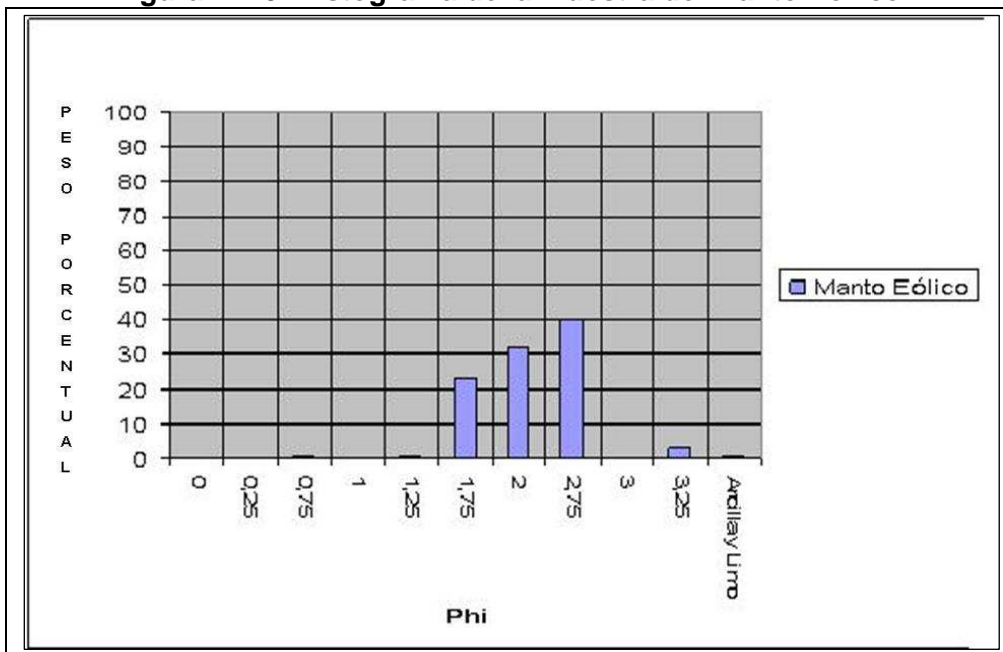
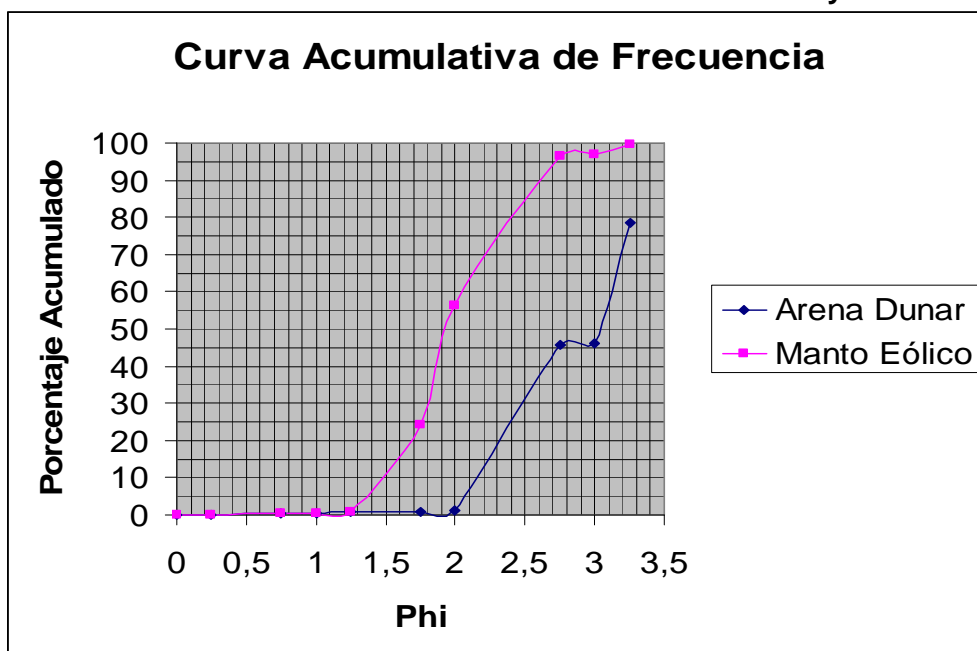


Figura N°26. Curva Acumulativa de Frecuencia de Arena Dunar y Manto Eólico.

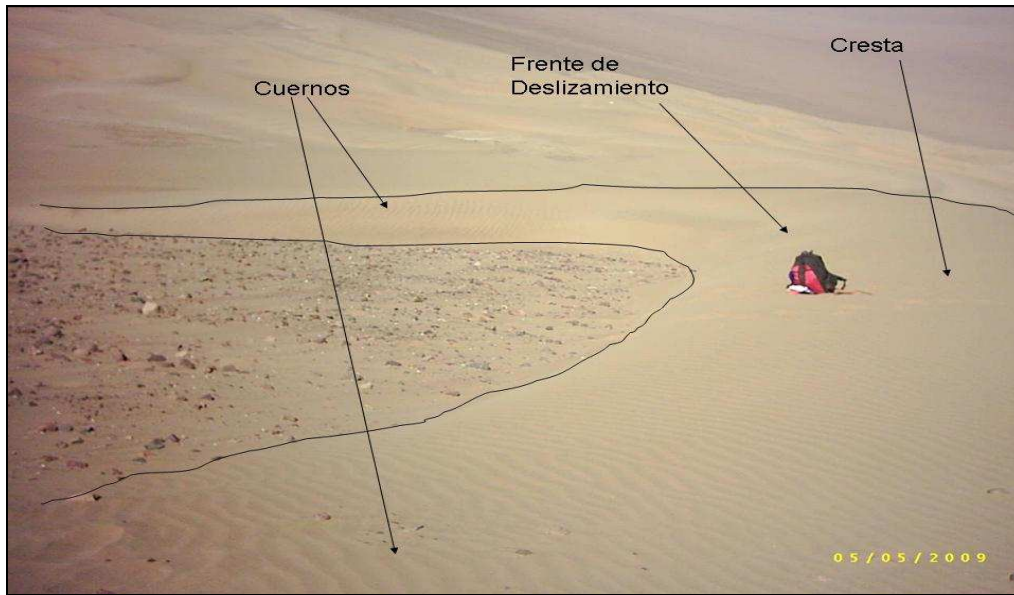


Cobertura Dunar: La cobertura dunar de acuerdo con la tipología de Livingstone y Warren (1996) corresponde a dunas transversales, lo que quiere decir que la dirección principal del flujo de arena es perpendicular a la cresta de la duna, que en términos temporales, sería a lo largo de todo el año aproximadamente. Estas dunas crecen y mantienen un equilibrio en su forma y tamaño. Son más largas en dirección perpendicular a la del viento dominante y las laderas de barlovento son de menor pendiente que las de sotavento.

Los barjanos pertenecientes a este tipo, además se caracterizan, porque en su sector de barlovento es claramente convexo con un ángulo medio de 12 °; mientras que la inclinación de sotavento es de 33-34° (Pye y Tsoar, 1990) (Figura N°27).

La cobertura de dunas en Alto Patache, está compuesta por gran cantidad de cordones de barjanos (coalescencia de barjanos), denominados por Thomas (1997) barjanoides. Estas dunas, se localizan en ladera sur del gran escarpe costero, entre los 450 y 750 msnm aproximadamente. Los barjanoides, de acuerdo al concepto de *continuum dunar*, serían de origen barjánico y corresponderían a la coalescencia y unión de varios barjanos, que pierden su forma individual, modelando finalmente una masa dunar de gran dimensión que conserva algunos rasgos barjánicos. (Figura N°28). Estas también tendría la particularidad de poseer frente de deslizamiento de más de 30 cm, incluso llegando algunos a superar los dos metros.

Por otro lado, la orientación SW de las crestas de las dunas y el rápido avance de estas, (mayoritariamente en la tarde), se deben a que el viento en Alto Patache de acuerdo con mediciones realizadas por Cereceda et al., (2008), es casi constantemente procedente del sur y excede los 4 m/s, después de mediodía, excepto en invierno. En invierno, a las 08.00 no hay viento o existe una brisa suave, que procede de Este y noreste, el cual no tendría una fuerte incidencia en el avance dunar.



**Figura N°27. Barjan del Campo Dunar hacia la Vertiente Sur del Gran Escarpe Costero.
(Orientación Foto SW)**



**Figura N°28. Barjanoides del Campo de Dunar hacia la Vertiente Sur del Gran Escarpe Costero
Fuente: Gentileza del Profesor Mauricio Calderón, 2009. (Orientación foto NE)**

Aspectos Sedimentológico de las Formas Analizadas

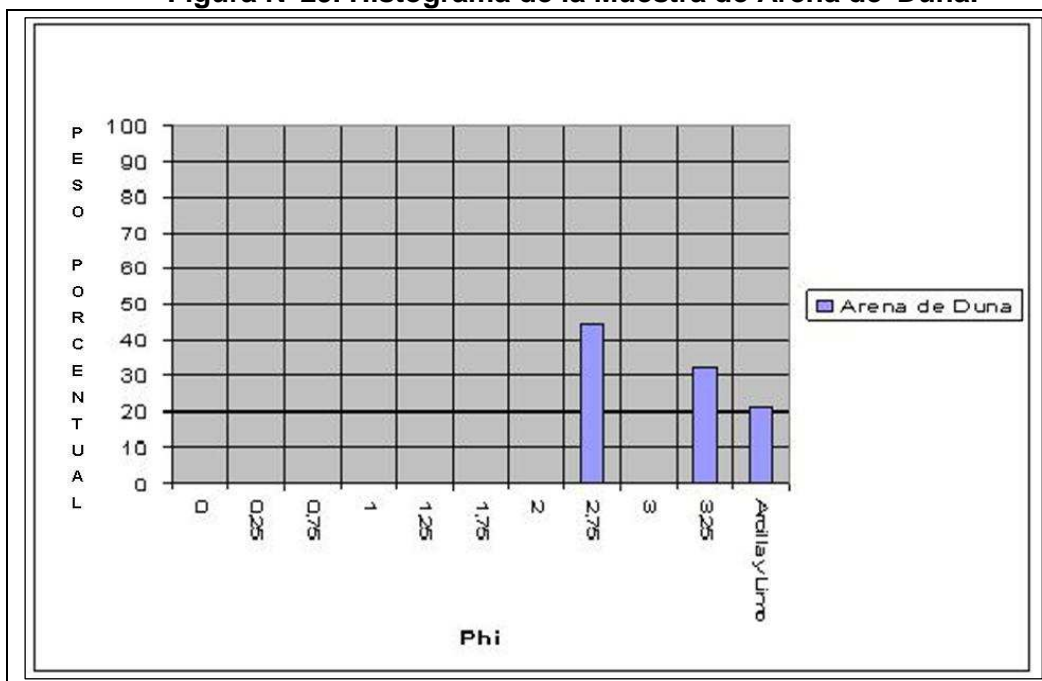
Muestra 2 (arena de duna): La arena es unimodal, en la cual predominan la arenas medianas, alcanzando un *peak* un poco más del 44% para el phi de 2.75. Tiene una media muy próxima al *peak*, de 2.86, posee una selección buena, una curtosis muy platicurta, asimetría muy positiva. (Tabla N°6 y Figura N°29).

En la curva de frecuencia acumulativa, se observa poca suspensión, hay tracción en las arenas más gruesas hacia arenas medianas, hay casi ausencia de suspensión (Figura N°26).

Tabla N°6. Resultados Estadísticos del Análisis de la Muestra de Arena de Duna.

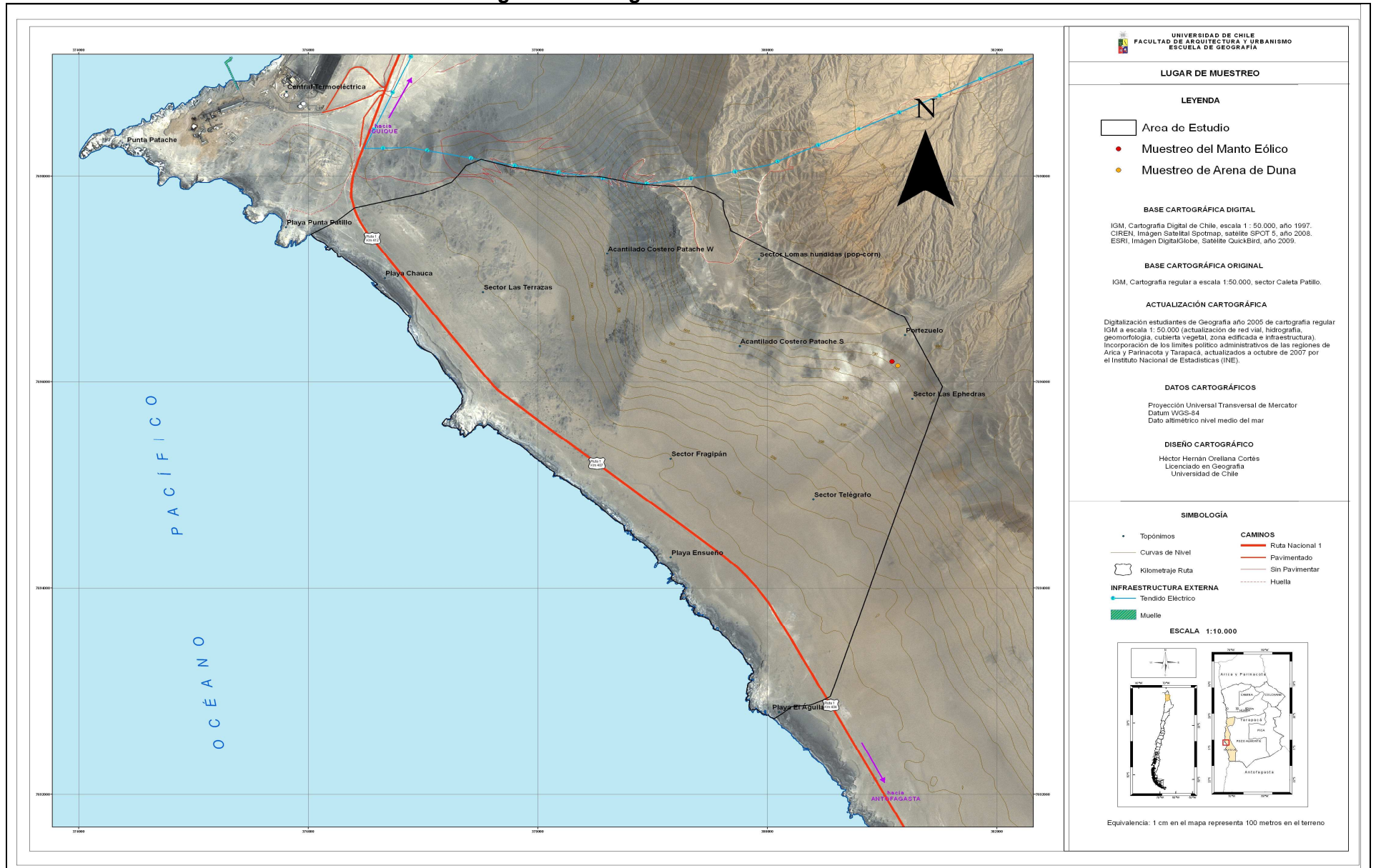
Muestra	Origen Muestral	Media (phi)	Mediana	Selección	Curtosis	Asimetría
2	Arena dunar	2,86 Arena Mediana	3,05	0,46 Buena	0,66 Muy Platicurto	0,48 Muy Positiva

Figura N°29. Histograma de la Muestra de Arena de Duna.



A continuación se presenta el lugar donde fueron (Figura N°30) tomadas las muestras de arenas, y las características de ellas en las dunas de Patache.

Figura N°30. Lugar de Muestreo de Arenas.

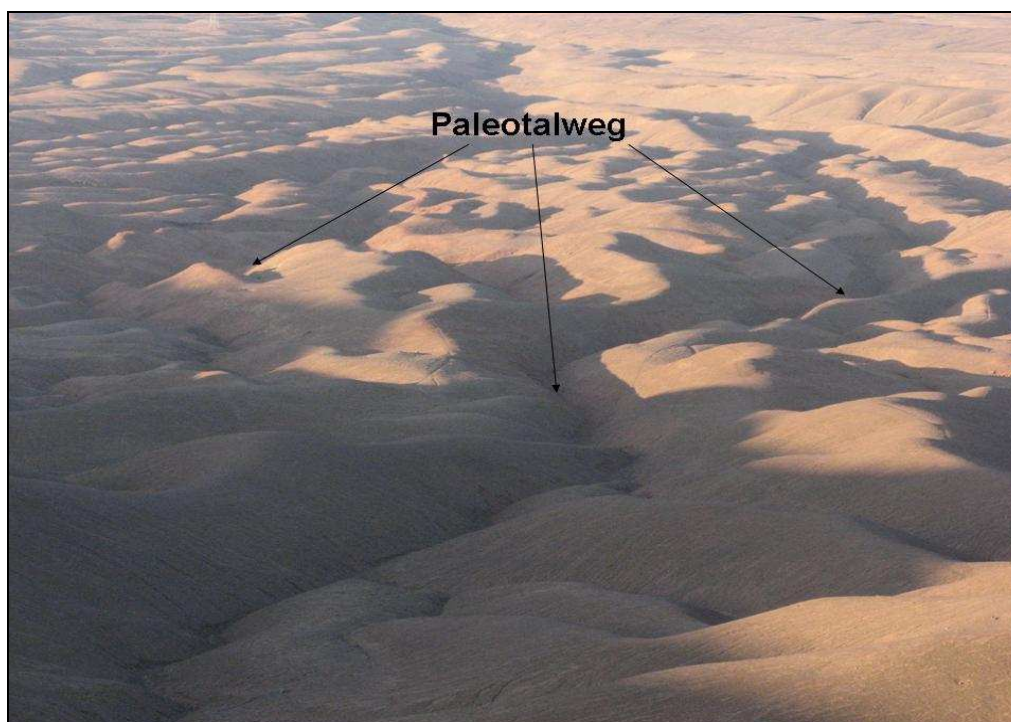


7.4.2 Remanente de Erosión

En área de estudio se observan los siguientes remanentes de erosión:

Paleotalweg: Estos se localizan hacia el interior de la unidad Meseta por Pinto et al., (2001), sector donde se forma una gran peniplanicie. Estos paleotalweg indican antiguas incisiones hídricas (paleoescurremientos), que han sido preservados dadas las características de aridez del sector (Figura N°31).

En el área de estudios están orientadas hacia el noreste, cuya proyección, evidencia variaciones topográficas y posibles anomalías en su perfil, que según Holbrook y Schumm (1999), estas anomalías en los talwegs, pueden ser usadas, como evidencias de reciente deformación tectónica.



**Figura N°31. Presencia de Paleotalweg en el Sector NE de Alto Patache.
(Orientación foto NE)**

Paleotalweg Incididos con Cobertura Eólica: Estos paleotalweg a diferencia de los anteriores están cubiertos por arenas, debido principalmente a que geográficamente está muy próximo al límite de la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa (Farellón Costero), ya que no posee una pequeña meseta, como en la parte norte del

acantilado costero en el área de estudio, que hace de receptor de los sedimentos transportados por el agente eólico (arenas) (Figura N°32).



Figura N°32. Presencia de Paleotalweg Incididos con Cobertura Eólica en el Sector NE de Alto Patache. (Orientación foto NE).

Escarpe de Terraza Marinas: Dado que hay presencia de terrazas marinas, es posible identificar posibles escarpes pequeños espesores, que pueden corresponder a distintos niveles de terrazas, y a evidencias de solevantamiento. (Figura N°33).

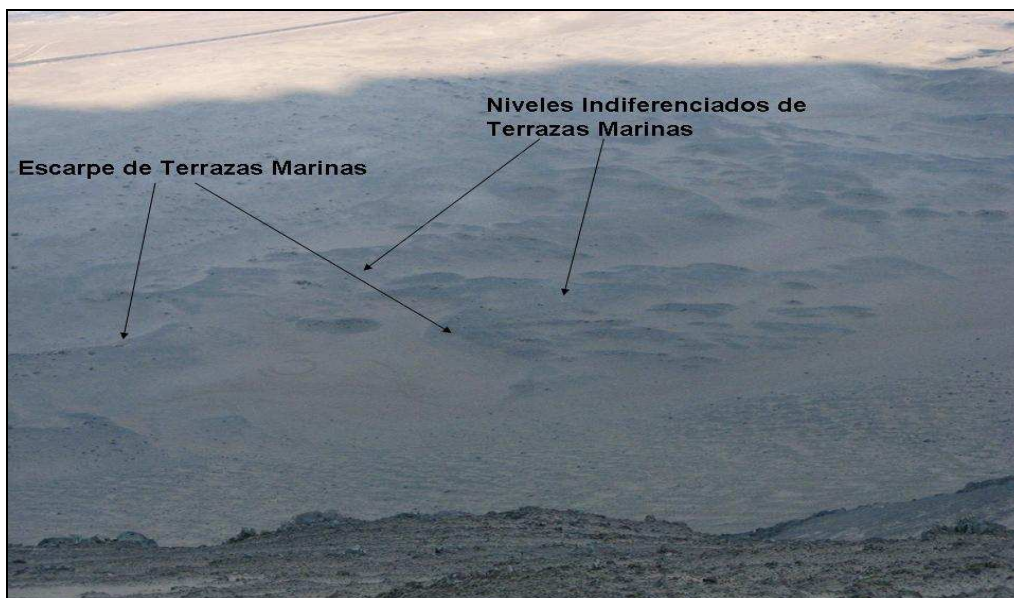


Figura N°33. Escarpe de Terrazas Marinas en Sector Oriental de la Planicie Costera.

Terrazas Marinas: Según Niemeyer et al., (1996), al sur de Iquique, las terrazas marinas forman 5 niveles, procedentes de un máximo de altitud de 100 metros, a un mínimo de aproximadamente de 3 a 4 metros. Las procedentes desde Caleta Caramucho (55 Km al sur de Iquique) hacia el Río Loa, están discontinuamente preservadas, ellas con altitudes no > 70 msnm. Todo esto discrepa con los niveles encontrados en el área de estudio (Bajo Patache), ya que el primer nivel se halla a los 12 metros, lejos de los 3 a 4 metros (Niemeyer et al., 1996) para el nivel mínimo, segundo hay 3 terrazas escalonadas, presumiblemente de un mismo nivel, y están sobre los 70 msnm que sería las altitudes hacia al sur de Iquique. Ello puede sugerir que ha habido un sollevamiento en el lugar, y que de acuerdo con Radtke, (1989), las terrazas al sur de Iquique en su nivel más alto (highstand), tendría un ritmo promedio de sollevamiento de 0.05 mm/año. Por otra parte, estas terrazas escalonadas, vistas desde un perfil latitudinal de W a E son: 58 msnm para el primero, 68 a 70 msnm para el segundo y de 79 a 85 msnm al último (Figura N°34 y Figura N°35).

Por otra parte, los niveles de terrazas reconocidos y visibles, son los dos primeros (TM1-TM2), estos se hallan a una longitud de entre 50 a 100 metros de la línea de costa, para TM1 y de 300 metros para TM2, este último sólo visible en la parte norte del área de estudio, en el sector alto de la denominada Playa Chauca. (Figura N°36).

En relación a la terraza marina nivel 1, esta posee un escarpe de aproximadamente de 4 metros, con su base en los 12 msnm, y con su techo a los 16 msnm. En ella, también es posible encontrar evidencia de estratificación cruzada, presumiblemente correspondiente a paleodunas. Por otro lado, hay un conglomerado basal, que es la evidencia de la transgresión marina, sobre el techo de dicho estrato, se encuentra con un estrato de areniscas, y sobre este, hay uno con matriz soportada de arena, con clastos andesíticos de variados tamaños, tanto angulosos y subangulosos, de roca andesítica. (Figura N°37)

Estas terrazas, se localizan a los pies de Gran Acantilado Costero (Planicie litoral) y se desprende de las altitudes de los niveles, que se han encontrado solamente 3 posibles niveles, que han sido denominado niveles indiferenciados, los se ubican hacia el sector septentrional de la planicie costera, en el área de estudio.

Por otro lado, las terrazas marinas de Bajo Patache, se caracterizan por tener una matriz arenosa, intercalaciones de costras salinas, una gran cantidad de clastos medianamente seleccionados, derivados de la erosión de los afloramientos rocosos (ígneos). A profundidades entre los 15 y 30 cm, aparece una capa de pavimento de areniscas, sumamente dura y salinizada, que a sugerencia de Paskoff, (2004), citado en Larrain et al., (2004) se formó, hace algunos milenios (en el período Holoceno, hacia los 8000-7000 A.C), con motivos de periodos muy lluviosos en la costa, tal vez años o meses consecutivos de lluvias, seguido de períodos muy secos. Esta alternancia produjo la fuerte salinización y consiguiente endurecimiento de los estratos arenosos superficiales.



**Figura N°34. Terrazas Marinas en Sector Oriental de la Planicie Costera.
(Orientación Foto NW)**

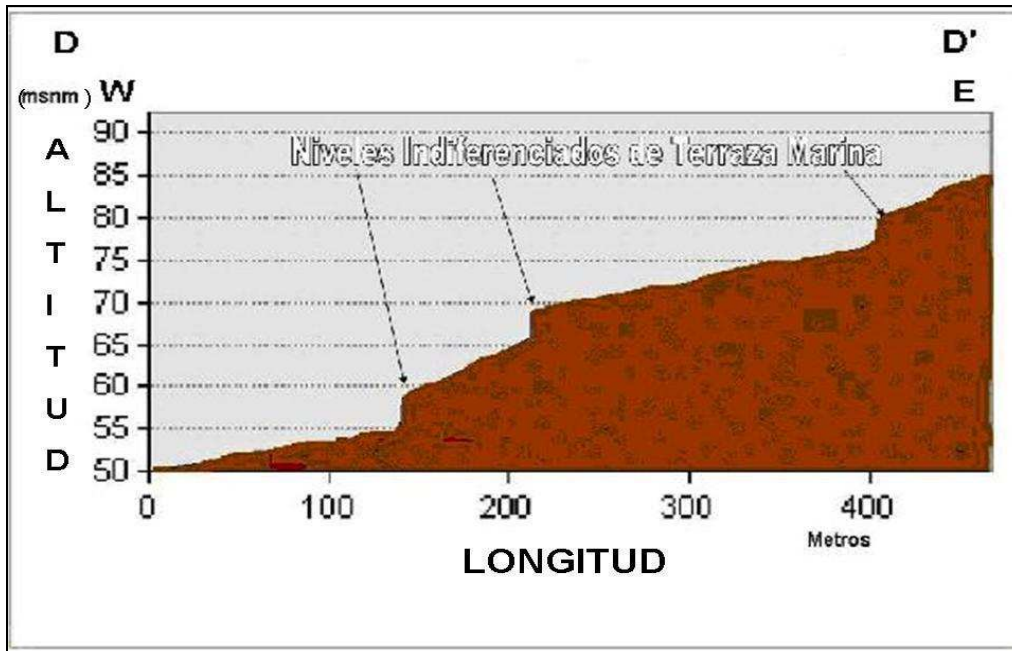
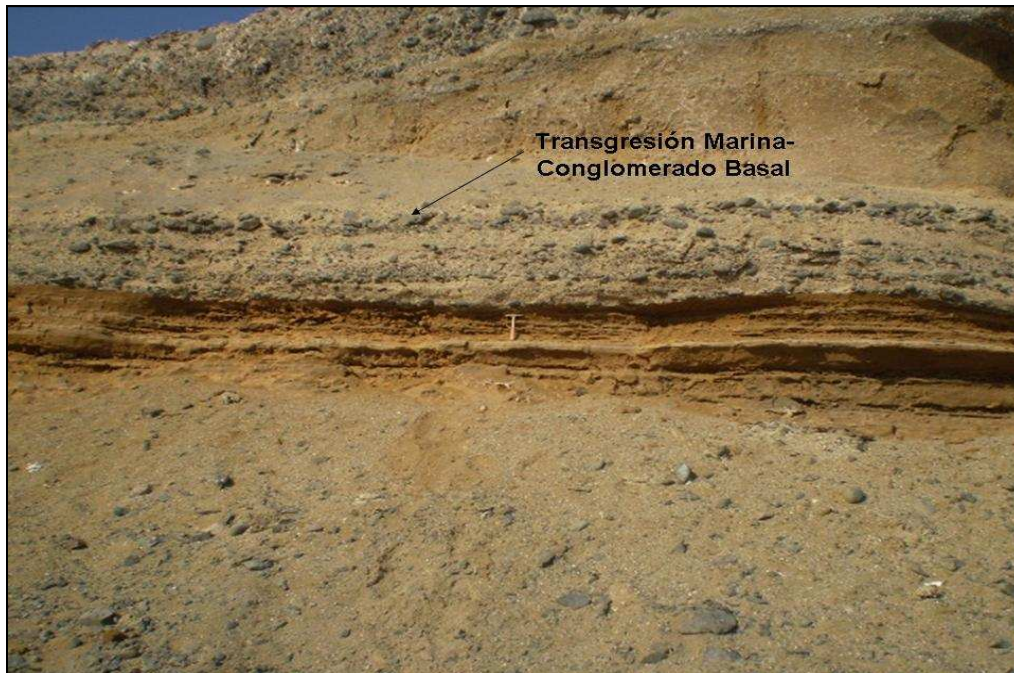


Figura N°35. Perfil Topográfico DD', de las Terrazas Marinas, en la Planicie Litoral de Bajo Patache.



Figura 36. Niveles de Terrazas Marinas Visibles (TM1-TM2).



**Figura N°37. Evidencia de Trasgresión Marina en TM1.
(Orientación Foto NE)**

Niveles de Terrazas Marinas Indiferenciadas Incididas con Cobertura Eólica: Son las terrazas escalonadas presente en el área, las cuales están siendo alimentadas por material sedimentario del tipo arena (Figura N° 33 y Figura N°34).

7.4.3 Sistema de Vertiente

Son las siguientes:

Ladera de recubrimiento (Clastos): En ella es posible evidenciar una gran presencia de cobertura de detritos angulosos, de varios tamaños, que cubren desde la base hasta las zonas medias de la vertiente, con una matriz soportada arenosa (Castro et al., 2009).

Ladera de recubrimiento (biocostras y clastos): Se diferencia por estar cubierta adicionalmente con una cobertura de biocostra (Figura N°38). Posee detritos y clastos andesíticos y andesíticos basálticos principalmente.



Figura N°38. Ladera de Recubrimiento (Biocostra y C lastos) en el Sector SE de Alto Patache.(Orientación Foto NW)

7.5 ESTRUCTURAS Y SUPERFICIES SEDIMENTARIAS

Pavimento Desértico: Esta formado por una gran variedad de clastos, los cuales poseen tamaños heterométricos (mal seleccionados), desde diámetros milimétricos hasta la veintena de centímetros, todos ellos correspondientes a material volcanosedimentario, y en los cuales priman las andesitas, basaltos y andesitas basálticas (Figura N°39).

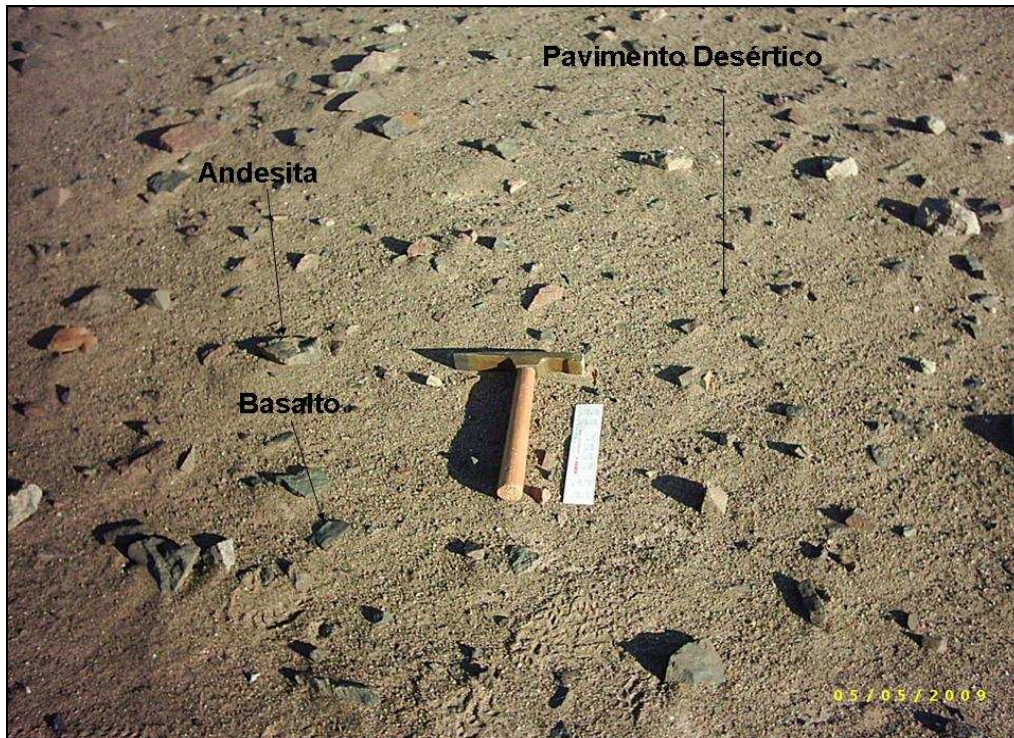


Figura N°39. Pavimento Desértico en la Meseta de Alto Patache (Orientación Foto SW)

Grietas de Secamiento o Deseccación: Estas se localizan en el sector de los paleoflujo de detritos (meseta) producto del secamiento de los sedimentos de grano fino (Figura N°40 y Figura N°41).

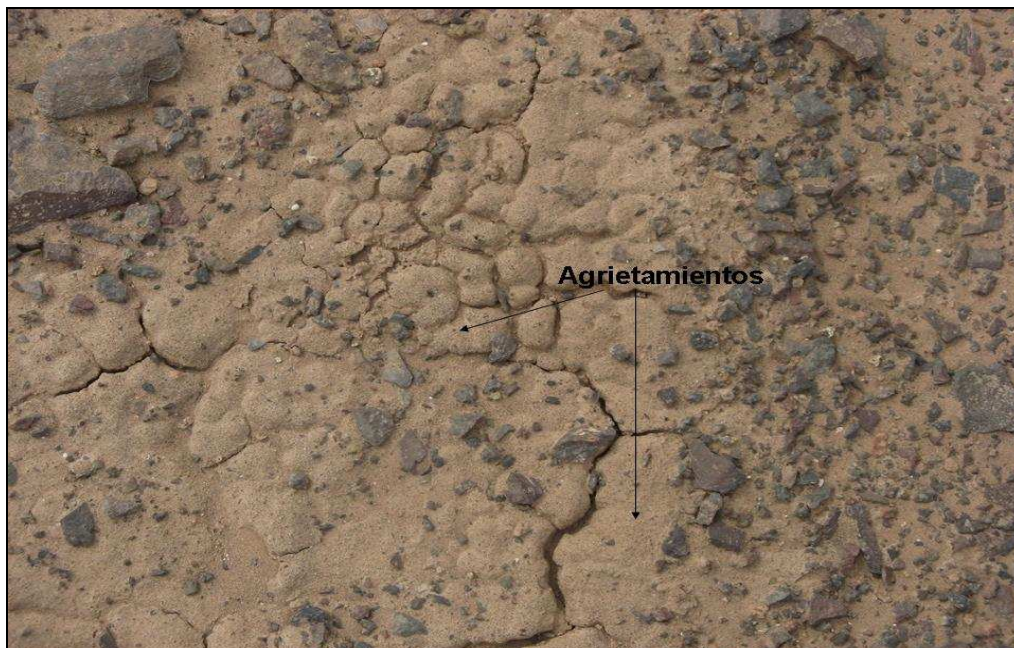


Figura N°40. Procesos de Agrietamientos en la Meseta de Alto Patache. Fuente: Gentileza del Profesor Mauricio Calderón, 2009. (Orientación foto SW)



Figura N°41. Grietas de Secamiento en la Meseta de Alto Patache.
Fuente: Gentileza Centro del Desierto de Atacama, 2007. (Orientación foto NW)

Biocostras: Las laderas de recubrimiento se caracterizan por la presencia de biocostras, entendiéndose por ésta, como organismos (hongos, bacterias, etc) que se desarrollan sobre la superficie de suelos, rocas y/o bajo la superficie. (Viles, 1995), y esto debido a la acción redistribuidora del viento. (Figura N°42).

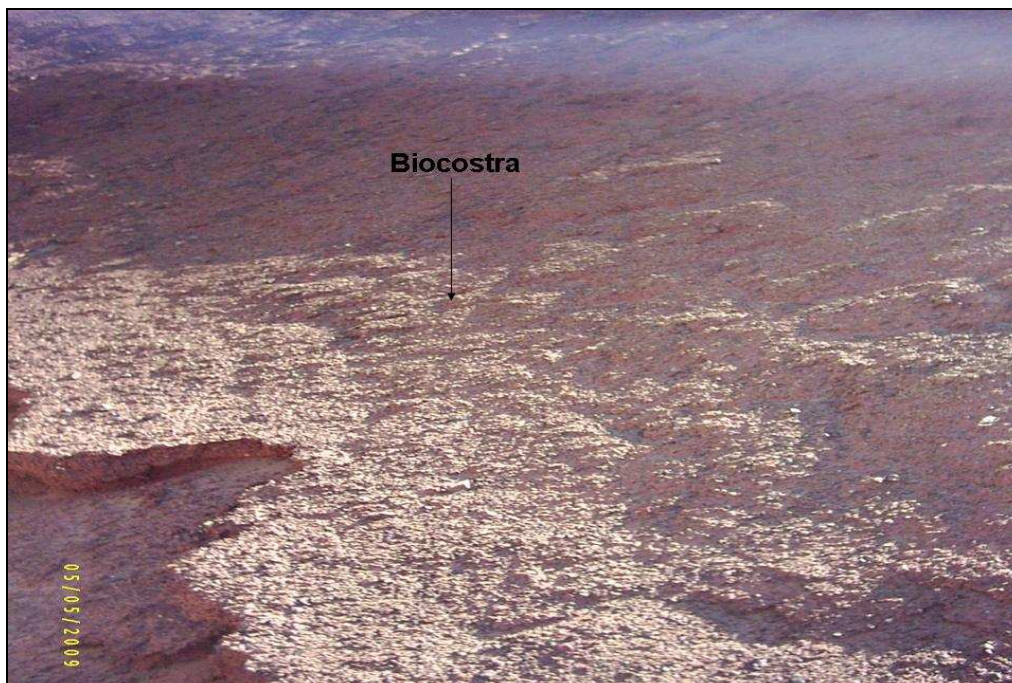


Figura N°42. Biocostra en el Sector SE de Alto Pata che (Orientación Foto NW)

8. DISCUSIÓN

El área de estudio se enmarca en el desierto costero, donde múltiples factores, como la corriente de Humboldt entre otros, juegan un rol fundamental en la formación del oasis de niebla, que es el factor más relevante para su condición de área prioritaria de conservación, dada las características de hiper aridez de la zona.

Esta zona desde el punto de vista geológico y geomorfológico presenta muchas particularidades y también controversias. En el caso del tema de la unidades litológicas, las andesitas de Alto Patache, reconocidas como pertenecientes a la Formación Oficina Viz (Sepúlveda y Vásquez, 2010), la que es correlacionable con la Formación La Negra, cuyo origen no ha sido del todo zanjado, ya que se plantean diversos orígenes, tales como un arco volcánico, como lo plantea Coira et al., (1982), o que derivan del manto, de acuerdo con Kramer et al., (2005), discusión que debiese solucionarse, con una mayor distribución de muestras y con varios estudios de geoquímica de las rocas.

Por otro lado, en relación a la misma temática de las unidades litológicas, se tiene que las gravas denominadas de manera tentativa como Gravas de Alto Patache, aún no se tiene claro su edad, ni las unidades que estarían debajo de su base, siendo necesario hacer estudios, para reconocer su edad, la cual, podría ser Pliocena-Pleistocena, ya que podría ser correlacionable con las Gravas de Alto Hospicio, según la fuente ya citada de SERNAGEOMIN.

Otro elemento a considerar es la geología y geomorfología estructural presente, la cual queda de manifiesto por las irregularidades topográficas del territorio, como las discordancias de estratos de la misma formación y por la gran cantidad de fracturas de extensión presentes en la Formación Oficina Viz. Por lo anterior, es necesario realizar un mayor estudio geológico y geomorfológico estructural, que pueda relacionarlas con el Sistema de Fallas de Atacama.

Si bien, aún se mantienen ciertas incertezas con respecto al comportamiento dunar, dada la falta de imágenes de años anteriores, para realizar un estudio espacio temporal bien acotado de la dinámica dunar, lo observado en terreno, entrega valiosa información respecto a cómo la deflación eólica y las dunas constituyen un fenómeno actual. Por un lado, se evidencia un claro ascenso, cabalgamiento y enmascaramiento de las formas preexistentes en las planicies costeras, en las terrazas marinas y

laderas, por arenas provenientes de la línea litoral. Mientras que desde el punto de vista evolutivo, existen también importantes hechos geodinámicos, toda vez que se aprecian dunas barjánicas, que además han evolucionando a coalescencia de barjanas y barjanoides, cambio característico del *continuum dunar* de Araya-Vergara (comunicación personal, 2009).

El paisaje de Alto y Bajo Patache, posee formas y estructuras que están siendo transformadas por el agente eólico, el que se expresa por ejemplo, en la formación de dunas y el carácter arenoso del sustrato del sector. Esta característica y el hecho de que existe la presencia de niebla, configuran el paisaje actual y la evolución geodinámica del mismo, cuya total comprensión requiere de esfuerzos investigativos más avanzados de dunas, procesos de aridización de la zona y del efecto de la niebla en la erosión del sector.

De acuerdo a los aspectos analizados en el sector, se verifican procesos evolutivos y transformaciones generales y específicas que están configurando el nuevo escenario geográfico. Este nuevo escenario debe ser visto a la luz de la evolución de la aridez de la zona, en la medida que a través del conociendo de los procesos pasados, será posible comprender los posibles transformaciones geográficas vinculadas al cambio climático y contribuir a la preservación de una zona de interés prioritario de conservación.

9. CONCLUSIÓN

En relación a los resultados generales obtenidos desde el ámbito geomorfológico climático, se evidencia un claro dominio del agente eólico, ya que el manto eólico cubre en más de un 80% el gran Escarpe Costero, además de configurar gran parte del sustrato del área de estudio.

Los datos sedimentológicos y el procesos de laboratorio realizado demuestra la gran primacía de la arenas unimodales de tamaño medio (ϕ 2.75 (0.15 mm)), lo que quiere decir, que el viento deposita mayoritariamente en el área de estudio las arenas de esa granulometría y las arenas mas finas, continúan el proceso deflacionario y penetran hacia el interior del sector, barlovento del Farellón Costero (pampa).

El área de estudio, esta siendo dominado por el agente eólico, el cual ha generado un gran manto deflacionario y dunario, que cubre gran parte las formas existentes, tales como los afloramientos rocosos, terrazas y conos de gravedad.

La existencia de por lo menos dos niveles de terrazas marinas, evidencian al menos la existencia de 2 episodios de alto nivel marinos coetáneos de los máximos interglaciares.

Se reconoce la existencia de alvéolos en los afloramientos de andesita, en la planicie costera de Bajo Patache, lo que indica que hay una forma erosional que proviene de la remodelación eólica, producto de los sedimentos transportados por el viento, los que principalmente provienen de la misma planicie litoral.

Existe una importante cantidad de paleotalweg que están siendo cubiertos por material eólico, conformando meandros de arenas, lo que indica que la penetración permanente de sedimentos hacia el margen de barlovento del Farellón costero.

Las dunas de Alto Patache, están por sobre los 400 m.s.n.m. y presentan frentes de deslizamiento que incluso sobrepasan los 2 metros. La presencia y formación de dunas de la familia de los barjanes, indica que las dunas no se están estabilizando, que por el contrario hay alimentación de arenas y consecuentemente ha habido un aumento del tamaño de los frente de deslizamiento.

De acuerdo a los resultados obtenidos, se puede señalar que se comprueba la hipótesis, ya que las formas relictuales anteriores al oligoceno, reconocibles, en el caso de estudio, las andesitas presentes en la Cordillera de la Costa (Gran Escarpe Costero), estarían actualmente siendo erosionadas por el agente eólico, el cual ha formado un manto eólico, de edad reciente.

10. BIBLIOGRAFÍA

Alpers., C.N., Brimhall., G.H., 1988. Middle Miocene Climatic Change in the Atacama Desert, Northern Chile: Evidence from Supergene Mineralization at La Escondida. Geological Society of America Bulletin 100, 1640-1656.

Allmendinger., R.W., Gonzalez,G., Yu, J., Hoke,G., Isacks., B., 2005. Trench-Parallel Shortening in the Northern Chilean Forearc: Tectonic and Climatic Implications. Geological Society of American Bulletin 117: 89-104.

Araya, J., 1976. Reconocimiento de Tipos e Individuos Geomorfológicos Regionales en la Costa de Chile. Informaciones Geográficas, 23: 9-30.

Armijo, R., Thiele, R., 1990. Active Faulting in Northern Chile: Ramp Stacking and Lateral Decoupling Along a Subduction Plate Boundary. Earth and Planetary Science Letters (98): 40-61.

Bagnold, R.A., 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, Londres.

Biro, P., 1968. Contributions á l'Etude de la Déségrégation des Roches Cristallines. Centre de Documentation Universitaire Paris.

Bohlke., J.K, Ericksen., G.E, Revesz., K.M., 1997. Stable Isotope Evidence for an Atmospheric Origin of Desert Nitrate Deposits in Northern Chile and Southern California, U.S.A. Chemical Geology 136, 135-152.

Borgel, R., 1983. Geomorfología. Colección Geografía de Chile, ediciones Instituto Geográfico Militar, Santiago, 182 pp.

Breed, C.S., Grow, T., 1979. Morphology and Distribution of Dunes in Sand Seas Observed by Remote Sensing. En: McKee, E.D. (ed.). A Study of Global Sand Seas. United States Geological Survey Professional Paper, 1052, Washington, 253-303.

Bruggen, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Editorial Universitaria, Santiago 143 pp.

Bulchelt, M., Tellez, C., 1998. The Jurassic La Negra Formation in the area of Antofagasta, Northern Chile (Lithology, Petrography, Geochemistry). In: Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., Giese, P. (Eds), The Southern Central Andes Lecture Notes on Earth Sciences, Vol. 17

Carrizo, D., González, G., Dunai, T., 2008. Constricción Neógena en la Cordillera de la Costa, Norte de Chile: Neotectónica y Datación de Superficies con ²¹Ne Cosmogénico. Revista Geológica de Chile 35 (1): 1-38. Enero.

Castro, C.P., Soto, M.V., Fernandez, R., Märker, M., Rodolfo, G., 2009. Impacto en la Geodinámica Actual del Valle de Nantoco, Cuenca del Río Copiapo, Asociado a la Reconversión Productiva. Revista Geográfica Norte Grande, 42: 81-99.

Cecioni, G., García, F., 1960. Observaciones Geológicas en la Cordillera de la Costa de Tarapacá. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, Santiago, No. 6, 28 pp.

Cereceda, P., Larrain, H., Osses, P., Farías, M., Egaña, I., 2008. The Climate of the Coast and Fog Zone in the Tarapacá Región, Atacama Desert, Chile. Atmospheric Research 87: 301-311.

Cereceda, P., Larrain, H., Velásquez, F., Von Igel, B., Egaña, I., Osses, P., Farías, M., Pinto, R., 2004. Caracterización del Clima de Desierto Costero y su Relación con algunos Oasis de Niebla en Tarapacá, Chile. 13 pp. En: VIII Congreso Internacional Ciencias de la Tierra. Comisiones Científicas: Dinámicas de Sistemas Globales y Locales. Santiago. Octubre, 18-22, 2004. IGM. Santiago, Chile.

Cereceda, P., Osses, P., Larrain, H., Farías, M., Lagos, M., Pinto, R., 2002. Advective, Orographic and Radiating Fog in the Tarapacá región, Chile. Atmospheric Research 64: 261-271.

Cereceda, P., Larrain, H., Lázaro, P., Osses, P., Schemenauer, R., Fuentes, L., 1999. Campos de Tillandsias y Niebla en el Desierto de Atacama. Revista de Geografía Norte Grande, 26: 3-13.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic Evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., Gibbons, W. (eds) The Geology of Chile. The Geological Society, London, 21-114.

Clarke, Jonathan., 2006. Antiquity of Aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology* (73): 101-114.

Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Sciences. Rev.* 18, 253-283.

CONAMA., 2002. Estrategia y Plan de Acción para la Conservación de la Biodiversidad en la Región de Tarapacá.

Cooke, R., Warren, A., Goodie, A., 1993. *Desert Geomorphology*. UCL Press, Londres.

Cornejo, P., Blanco, N., Marinovic, N., 2007. Levantamiento Geológico para el Fomento de la Exploración de Recursos Minerales e Hídricos en la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Región de Tarapacá. SERNAGEOMIN.

Coque, Roger., 1987. *Geomorfología*. Editorial Alianza, Madrid.

Davidson, J., Godoy, E., Covacevich, V., 1976. El Bajociano Marino de Sierra Minillas (70°39' L.O 26° L.S) y Sierra Fraga (69°50' L.O-27° L .S), Province de Atacama, Chile; edad y Marco Geotéctonico de la Formación La Negra en esta Latitud. *Congreso.Geol.Chil. Actas.* 1, A255-A272.

Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K., Treolar, P.J., 1996. Mesozoic Magmatic and Tectonic Events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27°30'S, North Chile: Constraints from 40Ar/39Ar mineral Ages. *The Journal of Geology*, V. 104, University of Chicago, 19-40.

Demangeot, J., 1981. *Les Milieux Naturels Désertiques*. SEDES, París.

Dunai, T., González, G., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene-Miocene Age of Aridity in the Atacama Desert Revealed by Exposure Dating of Erosion Sensitive Landforms. *Geology* 33 (4): 321-324.

Duque, Gonzalo., 2003. *Manual de Geología para Ingenieros*, GDE, 2° Edición. Universidad Nacional de Colombia sede Manizales.

Edwards, R.E., Chen, J.H., Ku, T.L., Wasserburg, G.J., 1987. Precise Timing of the last Interglacial period from Mass Spectrometric Determination of Thorium-230 in Corals. *Science*, 236, 1547-1553.

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. Pubis.Int.Ass.Sediment.*, 12:91-103.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos Riverbar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, 37 (2): 514-521.

García, F., 1967. Geología del Norte Grande de Chile. In *Simposium sobre Geosinclinal Andino*, No. 3. Sociedad Geológica de Chile, 138 p.

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Schneider, H., 2003. The Link Between Forearc Tectonics and Pliocene-Quaternary Deformation of the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, (16): 321-342.

Gonzalez, G., Jensen, A., Schneider, H., 1997. Deformaciones Recientes en la Terminación Norte de la Zona de Falla de Atacama; Salar Grande, Norte de Chile-Partición de la Deformación por efecto de Bloqueamiento del Oroclinal Andino. VIII ° Congreso Geológico Chileno, I, 1, 80-84.

Goudie, A.S., Wilkinson, J., 1977. *The Warm Desert Enviroment*. Cambridge University Press, Cambridge.

Gutierrez, M., 2001. *Geomorfología Climática*, Ed, Omega, Barcelona, 643 pp.

Hanson, K., Wesling, J., Lettis, W., Kelson, K., and Mezger, L., 1994, Correlation, Ages, and Uplift rates of Quaternary Marine Terraces: South Central Coastal California, in: Alterman I., McMullen, R., Cluff, L., Slemmons, D., (eds)., *Seismotectonics of the Central California Coast Ranges: Boulder, Colorado*, Geological Society of America Special Paper 292, 45-71.

Hartley, A.J., Chong, G., 2002. Late Pliocene Age for the Atacama Desert: Implications for the Desertification of Western South America. *Geology* 30, 43-46.

Hartley, A.J., Jolley, E.J., 1995. Tectonic Implication of Late Cenozoic Sedimentation from the Coastal Cordillera of Northern Chile (22°-24°). *Journal of the Geological Society (London)* 152, 51-63.

Hernández, V., 1999. Estudio Biogeográfico de la Loma Punta Patache, Iquique, I Región de Tarapacá. Seminario de Grado Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.

Hildebrandt, A.V., Bartsch, V., Bebiolka, A., Kossler, A., Kramer, W., Wilke, H.-G., Wittmann, S., 2000. The Paleogeographic Evolution in a Volcanic Arc/Backarc Setting During the Mesozoic in Northern Chile. *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, SH, 1, 87-93.

Holbrook, J., Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and Sedimentary Response of Rivers to Tectonic Deformation: a Brief Review and Critique of a tool for Recognizing Subtle Apeirogenic Deformation in Modern and Ancient Settings. *Tectonophysics* 305: 287-306.

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 0-18 record. In: *Milankovitch and Climate*, Berger et al. (eds.), Reidel, Boston, 269-305.

Kramer, W., Siebel, W., Romer, R., Haase, G., Zimmer, M., Ehrlichmann, R., 2005. Geochemical and Isotopic Characteristics and Evolution of the Jurassic Volcanic Arc between Arica (18°30'S) and Tocopilla (22°S), North Chilean Coastal Cordillera. *Chemie der Erde*, 65, 47-68.

Kocurek, G., Townsley, M., Yeh, E., My Havholm, K., 1992. Dune and Dune Field Development Stages on Padre Island, Texas: Effects of lee Airflow and Sand Saturation Levels and Implications for Interdune Deposition. *Journal of Sedimentary Petrology*, (62), 622-635.

Köppen, W., 1918. "Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf." *Petermanns Mitt.*, Vol. 64, pp. 193-203.

Kossler, A., 1998. Der Jura in der Küstenkordillere von Iquique (Nordchile)-
Palaontologie, Lithologie, Stratigraphie, Palaogeographie. Berliner
Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A Geologie und Paläontologie 197: 1-161.

Krumbein W.C., 1938. Local Aerial Variation of Beach Sands Geol. Soc. Bulletin, 49,
653-658.

Lancaster, N., 1995. Geomorphology of Desert Dunes. Routledge, London, 290 pp.

Larrain, H., Velásquez, F., Lázaro, P., Cereceda, P., Osses, P., Pérez, L., 2004. Un
Yacimiento de Cazadores-Recolectores Marinos en la Terraza Litoral de Bajo Patache,
Sur de Iquique. Revista Polis, Vol 2, Nº7.

Larraín, H., Ugarte, A., Pinto, R., Cereceda, P., Lázaro, P., Osses, P., Schemenauer,
R., 2001. Three years of Zoological Records at the fog-site in Alto Patache, South of
Iquique, Northern Chile, during “El Niño” y “La Niña” Events (1997-2000). In:
Schemenauer, R.S. & H. Bridgman (eds.). Proceedings Second Conference on Fog
and Fog Collection. St. John’s, Canadá. 297-300.

Le Roux, J., 2008. Clase de Sedimentología. Segundo Semestre. Facultad de Ciencias
Físicas y Matemáticas, Escuela de Geología.

Livingstone, I; Warren, A, 1996. Aeolian Geomorphology: An Introduction. Longman,
Essex.

Lucassen, F., Fowler, C.M.R., Franz, G., 1996. Formation of Magmatic Crust at the
Andean Continental Margin During Early Mesozoic: a Geological and Thermal Model of
the North Chilean Coast Range. Tectonophysics 262, 263-279.

Mabbutt, J.A., 1965. Stone Distribution in a Stony Tableland Soil. Australian Journal of
Soil Research, 3, 131-142.

Marquardt, C., Marinovic, N., Muñoz, V., 2008. Geología de las Ciudades de Iquique y
Alto Hospicio, Escala 1:25.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie
Geología Básica.

Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal Neotectonics in Southern Central Andes: Uplift and Deformation of Marine Terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, 394, 193-219.

Meigs, P., 1953. The World Distribution of Arid and Semiarid Homoclimates. In: *Review of Research on Arid Zone Hydrology*, UNESCO, Paris, 203-209.

Middleton N.J., Thomas DSG. 1997. *World atlas of desertification*, 2nd edn. UNEP, Geneva.

Mortensen., H., 1927. *Der Formenschatz der Nordchilenischen Wüste*. Berlin, 191 pp.

Mortimer, C., Saric., N., 1975. Cenozoic Studies in Northernmost Chile, *Geol.Rundsch.*, Vol 64, N°2, 395-420 pp.

Mortimer, Cedric., 1972. Landform Evolution in the Coastal Region of Tarapacá Province, Chile. In: *Revue de Geomorphologie Dynamique*. Francia.

Moss, A.J, 1963. The Physical Nature of Common Sandy and Pebbly Deposits: Part 2. *American Journal of Science*, 261: 297-343.

Muñoz-Schick, M., Pinto, R., Moreira, A., 2001. Oasis de Neblina en los Cerros Costeros del Sur de Iquique, Región de Tarapacá, Chile, Durante el Evento El Niño 1997-1998. *Revista Chilena de Historia Natural*, 74: 389-405.

Naranjo, J.A., Herve, F., Prieto, X., Munizaga, F., 1984. Actividad Cretácica de la Falla Atacama al Este de Chañaral. Milonitización y Plutonismo. *Comunicaciones*, N°. 34, 57-66.

Niemeyer, H., González, G., Martínez-De Los Ríos, E., 1996. Evolución Tectónica Cenozoica del Margen Continental Activo de Antofagasta, Norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 23, 165-186.

Nishiizumi, K., Finkel, R.L., Brimhall, G., Mote, T., Mueller, G., Tidy, E., 1998. Ancient Exposure Ages of Alluvial Fan Surfaces Compared with Incised Stream Beds and Bedrock in the Atacama Desert of North Chile. *Geological Society of America Annual Meeting Abstracts with Programs*, vol. 30, 298 pp.

Oliveros, V., Féraud, G., Aguirre, L., Fornari, M., Morata, D., 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on Mesozoic Volcanic and Plutonic Rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 311-330.

Ollier, C.D y Ash, J.E., 1983. Fire and Rock Breakdown. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 27, 363-374.

Orellana, H., 2009. Geomorfología del Ecosistema de Oasis de Niebla de Alto Patache, I Región de Tarapacá, Chile. Informe de Práctica Profesional. Escuela de Geografía, Universidad de Chile.

Ortlieb, L., Zazo, C., Goy, J., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Cournoyer, L., 1996. Coastal Deformation and Sea Level Changes in Northern Chile Subduction Area (23°S) During the Last 330 ky. *Quaternary Science Reviews* 15: 857-871.

Ortlieb, L., Machare, J., 1990. Quaternary Marine Terraces on the Peruvian Coast and Recent Vertical Motion, Symp. Intern. Géodynamique Andine (Grenoble, 1990), Ed. ORSTOM, Paris, 95-98.

Palacios, M.C., 1978. The Jurassic Paleovolcanism in Northern Chile. Dissertation, Eberhard- Karls- Universität Tübingen.

Paskoff, R., 1978-1979. Sobre la Evolución Geomorfológica del Gran Acatilado Costero del Norte Grande de Chile. *Revista de Investigación Geográfica, Universidad Católica*, 6: 7-22.

Pichowiak, S., 1994. Early Jurassic to Early Cretaceous Magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P. (Eds), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, pp. 203-217.

Pinto, R, Larraín H., Cereceda, P., Lázaro, P., Osses, P., Schemenauer, R.S., 2001, Monitoring Fog-Vegetation Communities at a Fog-Site in Alto Patache, South of Iquique, Northern Chile, During “El Niño” and “La Niña” events (1997-2000). 2001. In: Schemenauer, R.S. & H. Bridgman (eds.). *Proceedings Second Conference on Fog and Fog Collection*. St. John’s, Canadá. pp. 293-296.

Pye, K., Tsoar, H., 1990. *Aeolian Sand and Sand Deposits*, Unwin Hyman, Londres , 396pp.

Radtke, U., 1989. *Marine Terrassen und Korallenriffe. Das Problem der Quartären Meeresspiegelschwankungen erlän Tert an Fallstudien aus Chile, Argentinien und Barbados*. *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 27, 245.

Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R., 2003. A Geomorphological Approach to Determining the Neogene to Recent Tectonic Deformation in the Coastal Cordillera of Northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361: 255-275.

Rogers, G., Hawkesworth, C.J., 1989. A Geochemical Traverse Across the North Chilean Andes: Evidence for Crust Generation from the Mantle Wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.* 91, 271-285.

Rundel, P.W., Dillon, M.O., Palma, B., Mooney, H.A., Gulmon, S.L., Ehleringer, J.R., 1991. The Phytogeography and Ecology of Coastal Atacama and Peruvian Deserts. *Aliso* 13: 1-49.

Scheuber, E., Andriessen, P.A.M, 1990. The Kinematic Significance of the Atacama Fault Zone, Northern Chile. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12. 243-257 pp.

Scheuber, E., Reutter, K. J., 1992. Magmatic arc Tectonics in the Central Andes Between 21° and 25°S. *Tectonophysics* 205, 127-140.

Schweller, W., Kulm, L.D., Prince, R.A., 1981. Tectonics, Structure, and Sedimentary Framework of the Peru-Chile Trench. In *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence* (Kulm, L.D; Dymond, J; Dasch, J; Hussong, D; Wollard, G; editors). Geological Society of America, Memoir 154: 323-349.

Sepúlveda, F., Vásquez, P., 2009. Levantamiento Geológico para el Fomento de la Exploración de Recursos Minerales e Hídricos en la Cordillera de la Costa, Depresión Central y Precordillera de la Provincia de Iquique, Región de Tarapacá. Informe de Avance N°2. SERNAGEOMIN. Carta Iquique Preliminar (20°00'-20°30'S), escala 1:100.000. Julio 2009. (Inédito).

SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile a escala 1:1.000.000.

Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28-239. *Quatern. Res.*, 3, 39-55.

Skarmeta, J., Marinovic, N., 1981. Hoja Quillagua. N°51. Instituto de Investigación Geológica de Chile, Santiago.

Thomas, A., 1970. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle, Cartas N° 21 y N° 22. Instituto de Investigación Geológica de Chile, Santiago.

Thomas, D.S.G., 1997. Sand Seas and Eolian Bedforms. In: Thomas, D.G.S. (ed). *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*. Jhon Wiley, Chichester, 373-412.

Thomas, D.S.G., 1988. The Geomorphological Role of Vegetation in Dune System of the Kalahari, en: G.F. Dardis and B.P. Moo, Editors, *Geomorphological Studies in Southern Africa*, Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 145-158.

Tooth, S., 2009. Arid Geomorphology: Emerging Research Themes and New Frontiers. *Progress in Physical Geography*, 33: 251-287 pp.

Tricart, Jean., 1965. *Principes et Méthodes de la Géomorphologie*, Mason, Paris.

Vargas, G., Ortlieb, L., 1998. Patrones de Variaciones Climáticas Durante el Cuaternario Tardío en la Costa de la Región de Antofagasta, Chile. *Bulletin.Inst.fr.études andines* 27 (3):385-394.

Velozo, L., 1978. Características Geomorfológicos área Iquique- Caleta Loa. En: El área litoral Iquique-Loa, Investigación geográfica. Informe final. Pontificia Universidad Católica de Chile, Instituto de Geografía. Santiago, Chile, 1-44.

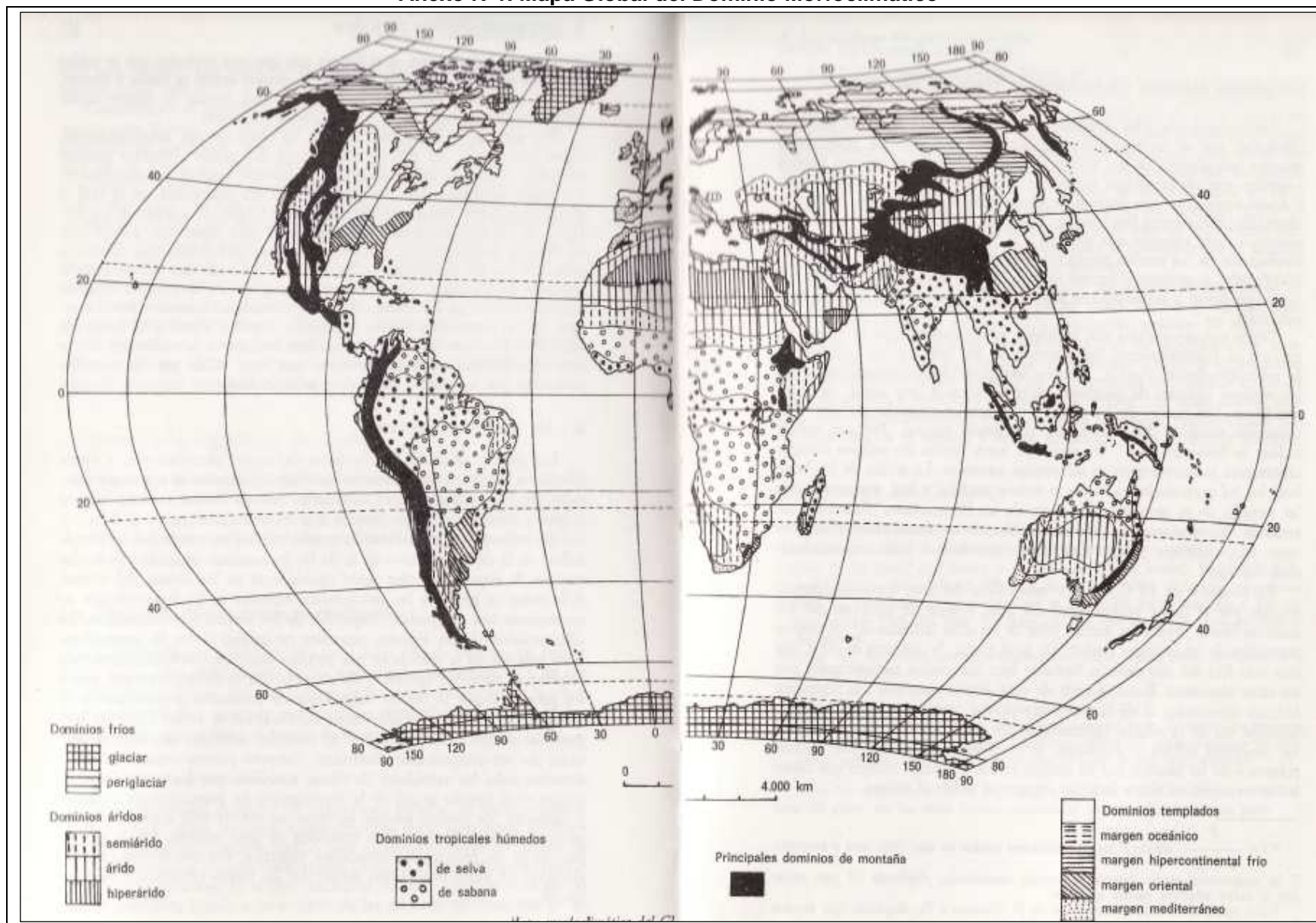
Viles, H.A., 1995. Ecological Perspectives on Rock Surface Weathering: Towards a Conceptual Model. *Geomorphology*, 13, 21-35.

Wentworth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal. Geol.*, 30: 377-392.

Wieschet, W., 1975. Las Condiciones Climáticas del Desierto de Atacama como Desierto Extremo de la Tierra. *Revista de Geografía Norte Grande*, 1(3-4): 363-373.

11. ANEXO CARTOGRAFÍA

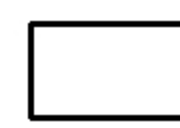




Anexo N°1. Mapa Global del Dominio Morfoclimático



Fuente: Tricart, 1965

LOCALIZACIÓN DE LOS PERFILES TOPOGRÁFICOS

LEYENDA

-  Area de Estudio
-  Perfil A
-  Perfil B
-  Perfil C
-  Perfil D

BASE CARTOGRÁFICA DIGITAL:

- IGM, Cartografía Digital de Chile, escala 1 : 50.000, año 1997.
- CIREN, Imágen Satelital Spotmap, Satélite SPOT 5, año 2008.
- ESRI, Imágen DigitalGlobe, Satélite QuickBird, año 2009.

BASE CARTOGRÁFICA ORIGINAL:

IGM, Cartografía regular a escala 1:50.000, sector Caleta Patillo.

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA:

Digitalización estudiantes de Geografía año 2005 de cartografía regular IGM a escala 1: 50.000 (actualización de red vial, hidrografía, geomorfología, cubierta vegetal, zona edificada e infraestructura). Incorporación de los límites político administrativos de las regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá, actualizados a octubre de 2007 por el Instituto Nacional de Estadísticas (INE).










DATOS CARTOGRÁFICOS:

Proyección Universal Transversal de Mercator
Datum WGS-84
Dato altimétrico nivel medio del mar

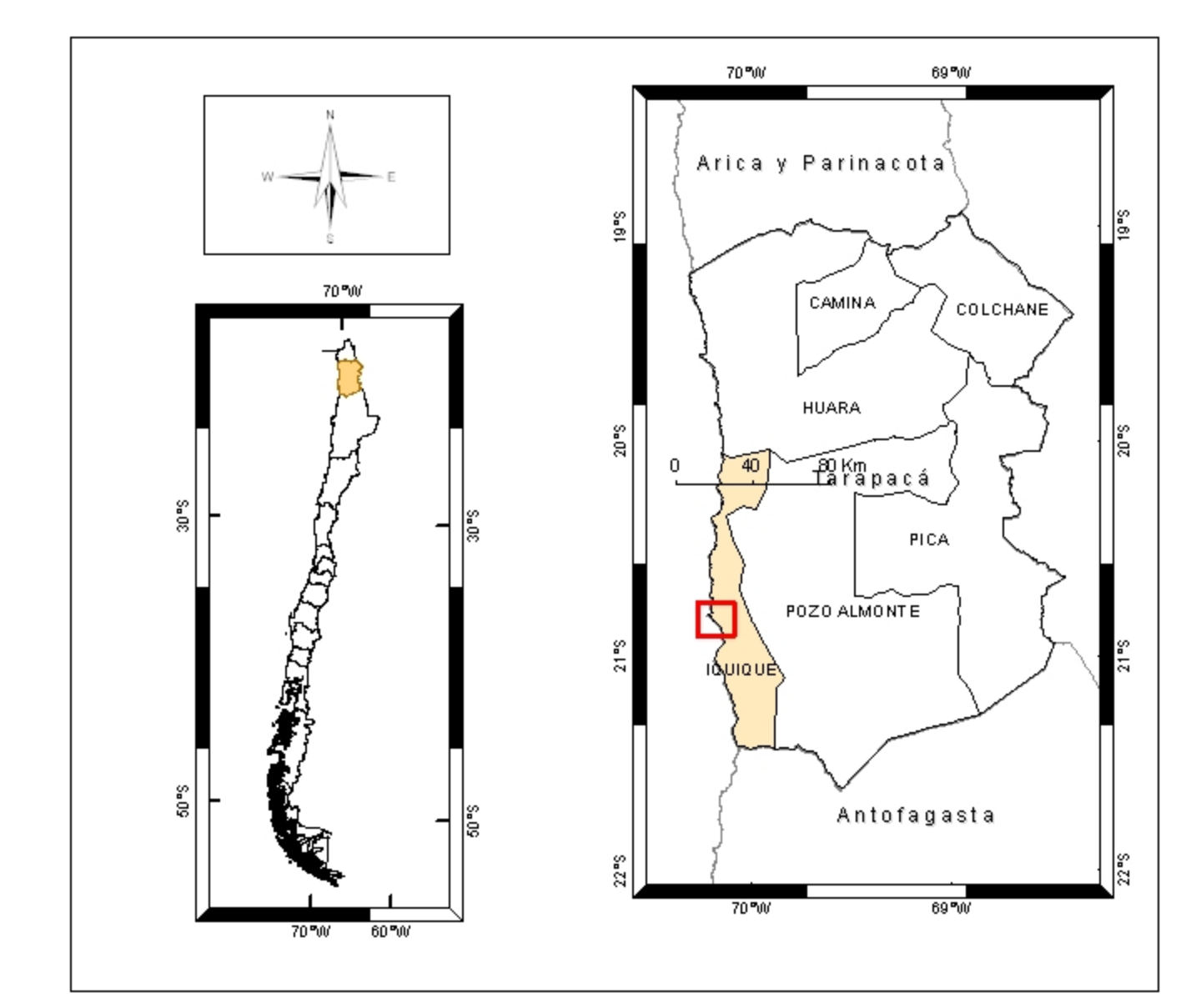
DISEÑO CARTOGRÁFICO

Héctor Hernán Orellana Cortés
Licenciado en Geografía
Universidad de Chile

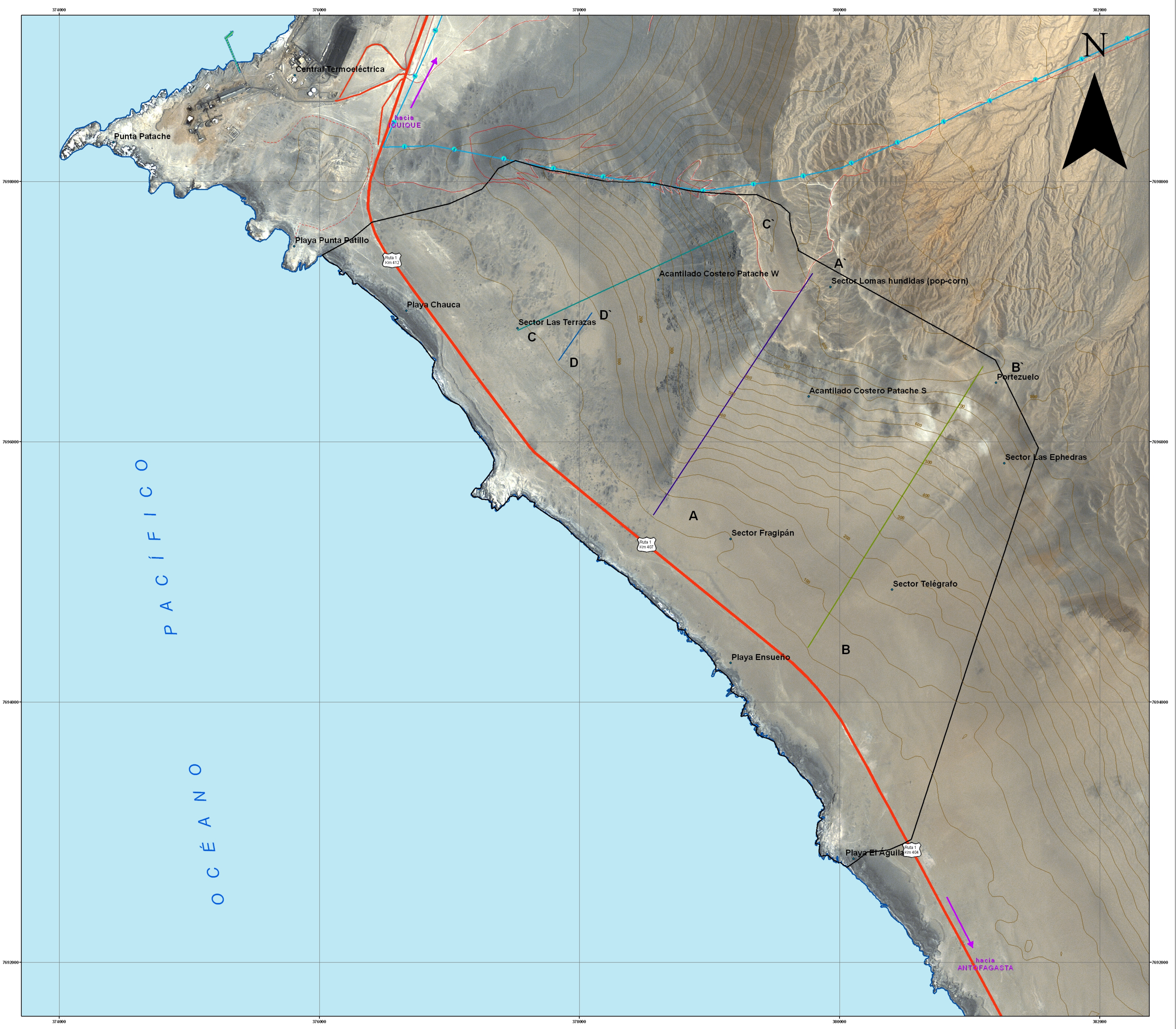
SIMBOLOGÍA

-  Topónimos
-  Curvas de Nivel
-  Tendido Eléctrico
-  Muelle
-  Ruta Nacional 1
-  Pavimentado
-  Sin Pavimentar
-  Huella
-  Kilometraje Ruta

ESCALA 1:10.000



Equivalencia: 1 cm en el mapa representa 100 metros en el terreno



CARTA GEOMORFOLÓGICA

LEYENDA

- Sistema Depositional**
- Cono de Gravedad
 - Manto Eólico
 - Material Coluvial
 - Paleoflujo de Detritos
 - Cobertura de Duna
- Remanente de Erosión**
- Paleotalweg
 - Paleotalweg Incididos con Cobertura Eólica
 - Posibles Escarpe de Terrazas
 - Escarpe de Terrazas Marinas
 - Terraza Marina
 - Niveles de Terraza Indiferenciados con cobertura eólica
- Sistema de Vertiente**
- Laderas de Recubrimiento (Clastos)
 - Ladera de Recubrimiento (Bioclasto-Clastos)

FUENTE TEMÁTICA:

- Paskoff, R., 1978-1979. Sobre la Evolución Geomorfológica del Gran Acantilado Costero del Norte Grande de Chile. Revista de Investigación Geográfica, Universidad Católica, 6; 7-22.
- Castro, C.P., Soto, M.V., Fernández, R., Márker, M., Rodolfo, G., 2009. Impacto en la Geodinámica Actual del Valle de Nantoco, cuenca del Río Copiapo, Asociado a la Reconversión Productiva. Revista Geográfica Norte Grande, 42:81-89.
- Campaña de Terreno, Mayo 2009 y Enero 2010.

BASE CARTOGRÁFICA DIGITAL: IGM, Cartografía Digital de Chile, escala 1 : 50.000, año 1997. CIREN, Imagen Satelital Spotmap, satélite SPOT 5, año 2008. ESRI, Imagen DigitalGlobe, Satélite QuickBird, año 2009.

BASE CARTOGRÁFICA ORIGINAL: IGM, Cartografía regular a escala 1:50.000, sector Caleta Patillo.

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA: Digitalización estudiantes de Geografía año 2005 de cartografía regular IGM a escala 1: 50.000 (actualización de red vial, hidrografía, geomorfología, cubierta vegetal, zona edificada e infraestructura). Incorporación de los límites político administrativos de las regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá, actualizados a octubre de 2007 por el Instituto Nacional de Estadísticas (INE).

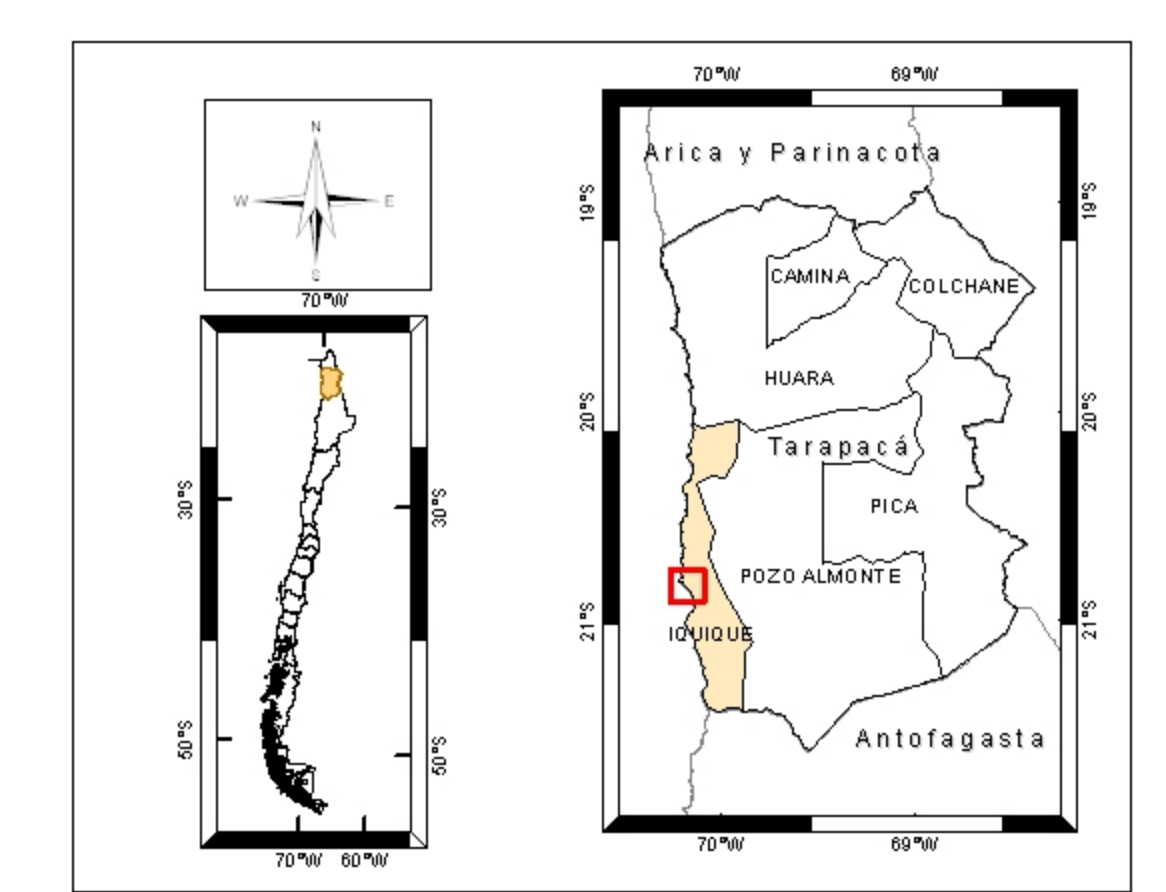
DATOS CARTOGRÁFICOS: Proyección Universal Transversal de Mercator Datum WGS-84 Dato altimétrico nivel medio del mar

DISEÑO CARTOGRÁFICO: Héctor Hernán Orellana Cortés Licenciado en Geografía Universidad de Chile

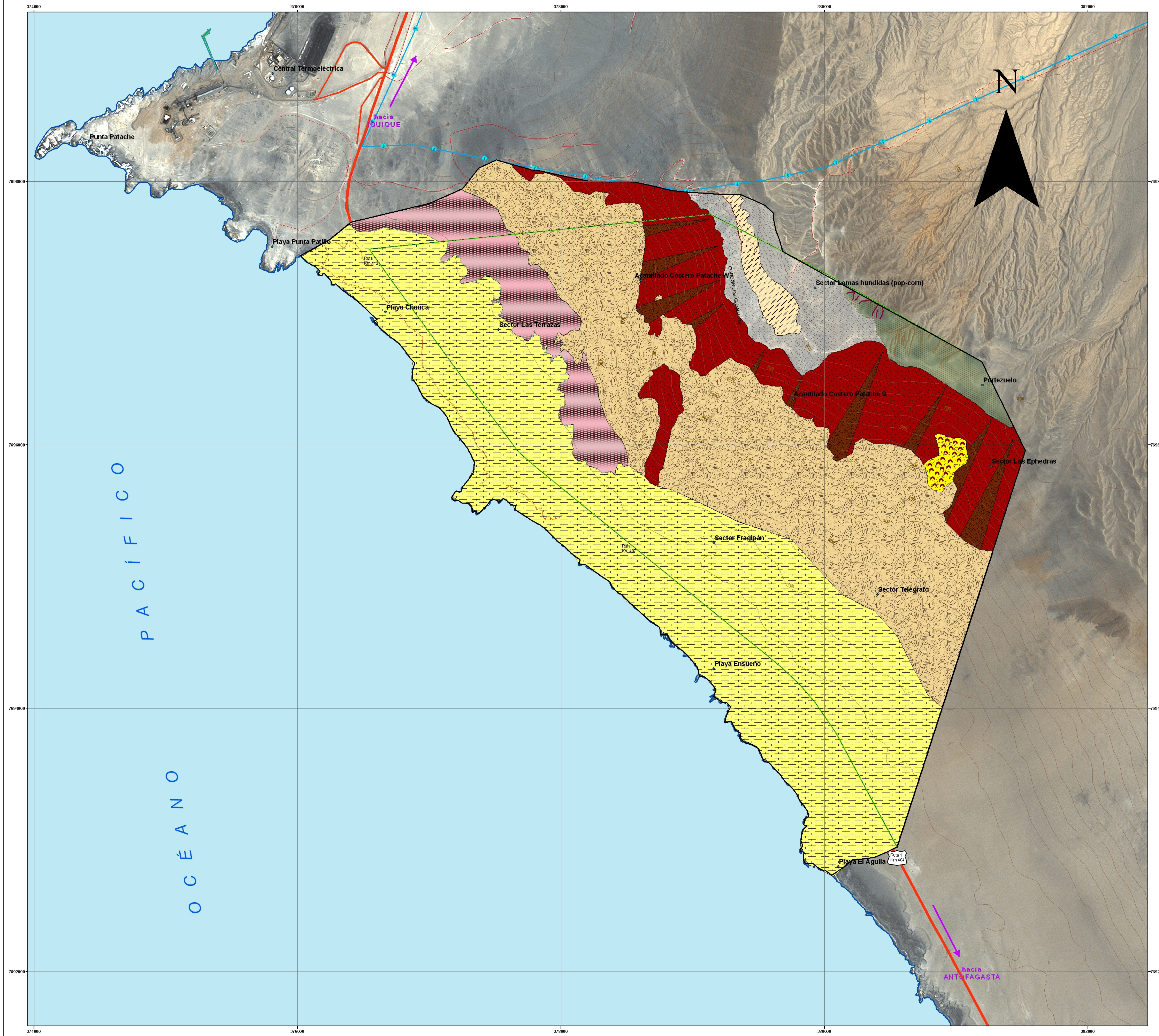
SIMBOLOGÍA

- | | | |
|------------------------|-------------------------|-----------------|
| • Topónimos | INFRAESTRUCTURA EXTERNA | CAMINOS |
| Área de Estudio | Tendido Eléctrico | Ruta Nacional 1 |
| Concesion Alto Patache | Muelle | Pavimentado |
| Topografía | Curvas de Nivel | Sin Pavimentar |
| Kilometraje Ruta | Huella | Línea de Costa |

ESCALA 1:10.000



Equivalencia: 1 cm en el mapa representa 100 metros en el terreno



LUGAR DE MUESTREO

LEYENDA

- Area de Estudio
- Muestreo del Manto Eólico
- Muestreo de Arena de Duna

BASE CARTOGRÁFICA DIGITAL

IGM, Cartografía Digital de Chile, escala 1 : 50.000, año 1997.
 CIREN, Imagen Satelital Spotmap, satélite SPOT 5, año 2008.
 ESRI, Imagen DigitalGlobe, Satélite QuickBird, año 2009.

BASE CARTOGRÁFICA ORIGINAL

IGM, Cartografía regular a escala 1:50.000, sector Caleta Patillo.

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA

Digitalización estudiantes de Geografía año 2005 de cartografía regular IGM a escala 1: 50.000 (actualización de red vial, hidrografía, geomorfología, cubierta vegetal, zona edificada e infraestructura). Incorporación de los límites político administrativos de las regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá, actualizados a octubre de 2007 por el Instituto Nacional de Estadísticas (INE).

DATOS CARTOGRÁFICOS

Proyección Universal Transversal de Mercator
 Datum WGS-84
 Dato altimétrico nivel medio del mar

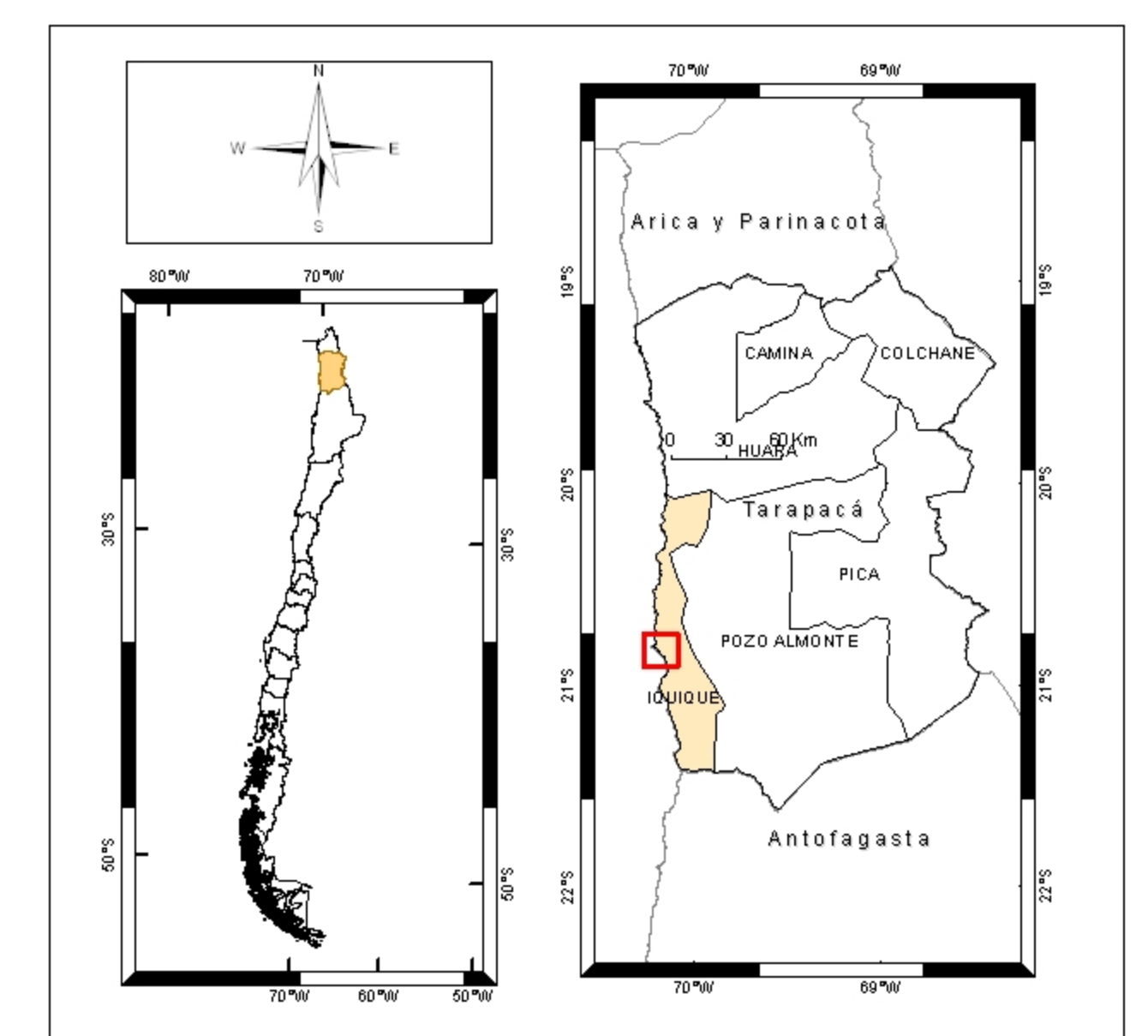
DISEÑO CARTOGRÁFICO

Héctor Hernán Orellana Cortés
 Licenciado en Geografía
 Universidad de Chile

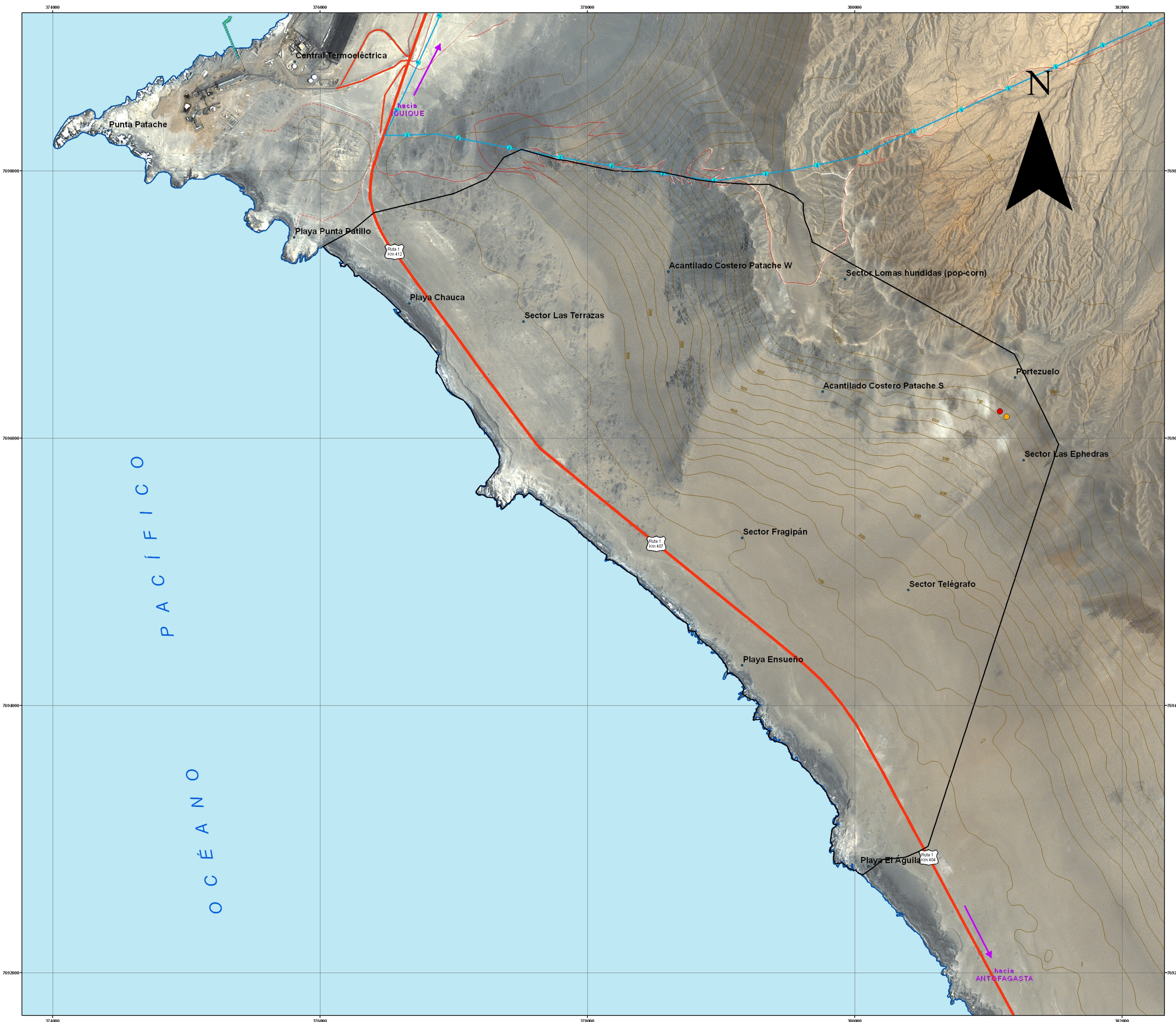
SIMBOLOGÍA

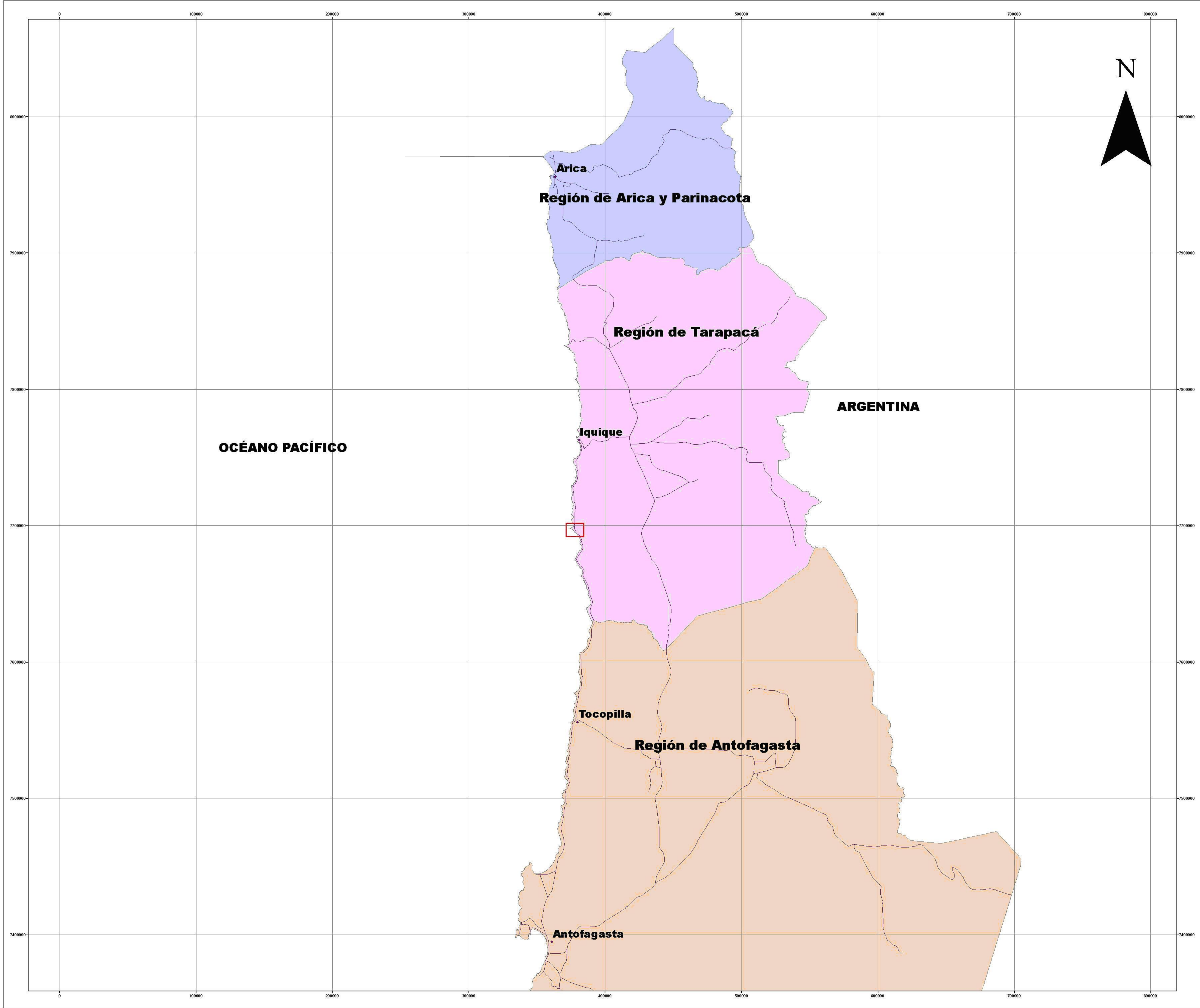
- | | |
|--|--|
| • Topónimos | CAMINOS |
| Curvas de Nivel | Ruta Nacional 1 |
| Kilometraje Ruta | Pavimentado |
| • Tendido Eléctrico | Sin Pavimentar |
| Muelle | Huella |

ESCALA 1:10.000



Equivalencia: 1 cm en el mapa representa 100 metros en el terreno





PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE
CENTRO DEL DESIERTO DE ATACAMA
 Proyecto: Bases Geográficas para la Elaboración de un Plan de Manejo,
 para la Conservación de la Biodiversidad del Área Protegida
 Oasis de Niebla de Alto Patache
 Comuna de Iquique - Región de Tarapacá
 PRIMERA ETAPA Enero - Diciembre 2009

CARTA DEL ÁREA DE ESTUDIO

 ERNESTO VELASCO
 Intendente y Órgano Ejecutivo
 Gobierno Regional
 Región Metropolitana de Santiago

LEYENDA

- Ciudades
- ▭ Área de Estudio
- TIPO**
- ruta pavimentada

Regiones de Chile

REGION

- Antofagasta
- Arica y Parinacota
- Tarapacá

COORDINADORES: Prof. Pilar Cereceda Troncoso, Profesor de Historia y Geografía.
 Prof. Mauricio Calderón Sánchez, Ingeniero Agrónomo, Msc.
 Prof. Horacio Larrain Barros, Arqueólogo, Ph. D.
 Ruth Hofmann Furtch, Geógrafo PUC.
 Prof. Pablo Osses McIntyre, Geógrafo, Msc.

EQUIPO DE TRABAJO: Mauricio Calderón Sánchez, Ingeniero Agrónomo, Msc.
 Miriam Ibañez Saavedra, Estudiante de Geografía PUC.
 Héctor Orellana Cortes, Alumno en Práctica Universidad de Chile.

Esta carta ha sido concebida para fines de la planificación y manejo
 y su alcance es netamente orientador. .

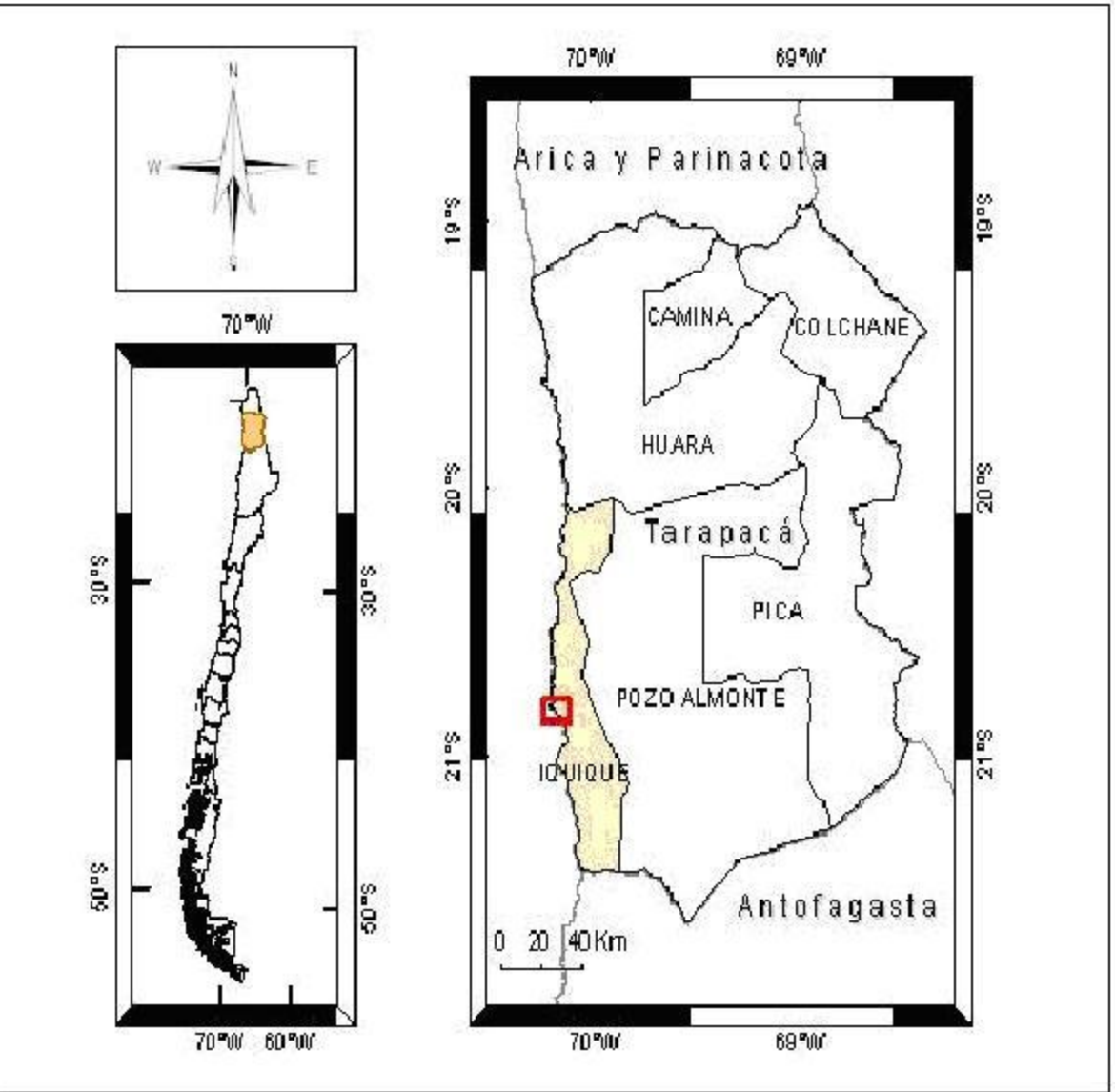
BASE CARTOGRÁFICA DIGITAL: IGM, Cartografía Digital de Chile, escala 1 : 50.000, año 1997.
 CIREN, Imagen Satelital Spotmap, satélite SPOT 5, año 2008.
 ESRI, Imagen DigitalGlobe, Satélite QuickBird, año 2009.

BASE CARTOGRÁFICA ORIGINAL: IGM, Cartografía regular a escala 1:50.000, sector Caleta Pabillón.

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA: Digitalización generación de estudiantes de Geografía año 2002
 de cartografía regular IGM a escala 1:50.000 (actualización de
 red vial, hidrografía, geomorfología, cubierta vegetal, zona
 edificada e infraestructura).
 Incorporación de los límites político administrativos de las regiones de
 Arica y Parinacota y Tarapacá, actualizados a octubre de 2007 por
 el Instituto Nacional de Estadísticas.

DATOS CARTOGRÁFICOS: Proyección Universal Transversal de Mercator
 Datum Provisorio Sudamericano 1956
 Datos alimétrico nivel medio del mar
 Equidistancia curvas de nivel 50 metros

ESCALA 1 : 10.000
 Equivalencia: 1 cm en el mapa representa 100 metros en el terreno



PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DE CHILE
CENTRO DEL DESIERTO DE ATACAMA

MAURICIO CALDERÓN SÁNCHEZ
 Coordinador Ejecutivo Proyecto
 Pontificia Universidad Católica de Chile

PILAR CERECEDA TRONCOSO
 Directora Centro del Desierto de Atacama
 Pontificia Universidad Católica de Chile

COMITÉ TÉCNICO DEL PROYECTO
 Pontificia Universidad Católica de Chile, Centro del Desierto de Atacama
 Comisión Nacional del Medio Ambiente, Fondo de Protección Ambiental.



CARTA GEOLÓGICA

LEYENDA

Neógeno

- Gravas de Alto Patache Ngap
- Depósitos Aluviales Qal
- Arenisca (Arena Dunar) Qa
- Terrazas Marinas Solventadas (Arena de Playa) Qtms
- Terrazas Marinas (Arena de Playa) Qtm
- Depósitos Eólicos (Arena Eólica) Qe

Jurásico

- Formación Oficina Viz (Andesita) Jov

- Grandstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A., 2004. A Geological Time Scale 2004. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
 - Thomas, A., 1970. Cuadrángulos Iquique y Caleta Molle.
FUENTE TEMÁTICA: Cartas N°21 Y N°22. Instituto de Investigación Geológica de Chile.
 - Skarmeta, J., y Marinovic, N., 1981. Hoja Quillagua. Instituto de Investigación Geológica de Chile. Santiago.
 - Campaña de Terreno, Mayo 2009 y Enero 2010.

DISEÑO CARTOGRÁFICO: Héctor Hernán Orellana Cortes
 Licenciado en Geografía
 Universidad de Chile

BASE CARTOGRÁFICA DIGITAL: IGM, Cartografía Digital de Chile, escala 1 : 50.000, año 1997.
 CIREN, Imágen Satelital Spotmap, satélite SPOT 5, año 2008.
 ESRI, Imágen DigitalGlobe, Satélite QuickBird, año 2009.

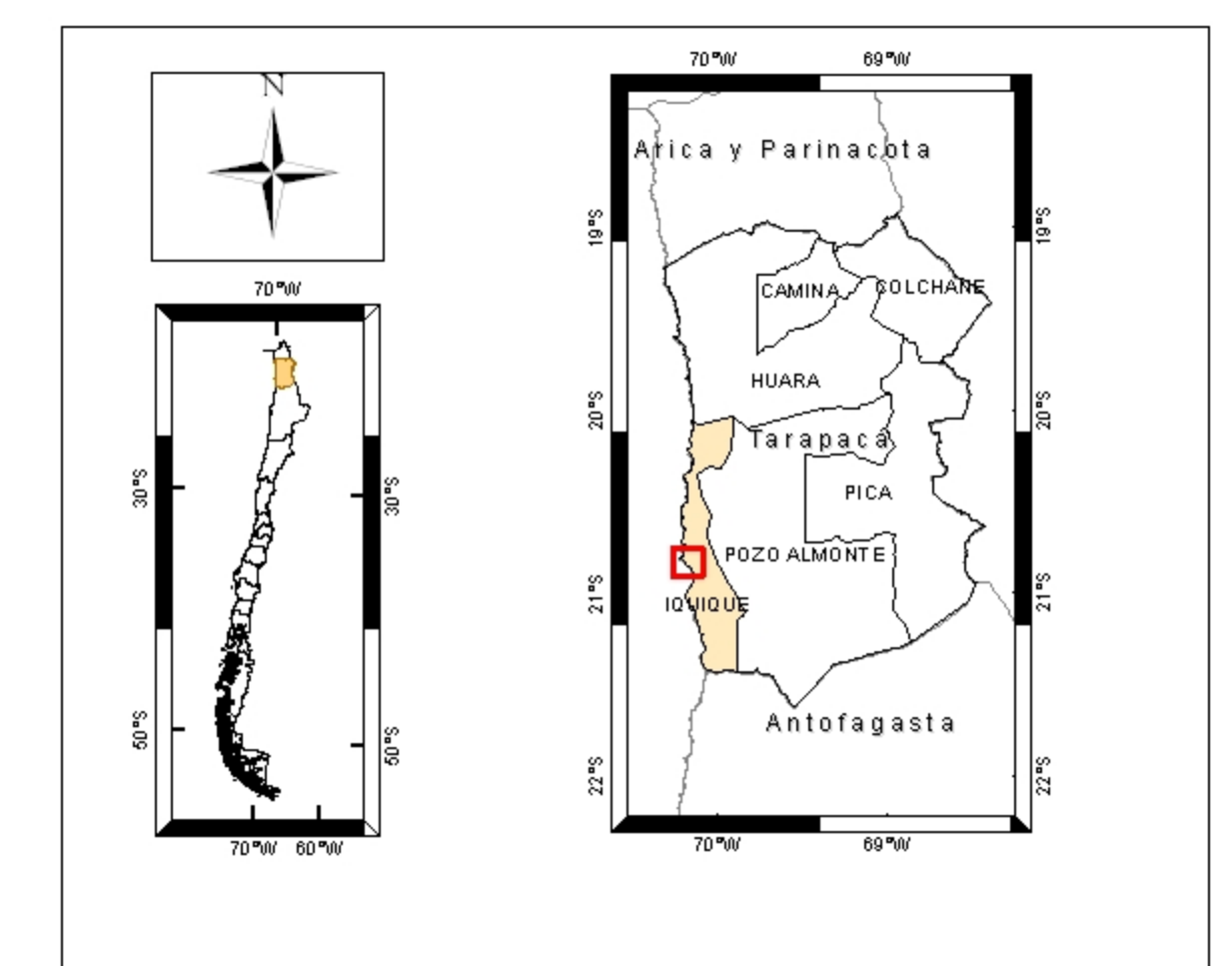
BASE CARTOGRÁFICA ORIGINAL: IGM, Cartografía regular a escala 1:50.000, sector Caleta Patillo.
 Digitalización estudiantil de Geografía año 2005 de cartografía regular

ACTUALIZACIÓN CARTOGRÁFICA: IGM a escala 1: 50.000 (actualización de red vial, hidrografía, geomorfología, cubierta vegetal, zona edificada e infraestructura).
 Incorporación de los límites político administrativos de las regiones de Arica y Parinacota y Tarapacá, actualizados a octubre de 2007 por el Instituto Nacional de Estadísticas (INE).

DATOS CARTOGRÁFICOS: Proyección Universal Transversal de Mercator
 Datum WGS 84
 Dato altimétrico nivel medio del mar

SIMBOLOGÍA

- Área de Estudio
- Concesion Alto Patache
- Infraestructura**
- Muelle
- Topografía**
- Curvas de Nivel
- Línea de Costa
- Oceano
- Cotas_cerros
- Topónimos



ESCALA 1:10.000

Equivalencia: 1 cm en el mapa representa 100 metros en el terreno

